

EUGENIO SANZ PÉREZ



**LAS MONTAÑAS DE URBIÓN,
CEBOLLERA Y CABREJAS
GEOMORFOLOGÍA Y PATRIMONIO GEOLÓGICO**

EDICIONES DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE SORIA
COLECCIÓN TEMAS SORIANOS N° 43

**LAS MONTAÑAS DE URBIÓN,
CEBOLLERA Y CABREJAS
GEOMORFOLOGÍA Y PATRIMONIO
GEOLÓGICO**

EUGENIO SANZ PÉREZ

**S O R I A
2 0 0 1**

**LAS MONTAÑAS DE URBIÓN, CEBOLLERA Y CABREJAS
GEOMORFOLOGÍA Y PATRIMONIO GEOLÓGICO**

© Eugenio Sanz Pérez

Excma. Diputación Provincial de Soria

EDITA: Excma. Diputación Provincial de Soria

FOTOGRAFÍA PORTADA: Laguna Negra (Soria) cedida por el Patronato
Provincial de Turismo de Soria

FOTOGRAFÍA CONTRAPORTADA: La Peña de Vaso en Quintanar de la
Sierra (Burgos) cedida por
Julián Rodríguez

FOTOGRAFÍAS Y DIBUJOS: Eugenio Sanz, Julián Rodríguez y
Pedro Latorre

COLECCIÓN: Temas Sorianos nº 43

MAQUETA E IMPRIME: Imprenta Provincial de Soria

I.S.B.N.: 84-95099-419-1

DEPÓSITO LEGAL: SO-92/01

PRECIO: 10 euros IVA incluido

Digitalización: Enrique García Garcés y José M^a de Pablo Vinuesa.

**LAS MONTAÑAS DE URBIÓN,
CEBOLLERA Y CABREJAS**

**GEOMORFOLOGÍA Y PATRIMONIO
GEOLÓGICO**

Este libro está dedicado a
Andrés, Luz, Joaquín, Pablo, Álvaro y Almudena

Cumbre de Urbión

Es la cumbre, por fin, la última cumbre.
mis ojos en torno hacen la ronda
y cantan el perfil, a la redonda,
de media España y su fanal de lumbré.

Leve es la tierra, toda pesadumbre
se desvanece en cenital redonda.

Y al beso y tacto de infinita honda
duermen sierras y valles su costumbre.

Geología yacente, sin más huellas
que una nostalgia trémula de aquellas
palmas de Dios palpando su relieve.

Pero algo, Urbión, no duerme en tu nevero,
que entre pañales de tu virgen nieve
sin cesar riace y llora el niño Duero.

(Cumbre de Urbión, dedicado por Gerardo Diego (1924)
al geólogo Joaquín Gómez de Llarena).

Presentación

Para la mayoría de las personas quizá sea mucho más fácil sentir interés por los seres vivos que por los elementos inertes del medio natural. Sin embargo, la indivisibilidad de nuestro patrimonio natural obliga a considerar siempre en su integridad su dimensión geológica, todavía más en la región que nos ocupa, donde se hace patente la asociación de la geología con el mundo vegetal y animado.

La geología imprime belleza a las montañas de Soria, cuyo paisaje, herencia de carácter irrepetible, es resultado de un equilibrio natural que se ha ido adquiriendo solo al cabo de cientos de miles de años.

La Diputación Provincial, consciente de la necesidad de que el patrimonio geológico alcance el rango que le corresponde, también como patrimonio cultural que es, promueve iniciativas para que éste sea protegido, conocido y divulgado. De hecho, muchas de las singularidades geológicas de Soria determinan buena parte de su desarrollo turístico. Basta con ver las estadísticas de las personas que visitan lugares como el Cañón del río Lobos, Laguna Negra, Valonsadero, ruta de las Tenitas y la Fuente.

El libro que aquí se presenta intenta llegar al público el significado de los elementos geológicos de la región y que describe de manera rigurosa. Sirve también de guía para visitar los principales parajes que se han mencionado anteriormente.

El autor, proveniente del mundo profesional de la geología aplicada, pero sensible a los temas medioambientales, retorna a su doble vocación de naturalista e intenta deleitarnos en la interpretación lógica de los muchos datos recopilados en campo durante años. Resulta realmente interesante el capítulo referente al glaciarrismo cuaternario de Urbión, donde se explica la verdadera extensión e importancia que tenían los glaciares de la Laguna Negra, Hornillo y Revinuesa

EFRÉN MARTÍNEZ IZQUIERDO
PRESIDENTE DE LA DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE SORIA

INDICE

| | <u>PÁGINAS</u> |
|--|----------------|
| Dedicatoria | 7 |
| Presentación del Presidente de la Excma. Diputación de Soria | 11 |
| Índice | 13 |
| Presentación | 17 |
| 1. LAS SIERRAS DE URBIÓN Y CEBOLLERA | 19 |
| 1.1. El modelado glaciar | 21 |
| 1.1.1. El modelado glaciar en la Sierra de Urbión | 21 |
| 1.1.1.1. Introducción y metodología de trabajo..... | 21 |
| 1.1.1.2. Geología de la zona de estudio..... | 22 |
| 1.1.1.3. Geomorfología general | 23 |
| 1.1.1.4. Antecedentes y estado actual de los conocimientos sobre el glaciario de Urbión | 24 |
| 1.1.1.5. Huellas morfológicas glaciares | 27 |
| 1.1.1.6. Características y evolución del glaciario wür- miense en cada conjunto glaciar..... | 48 |
| 1.1.2. El modelado glaciar en la Sierra Cebollera | 77 |
| 1.2. El modelado periglacial..... | 81 |
| 1.2.1. Dinámica periglacial cuaternaria en la Sierra de Urbión. | 81 |
| 1.2.1.1. Morfogénesis periglacial heredada | 81 |
| • Nichos de nivación y morrenas del nevé | 81 |
| • Resaltes rocosos o Tors | 83 |
| • Mantos de derrubios, coladas de bloques, cam- pos de piedras..... | 84 |
| 1.2.2. El periglaciario de la Sierra Cebollera (Soria y La Rioja) | 85 |
| 1.2.2.1. Introducción | 85 |
| 1.2.2.2. Geología de la zona de estudio..... | 85 |
| 1.2.2.3. Geomorfología general | 86 |
| 1.2.2.4. Dinámica periglacial cuaternaria | 87 |
| 1.2.2.4.1. Morfogénesis periglacial heredada | 87 |
| • Los glaciares rocosos..... | 88 |
| • Las figuras geométricas de la Mesa..... | 90 |

| | <u>PÁGINAS</u> |
|---|----------------|
| • Resaltes rocosos o Tors | 91 |
| • Manto de derrubios..... | 91 |
| • Coladas de bloques..... | 94 |
| • Campos de piedras..... | 95 |
| • Nichos de nivación | 95 |
| 1.2.2.4.2. Morfogénesis subactual y actual periglaci- ciar | 96 |
| 1.2.2.5. El periglaciario de la Sierra de Cebollera en el contexto de las montañas ibéricas..... | 100 |
| 1.2.2.6. Conclusiones..... | 103 |
| 1.3. El karst de la Sierra de Urbión..... | 110 |
| –Introducción | 110 |
| –Formas kársticas | 110 |
| • Lenares | 110 |
| • Dolinas..... | 111 |
| • Valles secos..... | 114 |
| • Las depresiones glaciokársticas..... | 114 |
| 1.4. El relieve de los conglomerados de la facies Urbión..... | 117 |
| 1.4.1. Características generales..... | 117 |
| 1.4.2. Algunos parajes singulares..... | 118 |
| • Las Calderas | 119 |
| • El Portillón (Covaleda) y Castroviejo (Duruelo)..... | 121 |
| • El Covarnate de Regumiel (Burgos) y La Covagrande (Du- ruelo) | 122 |
| • La Piedra Andadera | 124 |
| 2. EL VALLE DEL DUERO Y VALONSADERO | 127 |
| 2.1. El Cuaternario aluvial del Duero en la Vega Cintora..... | 129 |
| 2.1.1. Introducción..... | 129 |
| 2.1.2. Formaciones cuaternarias..... | 129 |
| 2.1.3. Cronología de los depósitos cuaternarios..... | 135 |
| 2.1.3.1. Yacimientos de industria lítica | 135 |
| 2.1.3.2. El paisaje vegetal en el Musteriense Superior de la cabecera del Duero: el yacimiento de restos ve- getales del meandro de la Serna en el río Duero .. | 144 |
| 2.1.4. Dinámica fluvial..... | 145 |
| 2.1.5. Discusión..... | 147 |

| | |
|---|-----|
| 2.2. El Muro de la Serna | 149 |
| 2.2.1. Uso del suelo en la Vega Cintora desde el siglo XII..... | 149 |
| 2.2.2. El Muro de la Serna..... | 151 |
| 2.3. Geología y Geomorfología del entorno de Valonsadero ... | 154 |
| 2.3.1. Introducción..... | 154 |
| 2.3.2. Estratigrafía de Valonsadero | 154 |
| 2.3.3. Geomorfología del entorno de Valonsadero | 161 |
| 2.3.3.1. Elementos geomorfológicos | 161 |
| 2.3.3.2. Hipótesis de evolución geomorfológica..... | 166 |
| 2.3.3.3. Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purbeck-Weald del noroeste de la Cordillera Ibérica | 167 |
| 2.3.4. La arenisca de Valonsadero como piedra de sillería..... | 181 |
| 2.3.5. Valonsadero: un itinerario geológico..... | 183 |
| 2.4. La alteración de la roca soporte de las pinturas rupestres de Valonsadero | 191 |
| 3. LA SIERRA DE CABREJAS | 201 |
| 3.1. Características geomorfológicas de la Sierra de Cabrejas | 203 |
| 3.2. El Cañón del río Lobos | 209 |
| 3.2.1. Hoces y Cañones de la provincia de Soria..... | 209 |
| 3.2.2. El Cañón del río Lobos..... | 211 |
| 3.3. La Fuentona de Muriel: Monumento natural | 214 |
| 3.4. Depósitos tobáceos del Sur de la Sierra de Cabrejas | 217 |
| 3.4.1. Iniciación al estudio de las formaciones tobáceas de la Sierra de Cabrejas..... | 217 |
| 3.4.2. La laguna tobácea de Fuentelárbol | 218 |
| 3.5. Las canteras de ruedas de molino de Fuentelárbol | 220 |
| 3.5.1. Introducción..... | 220 |
| 3.5.2. Importancia económica de las canteras | 220 |
| 3.5.3. La explotación de las canteras | 222 |

PRESENTACIÓN

La publicación que aquí se presenta pretende caracterizar el relieve de las Sierras de Urbión, Cebollera y Cabrejas. El territorio abarca esencialmente el sector noroeste de Soria, aunque el estudio se extiende dentro de su ámbito natural, a las vecinas provincias de Burgos y La Rioja. El libro debe entenderse como una aproximación al estudio del modelado del terreno en esta zona. Tiene un carácter eminentemente descriptivo aunque en mayor o menor medida se esbozan en algunos casos el origen y evolución de las formas del terreno. No se trata de un estudio estrictamente geomorfológico ya que incluye también aspectos colaterales y heterogéneos, tanto de índole geológica y medioambiental, como de carácter histórico e ingenieril.

Somos conscientes que la atención prestada a los diferentes tipos de modelados ha sido desigual, resaltando aquellos que quizá tengan mayor valor medioambiental y que constituyen un patrimonio geológico digno de conservar. Hay que tener en cuenta que nos movemos en un espacio donde existe un Parque Natural (Cañón del río Lobos), un Monumento Natural (Fuentona de Muriel) y un espacio protegido de gran extensión (Picos de Urbión) que quizá llegue a ser declarado en su día como Parque Natural. Esta visión selectiva nos ha detenido en estudiar la morfología de cumbres y vertientes elevadas con más detalle, que la de las depresiones que las separan. Nos referimos a la morfología glaciar y periglacial, al Karst y a otras formas de menor escala, como son los vistosos "castillos" naturales de conglomerados de la Facies Weald. Las huellas del glaciarismo de Urbión, y Cebollera, por su abundancia y estado de conservación constituyen la manifestación más importante del glaciarismo cuaternario de la Cordillera Ibérica.

En este trabajo no se agotan los temas sino que quedan aspectos abiertos y que será necesario completarlos para enlazar compartimentos estancos de conocimiento, espacios y tiempos, y así dar una explicación integrada de la evolución del paisaje. Se indican algunas cuestiones aún por dilucidar, como el análisis morfoestructural y el relieve preglaciar, la morfodinámica de valles y vertientes, los interesantes abanicos fluvio-glaciares de El Valle, las terrazas del Duero y su relación con la Fm. Numancia, el enlace de la Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica con las Distercias, la cronología de travertinos, etc. temas estos que apenas han sido esbozados en esta publicación.

En el libro se incluyen trabajos ya publicados a modo individual o con otros colegas, junto con datos y estudios inéditos. Entre ellos merece comentar la elaboración de un informe interno para las Consejerías de Medio Ambiente de Burgos y Soria en 1994, donde se presentó una cartografía geomorfológica de detalle a escala 1/10.000 de las formas glaciares y otros relieves importantes de las Sierras de la Demanda, Neila, Urbión y Cebollera, y en donde se recoge parte de la información de este libro. Constituye un documento objetivo que creemos tiene la utilidad de servir de soporte y guía para cualquier estudio de impacto ambiental que se haga, y que fue decisivo para incluir estos relieves dentro de las áreas de protección especial.

Sin embargo, una buena parte de estos trabajos han sido revisados a fondo posteriormente, ampliándolos con aspectos y temas inéditos a partir de fotografías aéreas a escala 1/5.000 por ejemplo, y sobre todo con una paciente labor de campo, llevada a cabo con talante naturalista y altruista, en la que se ha reunido la información y notas de numerosas excursiones realizadas intermitentemente a lo largo de varios años.

No queremos terminar sin hacer constar nuestro agradecimiento a la sección de Cultura de la Diputación Provincial, por a ver hecho posible esta publicación, así como al geólogo Jesús del Olmo por la revisión del texto.

1. LAS SIERRAS DE URBIÓN Y CEBOLLERA

La Sierra Cebollera le dijo al Moncayo,
si tu tienes capa, yo tengo sayo

1.1. EL MODELADO GLACIAR

1.1.1. El modelado glaciar en la Sierra de Urbión

1.1.1.1. Introducción y metodología de trabajo

Entre los Montes Distercicos de la Cordillera Ibérica, la Sierra de Urbión constituye quizá el macizo montañoso más afectado por la im- pronta glaciar durante el Cuaternario. Esta alineación montañosa de dirección Este-Oeste y 20 Km de longitud, alcanza los 2.228 m de altitud y hace de divisoria de primer orden entre la vertiente mediterránea y la atlántica, y baluarte fronterizo de las provincias de Soria, Burgos y La Rioja. Hacia occidente y oriente , respectivamente, esta misma alineación orográfica se prolonga en los otros montes Distercios de Neila y Cebollera, una vez pasado El Collado de Neila (1.405 m) y el Puerto de Santa Inés (1.753 m).

El relieve de Urbión, como el de Cebollera, es claramente dise- métrico en sentido transversal. La gran cuesta que dibuja su perfil viene impuesta por el basculamiento de la serie estratigráfica hacia el Sur, y por la distinta capacidad erosiva de los afluentes del Duero y del Ebro, éstos últimos de mucha más energía. La regularidad de sus laderas ha quedado interrumpida en la parte superior por la acción erosiva de los glaciares cuaternarios. Así, por encima de los 1.600 m se sucede un rosa- rio de anfiteatros y recuencos de paredes más empinadas donde se instalaban durante el Wúrmense los circos de diversos glaciares de tipo alpino o pirenaico (Carandell y Gómez de Llarena, 1918; Thornes, 1968; Antón Burgos, 1991), aunque no se descarta puedan conservarse tam- bién señales directas o indirectas de las glaciaciones anteriores.

Toda la zona estudiada está situada por encima de los 1.000 m, e incluye total o parcialmente las hojas topográficas a escala 1/50.000 nº 278, 279, 280, 316, 317 y 318. Aquí nacen los ríos Duero, Arlanza, Revi- nuesa y otros pertenecientes a la Cuenca del Ebro.

El objetivo de este capítulo es la descripción de forma sistemáti- ca de las formas glaciares y periglaciares, en particular de aquellas que son inéditas y fueron en gran parte descritas en un informe anterior (Sáenz, 1994), como los importantes glaciares rocosos de Terreros y el de la cara oeste del Castillo de Vinuesa, así como los de la Laguna Negra, Laguna Helada, cabecera del Revinuesa y Peñas Blancas; las importan- tísimas morrenas laterales, como proglaciar y depósitos fluvioglaciares asociados del complejo terminal del máximo glaciar de los glaciares del Alto Revinuesa, Laguna Negra y Hornillo y que se sitúan en el Valle del Revinuesa a unos 1.250 m altitud, que habían pasado totalmente inad-

vertidas, también para nosotros. Es de destacar igualmente la voluminosa morrena del glaciar oriental del río Portilla y la morrena lateral derecha del glaciar de la Laguna Negra y su extensión lateral hacia el glaciar del Hornillo. Las morrenas del nacimiento del Duero y río Triguera al Sur, los protilus rampant de los neveros del Duero, Peñas Blancas, Laguna Masegosa, Chozo del Periquillo, Hoyo Bellido, etc. Se indica la posibilidad de la existencia de depósitos fluvio-glaciares de gran granulometría del río Revinuesa originados por crecidas extraordinarias y avalanchas provocadas por la rotura de lagos proglaciares y de obturación glaciar. Se hace referencia a los factores que condicionan la distribución espacial y cronología relativa de las formas glaciares, así como a los procesos genéticos y condiciones ambientales de su formación. Se pone de manifiesto la variedad y extensión del modelado periglacial proponiéndose un modelo de evolución para cada aparato glaciar.

Para ello se ha levantado una cartografía geomorfológica a escala 1/10.000 y 1/5.000 (mapa topográfico base de esta escala y con equidistancias de 10 m) con la ayuda de fotografía aérea de escala 1/33.000, 1/18.000 y 1/5.000 junto con el reconocimiento en campo de todas y cada una de las formas y depósitos cartografiados, caracterizando a visu y de manera preliminar la granulometría y naturaleza litológica de los sedimentos glaciares.

1.1.1.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La arquitectura general de la Sierra se resuelve en una gran cuesta cuya estructura está determinada por la inclinación suave y generalizada de la serie estratigráfica hacia el Sur, con buzamientos variables entre 9° y 20°. El frente de la cuesta se orienta hacia el norte, que es donde afloran las capas más antiguas. Así, sobre un Cámbrico que está formado por pizarras y areniscas, se apoya el Keuper arcilloso y plástico, bastante laminado, sobre el que descansa a su vez una secuencia calcárea jurásica constituida por unos 350 m de carnioles, calizas y calizas dolomíticas.

Estos afloramientos paleozoicos, triásicos y jurásicos se extienden casi únicamente por la vertiente septentrional; las calizas pueden llegar a situarse a altitudes próximas a 1.900 m. Encima del Jurásico calcáreo y en suave discordancia se sitúan los grupos Tera, Oncala y Urbión, pertenecientes a la facies "Purbeck-Weald", que están constituidos por una potente serie de areniscas, conglomerados y margas de gran espesor. Destaca un nivel duro de conglomerados cuarcíticos, masivo, de 80 a 200 m de espesor, que da lugar a las cornisas y resaltes rocosos

cimeros donde se instalan los circos glaciares de la Laguna Negra de Urbión, glaciares de Urbión, Neila, Cebollera, etc. Es en este nivel competente donde mejor se manifiesta la fracturación que en Urbión presenta bastante grado de intensidad, predominando dos familias de diaclasas con diferente dirección.

1.1.1.3. GEOMORFOLOGÍA GENERAL

Antes del Cuaternario, estos macizos se modelaron con formas suaves y vertientes regularizadas, definiéndose una línea de cumbres hacia los 2.000 m que no queda tan claramente manifiesta como en Cebollera. Posteriormente se instaló un glaciario en los tramos más elevados de los valles, acomodándose al relieve preexistente. La configuración inicial del relieve, más en cuesta, hace que el glaciario en Urbión cuente con aparatos glaciares de mayor envergadura o talla que en Cebollera, donde son recuencos más numerosos pero de tamaño más reducido, debido a la mayor pendiente de la ladera norte, que es donde se sitúan la mayoría. En Urbión, la especial morfología en cuesta suave de gran altitud en el núcleo cimero, la orientación de la Sierra, y la mayor influencia, como en Neila, de las masas húmedas procedentes del Noroeste, determinaron el desarrollo de glaciares alpinos de cierta envergadura en las laderas Norte y Este, que han sido minusvalorados por estudios anteriores. La acción de los hielos esculpió en las eminencias de las montañas un paisaje relativamente más escarpado que lo habitual en el Sistema Ibérico, y donde el vigor y la energía del relieve contrasta en cierto modo con los macizos más voluminosos y plomizos de las Sierras de Alba, Carcaña, Tabanera y Umbría, e incluso del Moncayo.

Las caras Norte y Este de la Sierra son las que presentan los sistemas glaciares más importantes, pues su orientación en umbría y la sobrealimentación nival por efecto de la ventisca favoreció la acumulación y conservación del hielo. En contraste, en la cara Sur, más seca y soleada, los glaciares estaban en situación algo más precaria, en algún caso sobrecargados de derrubios que fundían a mayor altitud, a penas traspasado el nivel de las nieves perpetuas; ello conllevó a la formación de importantes glaciares rocosos en Cebollera y Urbión, cuyas morfologías deposicionales tienen gran nitidez. Sin embargo, el dorso del relieve en cuesta orientado hacia el sur suponía que existiese mayor superficie de gran altitud media con esta orientación, que de alguna manera contrarestabá el efecto de la aridez. Ello produjo la formación de neveros y glaciares de ladera con sus morrenas laterofrontales en arco asociadas en las cabeceras de los ríos Duero, Triguera y Las Paules. Paralelamente

te a la dinámica glaciar, las altiplanicies de las cumbres y las vertientes no cubiertas por las masas glaciares estuvieron afectadas por una intensa acción del hielo, antes y después de la retirada de los glaciares.

1.1.1.4. ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE EL GLACIARISMO DE URBIÓN

Aparte de una esporádica referencia de Sánchez Lozano (1894) a la existencia de glaciario en Urbión, el trabajo de Carandell y Gómez de Llerena (1918) constituye el primer intento serio de definición del glaciario en esta Sierra. Según dichos autores, en estas montañas se evidencia un único periodo de glaciación en el que se distingue una fase de progresión y otra de regresión de los hielos. Durante la progresión glaciar se desarrollaron diversos aparatos glaciares, algunos con la entidad suficiente para considerarlos alpinos propiamente dichos, y que bajaban en ciertos casos hasta los 1.600 m de altitud. Los circos glaciares, situados siempre por encima de los 1.800 m, se instalaron preferentemente en las cabeceras fluviales preexistentes orientadas a las exposiciones más umbrías del Norte y del Este, lo que favoreció la perduración de los focos de hielo. Aparecen igualmente diversos circos orientados al SE ya que el efecto de la ventisca produjo una sobreacumulación de nieve en esa dirección.

Entre otras importantes observaciones, de la monografía de Carandell y Gómez de Llerena nos interesa resaltar dos cuestiones que se tratarán en este trabajo: 1. Por un lado, se cita la presencia de pseudomorrenas en la ladera sur del Pico de Urbión y cabecera del Duero y que no se incluyen en el trabajo posterior de Thornes (1968). 2. En segundo lugar, hace terminar el glaciar de la ladera norte del Pico de Urbión (2.228 m) a la cota 1.600 m, límite inferior alcanzado por los hielos durante el Cuaternario en estas montañas, según estos autores.

El trabajo de Thornes (1968) se centra sobre todo en los glaciares de alrededor del Pico de Urbión (Valle del río Frío, cabecera del Revinuea, Laguna Negra y Hornillo) y deja sin cartografiar diversas formas erosivas y depósitos de los sectores riojano, burgales y otros situados en la provincia de Soria. Resalta igualmente la importancia de la estructura y la dirección de los vientos predominantes del NO y O en la formación de los glaciares, que produce una acumulación de nieve por cellisca en los valles orientados al NE. Define por otra parte tres tipos de circos y morrenas situados a altitudes diferentes: circos bien definidos hacia los 1.990 m, asociados a cordones morrénicos simples y dobles, sin desa-

rollo de suelo y con una capa superior de 20-30 cm de elementos gruesos debido al lavado de finos. Un segundo grupo de circos también bien marcados situados hacia la cota 1.830 m y que presentan morrenas bien definidas con un suelo desarrollado y afectado de incipientes formas periglaciares. Finalmente, define un tercer grupo en el que estaría incluido el glaciar de la Laguna Negra (1.760 m).

En el valle del Alto Revinuesa y de la Laguna Negra, Thornes (1968) reconoce unas morrenas mal definidas situadas hacia la cota 1.670 m y 1.640 m respectivamente, y que están constituidas por cordones de 30-40 m de altura formados por fragmentos de rocas que han sufrido un intenso lavado de finos, aunque pueden presentar un débil desarrollo de suelo. En el Valle de Urbión no hay evidencias de morrenas terminales, aunque se presenta una terraza de lavado de morrenas a partir de la cota 1.580 m y que continúa 3 km más abajo; en el Revinuesa aparece hacia la cota 1.640 m

La uniformidad en el contenido y tipo de minerales de arcillas de los depósitos morrénicos se interpreta por Thornes debido a la ausencia de diferencias climatológicas significativas a lo largo de la glaciación, lo cual está acorde con la descripción geomorfológica dada en el trabajo. Para este autor, el macizo estuvo afectado por procesos periglaciares antes, durante y después de la etapa glaciar, con la formación de canchales y morrenas de nevé, los cuales se distinguen porque en los protalus rampant el tamaño de los clastos es mayor y porque aparecen grandes bloques que han sido transportados a través de la nevé.

Identifica este autor en el valle principal y bajo del Revinuesa una llanura de inundación ancha, 2 m por encima del cauce actual y una terraza estrecha en los bordes, situada a + 10-13 m que interpreta como fluvial e imbricada. En esta terraza hay materiales de granulometría mayor y cantos menos redondeados que los de la llanura de inundación. Considera que sólo existe un solo periodo de formación de la terraza, la cual ha sido construida a expensas de los sedimentos provenientes de la descarga glaciar durante el Würmiense. La confluencia con el arroyo proveniente de la Laguna Negra supone un punto de interrupción de las características granulométricas, aumentando por ejemplo el contenido en finos, lo cual es interpretado por el lavado de la morrena del glaciar. Posteriormente se producirá una erosión importante y un relleno de la actual llanura de inundación. En el cauce actual se observa una ligera disminución del tamaño de los cantos y un ligero aumento de su redondez con respecto a los depósitos de la llanura de inundación y de la terraza.

Aparte de otros estudios sobre el glaciario de la Cebollera, Ortigosa (1985) describe en la Sierra Cebollera seis glaciares rocosos cuaternarios bien caracterizados, con un desarrollo longitudinal entre 600 y 1.000 m. La raíz de estos glaciares se sitúa entre los 1.740 m y 1.960 m, y el frente entre 1.680 m y 1.950 m. Tienen una pendiente superficial entre 2º y 5º, presentando un predominio de bloques y ausencia casi total de finos en superficie. La altura del frente suele estar comprendida entre 20 m y 30 m. La mayor parte de los glaciares no se consideran como formas de decrepitud glaciario, sino que son coetáneos con el máximo empuje de los hielos. Otros tienen su origen durante la desaparición parcial del hielo blanco. Sanz y Pellicer (1994) describen un séptimo glaciar en Cebollera, a 2.040 m y con el frente a 1.750 m, con 1.200 m de desarrollo longitudinal y 30 m de altura del frente, cuya formación ha sido favorecida por deslizamientos de ladera intraformacionales.

Posteriormente, en las hojas geológicas 1/50.000 de Canales de la Sierra (Arnaez y Gómez Villar, 1996) y de Villoslada de Cameros (García Ruiz y Gómez Villar, 1995) se cartografían parte de los depósitos de origen glaciario, diferenciando las morrenas propiamente dichas de los depósitos fluvio-glaciares.

Antón Burgos (1991) describe los rasgos fundamentales del glaciario cuaternario del sector burgalés de la Sierra de Urbión; Centeno et al. (1991) cuantifican la distribución de la orientación de los circos glaciares de esta parte de la Cordillera Ibérica y Ortega y Centeno (1987) inician el estudio del glaciario cuaternario de la Sierra de Neila.

Sanz (1992) destaca la presencia de depresiones nivokársticas y glaciokársticas en los valles de los glaciares de Ojososo, Nilsa Chica y Nilsa Grande, y presenta un esquema geomorfológico de la vertiente norte de Urbión, donde se desarrolla un importante aparato kárstico en el que ha quedado marcada la impronta nival.

Gómez-Lobo (1990,1993) estudia la historia de la vegetación y la evolución del clima durante el Tardiglaciario en base al análisis polínico de varias turberas de los Picos de Urbión, en la que destaca la de la Laguna de Hornillo, donde se ha descrito una secuencia desde los 15.000 años, y que supone un complemento y avance de los estudios de Peñalba (1989) y Lagos (1990). Se observa que en el Tardiglaciario, hacia los 15.500 BP reinaban unas condiciones muy frías y áridas. De 12.500 a 12.200 BP se recrudescen algo las condiciones frías y secas. En 12.000 BP hay una fase más templada y a los 11.000-10.000 BP se desarrolla la última fase fría y comienzo del Holoceno, la cual se atribuye al Dryas-III.

Sanz (1994) presenta la descripción y cartografía de los depósitos morrénicos a escala 1/10.000 que se incluyen en este libro, salvo las morrenas laterales y terminales de los glaciares de la Laguna Negra, Revinuesa y Hornillo.

Sánchez Goñi (1997) estudia la evolución del clima y de la vegetación en esta zona de la Cordillera Ibérica, desde el último máximo glaciar (18.000 BP) hasta la época actual. Así, y según los datos polínicos de las turberas de Quintanar de la Sierra (1.470 m.s.n.m.) y Las Pardillas (1.850 m.s.n.m.) situadas en la Sierra de Neila, y del Hornillo (1.820 m.s.n.m.) en Urbión, y la de Quintana Redonda (1.000 m.s.n.m.), cercana a Soria, se detectan los siguientes episodios climáticos: un momento frío y/o árido datado entre 15.000 y 13.000 BP (Dryas antiguo), un aumento de la temperatura y/o de la humedad entre 13.000 y 11.000 BP (interestadio Bólling-Allerod) y una nueva deterioración climática entre 11.000 y 10.000 BP (Dryas reciente). A partir de 10.000 BP hubo un aumento de la temperatura y humedad que culmina entorno a 6.000 BP.

El trabajo de síntesis de García Ruiz et al. (1998) sobre el glaciamento de la Cordillera Ibérica se centra en Urbión en la descripción más detallada de los restos glaciares de los valles de la Laguna Negra, Revinuesa y Urbión, y presentan un esquema de situación de las morrenas más importantes. Es destacable la deducción de las verdaderas dimensiones del glaciar de la cara norte de Urbión, en base a los restos de morrenas laterales situadas a altitudes bajas, llevando la terminación del glaciar hacia los 1.270 m, por debajo de la cual parece que se encuentran restos de una terraza fluvio-glaciar. En este mismo trabajo se dibuja la morrena lateral izquierda del glaciar de la Laguna Negra, haciendo terminar éste hacia la cota 1.450 m, y el del Alto Revinuesa hacia los 1.650 m. Señalan igualmente la existencia de incipientes glaciares rocosos en los circos del Alto Revinuesa y de la Laguna Negra, así como la presencia de pulidos y estrías glaciares en la parte superior de la cornisa rocosa de esta laguna.

1.1.1.5 HUELLAS MORFOLÓGICAS GLACIARES

LADERA NORTE

Glaciar de la Laguna de Oruga

Se trata de un circo simple de pequeña envergadura orientado al NO. Es de planta elipsoidal y de tipo de barranco. Se sitúa bajo la cuer-

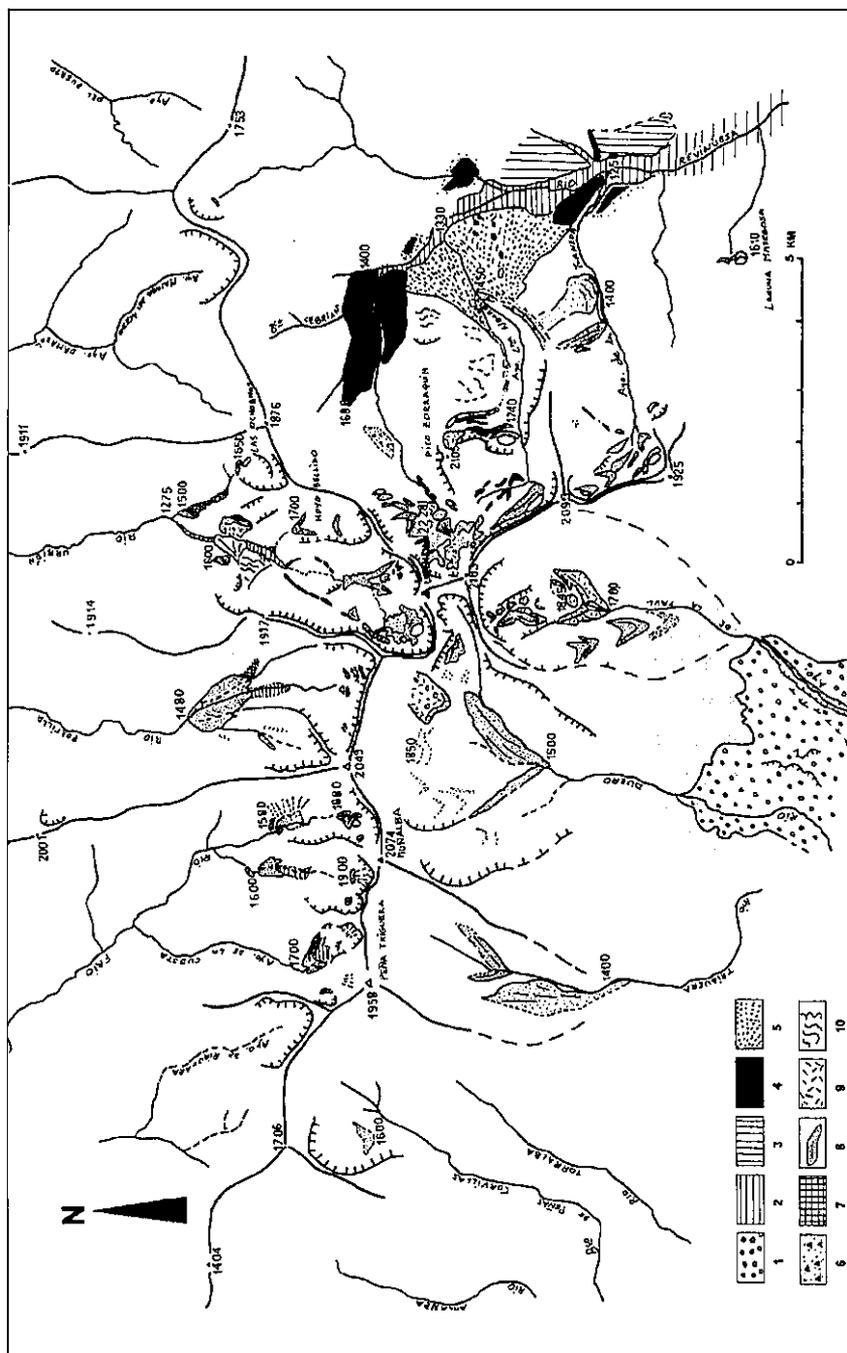


Figura 1. Distribución de formas y depósitos glaciares en la Sierra de Urbión. 1. Terraza fluvio-glacial. 2. Manto fluvio-glacial. 3. Cono proglacial y depósitos fluvio-glaciares. 4. Depósitos fluvio-glaciares. 5. Morrena lateral. 6. Morrena lateral. 7. Depósitos de obturación glacial. 8. Morrena lateral. 9. Glaciares rocosos. 10. Slumps.

da que va de Peña Triguera (1.958 m) a Peñas Negras (1.997 m). Su longitud no llega a 1 km. A su término aparece una morrena en forma de arco muy bien conservada, situada a unos 1.700 m de altitud. El circo es de morfología algo irregular y por él discurre el arroyo de Cuesta Arbejales que queda retenido por esta morrena formando un suave cono de deyección (Figs. 1 y 2). Los acarreos de este arroyo van rellenando el fondo del recuenco en el que se conservan varias charcas y zonas pantanosas que dan lugar a la Laguna de Oruga, antes de mayores dimensiones (Foto 3). Algunos de estos llamazares se secan en estío.

En la morrena destaca un arco exterior principal de gran volumen (unos 2.000.000 m³) y 80-90 m de altura, con el talud interior más pronunciado que el exterior (Foto 4). En el lado derecho, la morrena sube por la ladera en pendiente de 10 a 20°, elevándose hasta los 40 ó 50 m sobre el fondo, y desapareciendo paulatinamente. En la misma ladera derecha se observan otros dos arcos más suaves, de pocos metros de altura, que corresponden a dos pulsaciones de retroceso rápido y que cubican 3.000 m³ y 2.000 m³. En la zona interior del borde occidental de la morrena principal hay un replano elevado 3 ó 5 m sobre la Laguna de Oruga. El arroyo de desagüe está disectando dicha barrera y se pierde más abajo entre sumideros que se ubican en calizas. Todas las morrenas están cubiertas de pinos.

Los sedimentos morrénicos están constituidos por cantos, bloques y bolos de arenisca, con matriz arenosa y limosa; no hay cantos de caliza pues el contacto con el sustrato calcáreo se sitúa justamente debajo de la morrena. Sobre ella hay un horizonte de suelo de unos 10 cm.

Glaciar de Nilsa Chica

Se encuentra inmediatamente al Este del de Oruga, adosado a la parte occidental del Pico de Muñalba (2.073 m) y Peñas Negras (1.997 m) y con orientación norte (Fig.1 y 2).

La zona de acumulación muestra una excavación clara, configurando dos circos en la parte superior; el situado al Oeste es de reducidas dimensiones. La anchura total del circo es de unos 900 m. Es de tipo de barranco, con la ladera izquierda más erosionada por el hielo que la derecha. Las vertientes son irregulares, seguramente por los resaltes de los niveles más duros de arenisca y conglomerado intercalados.

A unos 1.660 m de altitud se iniciaba una lengua simple que se prolongaba unos 900 m, aunque los últimos 350 m corresponden al

vallum morrénico. Aguas arriba, el fondo está completamente plano. En total, el glaciar tenía un desarrollo de unos 1.800 m de longitud. De la zona de descarga, quedan vestigios de varios arcos morrénicos donde se distinguen al menos 6 ó 7 alineaciones muy apretadas, que nos indican las diferentes pulsaciones de retroceso rápido. Son cordones muy suaves y erosionados, en parte porque fueron desmantelados por los arroyos de fusión glaciar, en parte porque en el interior están colmatados. Estas morrenas están colonizadas por pinos, tienen una anchura de 200 m y se sitúan a 1.600 m de altitud. Se conservan mejor en la ladera derecha, por donde trepan, pasando a ser una morrena lateral que se eleva 50 m sobre el fondo. Estos depósitos están formados por cantos de arenisca y muy pocos de caliza, lo que indica que la mayor parte de la erosión se producía en el circo y no en la lengua. Los cantos y bolos tienen unos 40-50 cm de media aunque el tamaño es muy variable. La matriz es arenosa, limosa y arcillosa de color rojizo. Se estima que actualmente se puede conservar un volumen de 102.000 m³ de depósitos morrénicos. Hay suelo desarrollado aunque muy pobre y delgado.

Es de destacar la gran hondonada (llamada Nilsa Chica) (Foto 5), cerrada por las morrenas terminales que llegan hasta la cota 1.625 m. En ella se encuentran marjales, charquizales, áreas turbosas y sedimentos de colmatación por donde divaga un arroyo incidido 2 ó 3 m, que se pierde en un sumidero de forma permanente. Hay también conos de deyección. La llanura tiene de 500 a 600 m de longitud y 450 m de anchura; en ella aparecen dolinas aluviales poco profundas. En realidad, esta depresión podría clasificarse como glaciokárstica y es muy posible que el glaciar excavase en las calizas y que posteriormente se rellenase tras la desaparición de los hielos. En este aluvionamiento influiría la pérdida de energía de las aguas al infiltrarse en sumideros. El valle no tiene un perfil transversal claro en "U", estando la ladera izquierda más erosionada por el hielo que la derecha.

En la parte superior del circo de este glaciar quedan los restos de morrenas de nevé (Foto 6), producto del retroceso glaciar rápido, el cual quedó restringido a las culminaciones de las montañas. En la artesa pequeña hay dos morrenas que descansan sobre laderas de alta pendiente; tienen forma de arco muy estrecho, que delatan dos fases pequeñas de retroceso. Son de poca altura y con perfil asimétrico, con el lado más suave mirando hacia aguas abajo. Esto es una tónica general que siempre se cumple en las morrenas de Urbión. En el circo grande hay varios protilus rampant de planta rectilínea, situados a 1.900 m, con perfil más simétrico. Algunos están cortados por la red de drenaje; otros represan antiguas lagunas, hoy ya casi desaparecidas, como bodones.

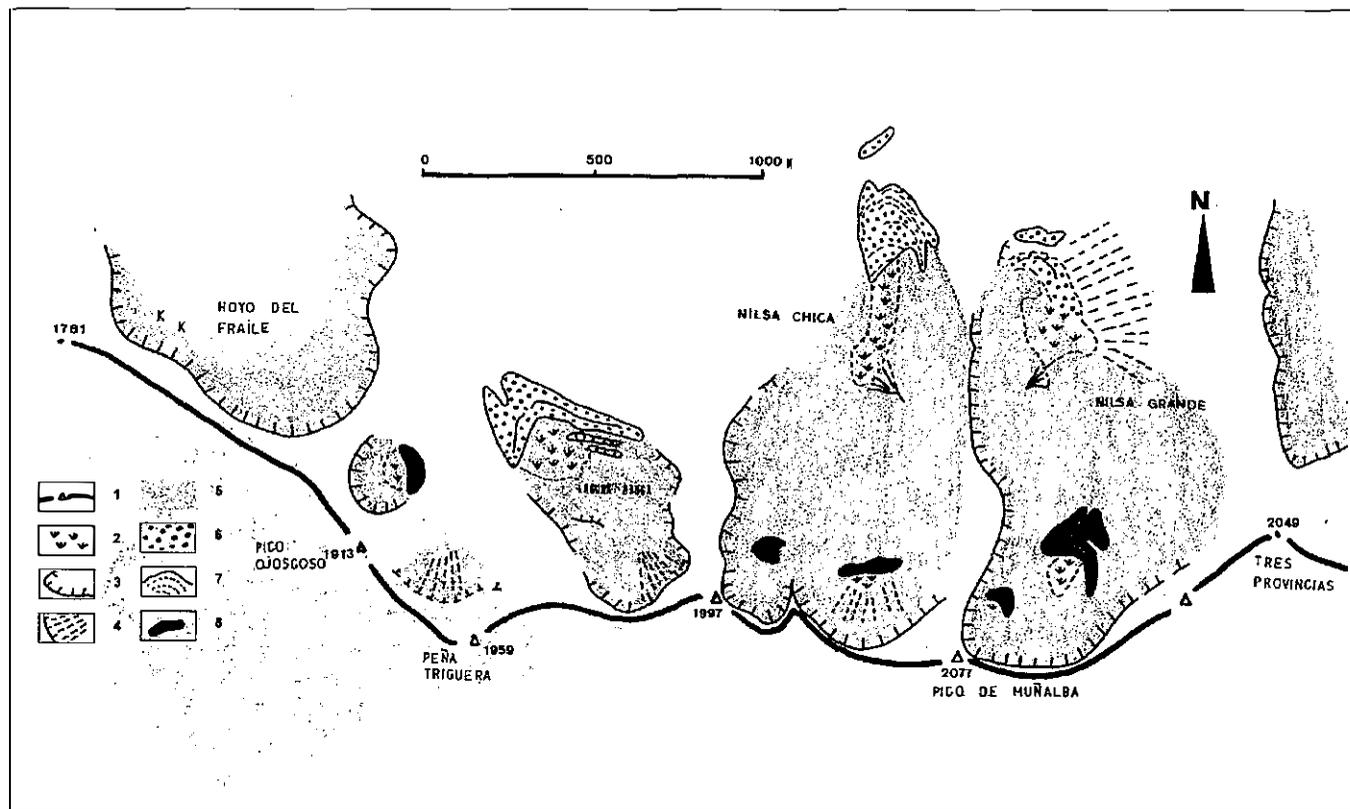


Figura 2. Esquema geomorfológico de los glaciares cuaternarios de la cara norte de Urbión (sector burgalés): 1. Cordales y cumbres. 2. Cuenca lagunar. 3. Circo glaciar o nicho de nivación. 4. Vertiente con derrubios de gravedad. 5. Área glaciada en el máximo. 6. Arcos morrénicos del máximo avance de los hielos. 7. Pulsaciones de retroceso. 8. Morrenas de nevero.

Glaciar de Nilsa Grande

Se encuentra entre el Pico de Muñalba (2.073 m) y el de Tres Provincias (2.056 m). El recuenco es de tipo barranco, orientado al Norte, con laderas más suaves en el lado derecho al estar menos retocado por el hielo; así, debido a esta sobreacumulación de nevé en el lado izquierdo, el eje del valle se ha desplazado hacia el mismo con respecto al eje del valle preglaciar. El glaciar, muy semejante al de Nilsa Chica, tenía 1.620 m de longitud, de los cuales 450 m correspondían a la lengua. La anchura del circo es de unos 900 m y la de la lengua unos 200 m (Figura 1 y 2).

Al igual que en Nilsa Chica, aparece un fondo plano situado a 1.630 m de altitud (Foto 7). Este llano está ocupado por depósitos de relleno, como varios conos de deyección. Seguramente se trataría de un lago de barrera ya desaparecido, cerrado por unos arcos morrénicos suaves, donde se observan cuatro alineaciones de retroceso hoy pobladas de pinos. Estas morrenas se sitúan a los 1.580-1.600 m y están muy mal conservadas por la acción fluvial del deshielo glaciar, cubicándose tan solo unos 10.000 m³.

Tras la fase de máxima glaciación, quedaron relegados unos neveros en la parte superior de los circos, los cuales han dado lugar a protalus rampant. Se observan así dos morrenas de nevé situadas a 1.880 m y 1.930 m. La inferior tiene menos desarrollo y ha originado en su cierre una laguna (Laguna de Muñalba) (Foto 8). Son dos arcos, el inferior mal definido. La morrena superior dibuja en planta un arco de amplio radio. El protalus situado a 1.880 m es rectilíneo y con talud interior más pronunciado que el exterior.

Glaciares del Portilla

- Glaciar oriental del río Portilla.

En la cabecera del río Portilla se reconocen dos circos glaciares. El situado al Este, más grande, se adosaba en la ladera septentrional de Urbión, al pie del Picacho del Camperón (2.101 m) y del Pico de las Tres Provincias (2.056 m), y bajaba en dirección al norte. En su fase de máximo avance tenía un desarrollo de 3 km. El circo, que es de tipo barranco, tiene en planta forma de gota, muy ancho en cabecera y muy estrecho en la parte inferior, lo que provocaba que este glaciar estuviera bien alimentado, ya que también su superficie llegaba a un kilómetro cuadrado. Su gran área y forma lo hacen diferenciar de otros tipos de gla-

ciaras que aparecen en la Sierra de Urbión, aunque el del Revinuesa y el del Hornillo se le asemejan (Fig. 1, Fig. 3).

El circo tiene las laderas irregulares y en él se observa un hoyo de sobreexcavación de tamaño pequeño. Como todos los circos de la vertiente septentrional de la Sierra, tiene la concavidad más pronunciada y profunda en su lado izquierdo; la red de drenaje actual está incidiendo en las zonas de circo de sustrato más blando. Hacia abajo se fue modelando de manera progresiva un valle en "U", el más típicamente glaciar que podemos observar en Urbión (Foto 9), y por donde se desplazaba una lengua corta de unos 450 m de longitud y de pequeña anchura (200 m aproximadamente). Hoy en día está relleno de sedimentos conformando un llano con algunos pequeños conos de deyección en los lados y áreas pantanosas en el centro, que es por donde discurre el río Portilla con su trazado meandriforme.

Esta llanura se sitúa a 1.570 m de altitud y no ha de considerarse necesariamente como una cubeta de sobreexcavación glaciar, sino más bien, como un relleno por el efecto de obturación que ha supuesto la represa de la morrena que aparece más abajo en forma de suaves colinas (Foto 10). Junto a ellas hay dolinas aluviales que indican la cercanía del sustrato. Desde este punto se extiende un gran depósito morrénico de 50 m de altura media, 800 m de longitud y 400 m de anchura media, y que cubica unos 20.000.000 m³. En él se reconocen muy bien las morrenas laterales de ambos lados, de 10 m de altura y que se acomodan bajo un volumen enorme de tills. La morrena lateral izquierda tiene un perfil transversal triangular con cumbre afilada, muy rectilínea en planta, y que enlaza en cabecera a la cota 1.600 m con la divisoria de aguas del sustrato que la separa del valle situado a la izquierda (Foto 11); continúa con trazado muy rectilíneo hacia abajo aunque incurvándose al final para cerrar el frente glaciar. Se adivinan con dificultad otros tres arcos de retroceso muy tenues dentro del vallum morrénico. El talud exterior de esta morrena izquierda descansa por expansión del glaciar, sobre el sustrato del fondo del valle adyacente, mientras que el interior se apoya sobre un replano de morrena, donde se encaja por medio el río con su valle en forma de "V", donde las laderas muestran que los materiales morrénicos están constituidos por limos arenosos con cantos y bolos englobados; todo el depósito tiene un aspecto homogéneo y color marrón beige. Los fuertes taludes creados por el encajamiento del río provocan continuos deslizamientos de ladera superficiales de pequeña envergadura y que permiten la observación de afloramientos frescos; aunque en el talud exterior también hay un deslizamiento de ladera superficial, se puede considerar que la conservación del vallum morrénico de este gla-

ciar es muy bueno. El pie de la morrena llega hasta la cota 1.480 m, y por debajo de este punto, el perfil transversal del valle tiene una clara forma en "V" de origen fluvial, por tanto el máximo avance del hielo se sitúa a la cota mencionada.

El lado derecho del vallum morrénico es más o menos simétrico (foto 12) salvo que, entre el talud exterior de la morrena lateral y el sustrato de la ladera, hay un replano relleno de depósitos de obturación por la expansión del glaciar hacia un valle lateral pequeño (Foto 13). En esta llanura hay dolinas de sufusión y el arroyo de esta vaguada se pierde en

sumideros, aunque logra sobrepasarlos en crecidas, habiéndose abierto paso por el contacto entre la morrena y la ladera. Adosados al pie de la ladera derecha aparecen conos aluviales.

Las morrenas laterales están formadas por materiales heterogéneos, en los que abundan bloques de caliza de tamaño medio. Las cotas de arranque (1.585 y 1.580) indican el gran espesor de hielo que tenía el glaciar cerca de su terminación, al menos de 50 m.

Tras la recepción glaciár, se instalaron al pie de las bargas de los circos, una serie de neveros que dejaron siete retazos de morrenas de nevó de muy

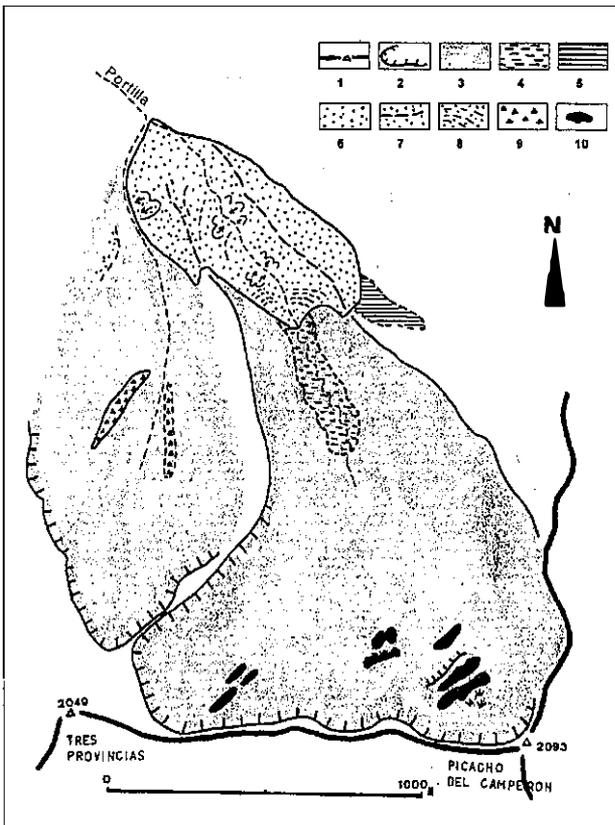


Figura 3. Esquema geomorfológico de los glaciares cuaternarios de la cara norte de Urbión: Glaciar del Portilla. 1. Cordales y cumbres. 2. Circo glaciar. 3. Área glaciada en el máximo. 4. Laguna o llano de obturación. 5. Rellano de obturación lateral. 6. Vallum morrénico. 7. Crestas de las morrenas laterales. 8. Pulsaciones de retroceso. 9. Morrenas de fases intermedias de retroceso. 10. Morrenas de nevó.

escaso desarrollo. Tienen traza rectilínea, y son de poca altura. En uno de ellos se observan dos estadios de retroceso. Se encuentran entre las cotas 1.800 y 1.900 m.

• **Glaciar occidental de la cabecera del río Portilla**

En el valle contiguo al oeste del circo principal del río Portilla, se instaló un glaciar de circo con forma en planta muy alargada y de tipo barranco (Figs. 1 y 3). La parte superior de la artesa está más retocada por la acción de la nevé o del hielo que la inferior, habiéndose formado incluso un perfil en “U” muy abierto. Aunque la morfología del valle erosionado por los hielos glaciares se muestra claramente, los depósitos morrénicos no se reconocen bien, ya sea porque están enmascarados bajo la gran morrena del Portilla que invadió parcialmente la parte baja de este valle, ya sea porque se hayan erosionados. De todas formas, parece que se reconoce una morrena lateral izquierda situada muy alta, a la cota 1.510 m, que cierra una depresión de dudosa adscripción morfológica situada bajo el Collado Arabe y cuyo fondo está colmatado por un pequeño cono aluvial. Si se acepta que ese depósito es la morrena izquierda, habría que pensar que la derecha se compartía con el glaciar principal del Portilla. Aparte de este vestigio dudoso, quedan los restos ya bastante degradados de un frente morrénico de retroceso a 1.650 m de altitud que tiene forma de flecha con dos segmentos muy rectilíneos, de los cuales se conserva relativamente bien el de la ladera izquierda. Está formado por bloques dentro de una matriz limoarcillosa. En esta misma vertiente, pero a cotas inferiores, hay un manto de coluviones de 3 a 4 m de espesor de claro origen glaciar, que recubren de forma continua la ladera. Estos coluviones están siendo disectados actualmente por la erosión incisiva vertical de barranquetes que siguen la dirección de máxima pendiente.

Glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión

El circo se subdivide a su vez en otros dos cuencos; el occidental es mayor y está más excavado que el oriental, que presenta laderas más suaves (Foto 14). Aquel estaba mejor alimentado por la ventisca y debía ser el motor y principal productor de hielo glaciar. En medio de los dos, se ha conservado a la cota 1.900 m un depósito correspondiente al arranque de la morrena central, originada por la unión de los dos circos. En el circo izquierdo (Alborta), donde está situada la actual Laguna de Urbión, se observa una morrena de fondo de gran extensión que contiene bolos y

bloques heterométricos, algunos de ellos de gran volumen. Unos 800 m más abajo hay un ombligo de sobreexcavación labrado en el sustrato, así como algunos pequeños depósitos de morrenas de fondo (Figs. 1, 4 y 5).

En el circo izquierdo aparecen huellas erosivas y de sedimentación correspondientes a glaciares marginales. Quedan vestigios de morrenas de nevé en la ladera izquierda, una en forma de arco, y otra superior más rectilínea.

Se conserva muy fresca la morrena de la Laguna de Urbión, de gran envergadura, con dos arcos correspondientes a sendas pulsaciones de retroceso. Más hacia el oeste aparece otra en forma de horquilla que sujeta otra pequeña laguna (Fotos 18 y 19). Hay grandes bloques transportados por el hielo (Fig. 5).

En el circo derecho los protalus rampant tuvieron, como era de esperar, mucho menos desarrollo. Aquí aparecen morrenas de nevé pequeñas, en forma de arco y rectilíneas, que delatan también dos pulsaciones (Foto 14) (Fig. 5).

El valle presenta un perfil en "U" muy característico, asimétrico, pues las laderas de la margen izquierda han soportado la acción de neveros que alimentaban el glaciar por este lado. La margen derecha carecía de neveros importantes. Se conserva muy bien la morrena lateral, con un arranque a los 1.930 m bajo el Cerro Pantorra, donde está modificada por la acción de antiguos neveros de la fase de retroceso glaciar, confundándose las morrenas de unos y otros aparatos. Hay otros retazos más claros a lo largo de la ladera del valle, lo que da una pendiente de descenso de 6° a 7°. Esta morrena provoca lagunas de obturación de muy poca entidad. En el circo más oriental, se extienden unos depósitos aluviales en sábana, que cubren las laderas y que se han originado a expensas de la erosión de las morrenas de fondo. En la ladera oriental, a la cota \pm 1.700 m, hay tres retazos alineados de morrena lateral. Ello evidenciaría la asimetría de la lengua glaciar, con una pendiente transversal hacia la derecha de 10° y un espesor de hielo de \pm 400m. En su vertiente oriental aflora el sustrato en las bargas, y en la parte inferior se extiende un manto de derrubios (Fig. 5).

En general, el valle pierde su típica forma en "U" aguas abajo de los 1.580 m, pero es indudable que por debajo de esta cota han sido retocadas por los hielos las partes más bajas de las laderas, adquiriendo un perfil que tiende a aproximarse a "U" pero que tampoco es claramente en "V"; además, la ladera occidental está distorsionada por salientes convexos debido a posteriores movimientos de ladera, slumps, avalanchas y conos aluviales; también el fondo presenta planas proglaciares.

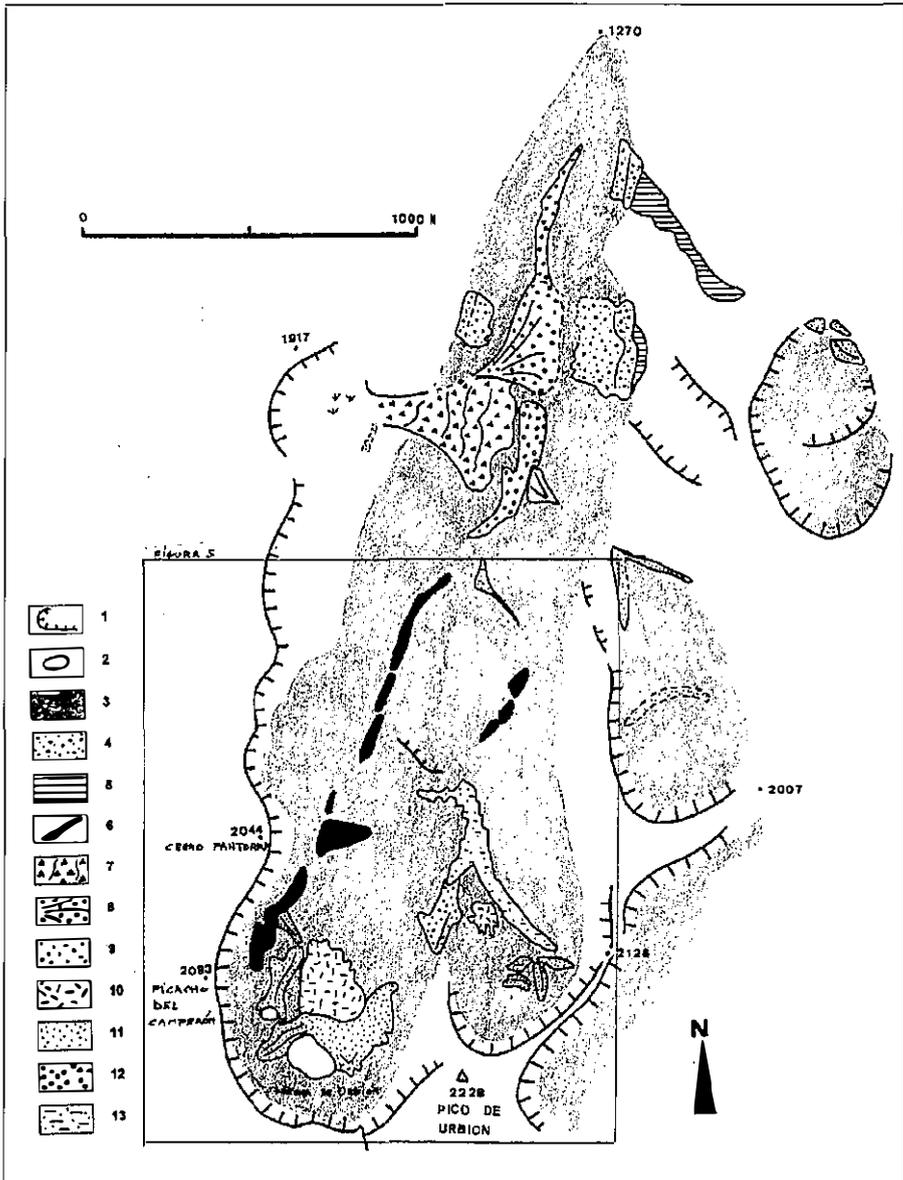


Figura 4. Esquema geomorfológico del glaciar cuaternario de la cara norte de Urbión y nichos de nivación asociados. 1. Circo glaciar o nicho de nivación. 2. Laguna. 3. Área glaciada en el máximo. 4. Morrenas laterales en el máximo avance de los hielos. 5. Depósitos de obturación lateral. 6. Morrenas laterales en la fase de retroceso. 7. Movimientos gravitacionales antiguos. 8. Conos de gravedad. 9. Morrena central. 10. Superficie cubierta por material morrénico disperso. 11. Morrenas de nevero. 12. Planas fluvio-glaciares. 13. Tills removidos por aguas de arroyada.



Figura 5. Detalle de la geomorfología del circo del glaciar de Urbión. 1. Borde del circo glaciar. 2. Sustrato (traza de estratificación). 3. Ombligo de excavación. 4. Laguna. 5. Charcas, antiguas lagunas, suelos hidrómorfos. 6. Derrubios de gravedad. 7. Canchos. 8. Morrena central del máximo glaciar. 9. Morrena lateral de las fases de retroceso. 10. Superficie cubierta por material morrénico disperso. 11. Morrenas de nevero (alineaciones de pulsaciones de retroceso o avance). 12. Depósitos aluviales provenientes de la destrucción de morrenas. 13. Superficie cubierta por derrubios de origen morrénico removido por aguas de arroyada.

Al máximo avance del glaciar corresponden tres retazos de morrenas laterales situadas en ambas laderas de la parte baja del valle, dos en la oriental (+ 1.625 y + 1.500) y una en la occidental (+ 1.600 m) (Foto 16).

El depósito de la morrena lateral derecha situada a 1.500 m (Foto 15) tiene una planta rectilínea y cumbre afilada, elevada unos 2-4 m sobre el fondo plano de un valle relleno por depósitos de obturación que cerró el glaciar con esta morrena (Foto 17). Su perfil transversal es triangular, de relleno a media ladera, bajando el talud exterior hasta muy abajo adosado a la vertiente, como alimentado por rimaya. Está constituida esta morrena por sedimentos arenosos rojizos, matriz limosa, y pocos bloques. Tiene desarrollado suelo donde arraigan los pinos. Este suelo y el tipo de alteración es exactamente igual en estos tres retazos, pero diferente al suelo desarrollado sobre las morrenas laterales de la parte superior del valle.

VERTIENTE ORIENTAL

Glaciar del Alto Revinuesa (Figs. 1, 6 y 7)

Su altitud y orientación al NE, favorable a la acumulación de nieve por efecto de la ventisca, originó un glaciar de cierta envergadura, en donde se han conservado varios tipos de depósitos morrénicos y formas erosivas. En general podemos agrupar estas huellas glaciares en tres conjuntos que se corresponden con la fase de máximo avance de los hielos, a una recesión glacial intermedia y a la última de retroceso y de glaciario residual.

A la primera correspondería el amplio circo al Este del Pico de Urbión que se extendería en la zona de la actual Laguna Helada, bajando la lengua de hielo al pie de Zorraquín, hasta llegar al valle del Revinuesa donde se junta con el arroyo Cebrián. Se reconocen las morrenas laterales-terminales, derecha e izquierda, de gran volumen y que conforma la izquierda un espolón de la montaña que cierra la cuenca alta del arroyo Cebrián, pero que se incurvaba obligado a seguir canalizado por el valle principal del Revinuesa. Quedan vestigios de depósitos morrénicos con grandes bloques de conglomerados, a media ladera de la margen izquierda, hasta unos 20 m por encima del cauce actual, junto al Caserío de Santa Inés. La parte media y baja de esta morrena tiene los sedimentos más lavados. La morrena izquierda, también de sección triangular y de gran espesor, arranca de cotas 1.670-1.680 m (Fig. 13).

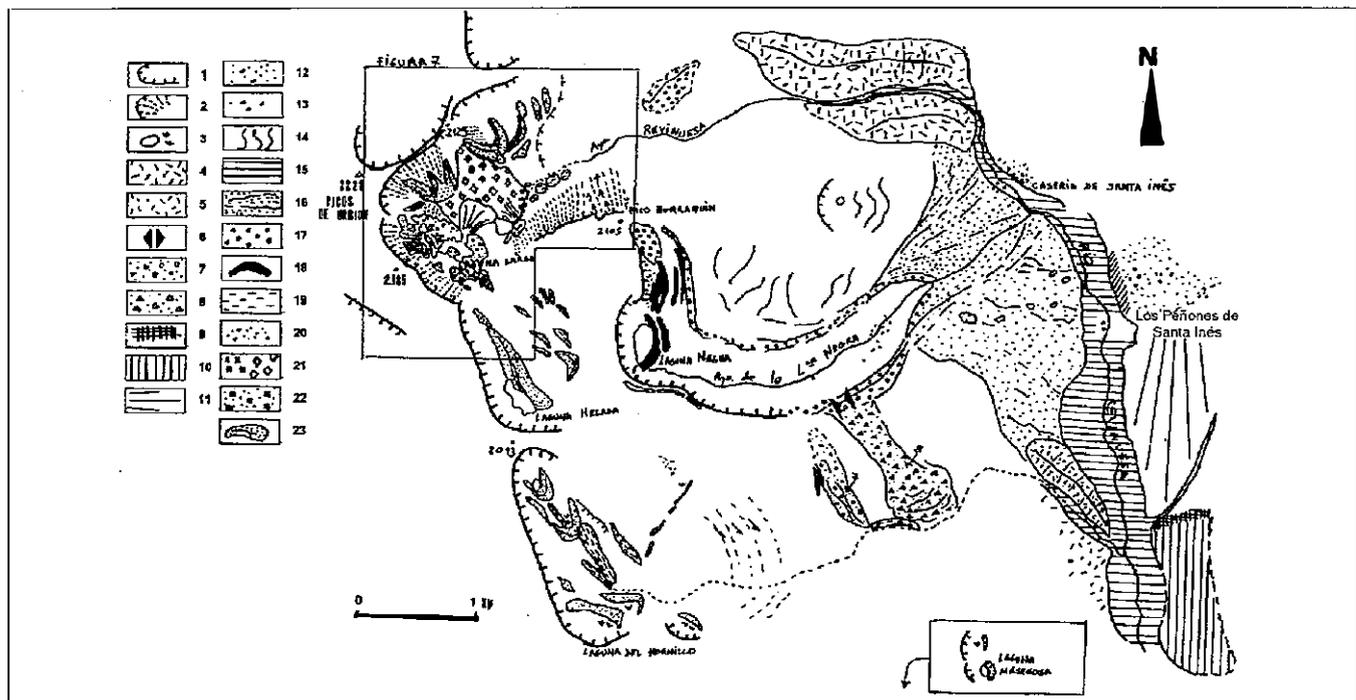


Figura 6. Esquema geomorfológico de los glaciares cuaternarios de la vertiente oriental de Urbión. 1. Circo glaciar o nicho de nivación. 2. Vertiente con derrumbios de gravedad. 3. Lagunas. DEPÓSITOS MORRÉNICOS DEL MÁXIMO GLACIAR. 4. Morrenas laterales del glaciar del Revinuesa. 5. Morrena lateral del glaciar del Hornillo. 6. Portillo de difluencia glaciar. 7. Morrenas de difluencia del glaciar de la Laguna Negra al glaciar del Hornillo. 8. Idem y slumps. 9. Morrena terminal del glaciar de la Laguna Negra. 10. Cono proglaciar. 11. Depósitos fluvio-glaciares indeterminados. 12. Material morrénico disperso del glaciar de la Laguna Negra. 13. Bloques erráticos. 14. Slumps y tapiz morrénico disperso. 15. Plana fluvio-glaciar. FASES DE RETROCESO GLACIAR. 16. Lóbulo de pie de monte del glaciar de la Laguna Negra (en círculo depresiones cerradas por fusión del hielo interno). 17. Morrena lateral del glaciar de la Laguna Negra y del Alto Revinuesa. 18. Morrenas frontales de retroceso. 19. Morrenas de fondo. 20. Manto morrénico indiferenciado. 21. Glaciar rocoso. 22. Glaciares rocosos-pró-talus. 23. Morrenas de nevero.

Toda la ladera norte de la cuerda de Zorraquín presenta numerosos canales de avalancha y grandes bloques deslizados, ayudados año por la acción del hielo (Foto 22, 23 y 26). Thornes (1968) y los demás autores hacen terminar el glaciar a la cota 1.670 m. Thornes lo fundamenta en la existencia de una morrena terminal a los 1.670 m y por la presencia de un gran bloque que le parece ha sido transportado por el hielo; sin embargo, no existen evidencias de morrenas y este bloque, muy bien pudo ser deslizado posteriormente a la fase de máximo desarrollo glaciar por la acción de neveros instalados al pie de Zorraquín, o dejado por el glaciar en su retroceso.

Hay una fase posterior de retroceso, donde el glaciar originó una morrena terminal con alineaciones en arco, que retuvo una laguna grande, hoy casi seca (Foto 21). Al mismo tiempo, en la ladera izquierda, orientada al SE, bien alimentada por la nieve de ventisca, se formaron varios glaciares de ladera de los cuales quedan huellas claras, como son las morrenas de arco con dos retrocesos. Una de estas morrenas se ha destruido en parte por un deslizamiento de ladera de tipo rotacional. Hay otras morrenas de nevé muy suaves situadas al NE. Queda asimismo evidencia de un glaciar semirrocoso (en transición a glaciar de ladera) con surcos transversales, y cuyos cordones se ponen en contacto con la morrena de cierre del valle principal sin deformarla sustancialmente, lo que indica que ambos glaciares eran coetáneos (Fig. 7-a).

Creemos que hay una tercera y última fase de retroceso a la que correspondería la morrena terminal con dos arcos de retroceso al pie del Pico de Urbión (Fotos 20, 24 y 25). Las morrenas altas de la Laguna Larga corresponderían también a esta fase; aquí el retroceso ha sido más paulatino y lento, dejando el glaciar terminal sucesivos cordones y surcos convexos hacia abajo lo que le da un carácter de rocoso, quedando para el final la formación de auténticos protilus rampant de arco suave, al pie de las bargas de Los Llanos de la Sierra (Fig. 7-a).

Glaciar de la Laguna Negra (Figs. 6 y 7-b)

Durante el máximo avance de los hielos, este glaciar, orientado al Este, se instalaba sobre una plataforma estructural definida por la capa de conglomerados de la facies de Urbión ligeramente inclinada hacia el Sur. El glaciar se iniciaba en las proximidades de la Laguna Larga, descendía por el escalón de la Laguna Negra, que sobreexcavó, y bajaba por el fondo del arroyo hasta el Valle del Revinuesa, donde presenta un complejo terminal y lóbulo de piedemonte muy característico, que describiremos en el capítulo siguiente.

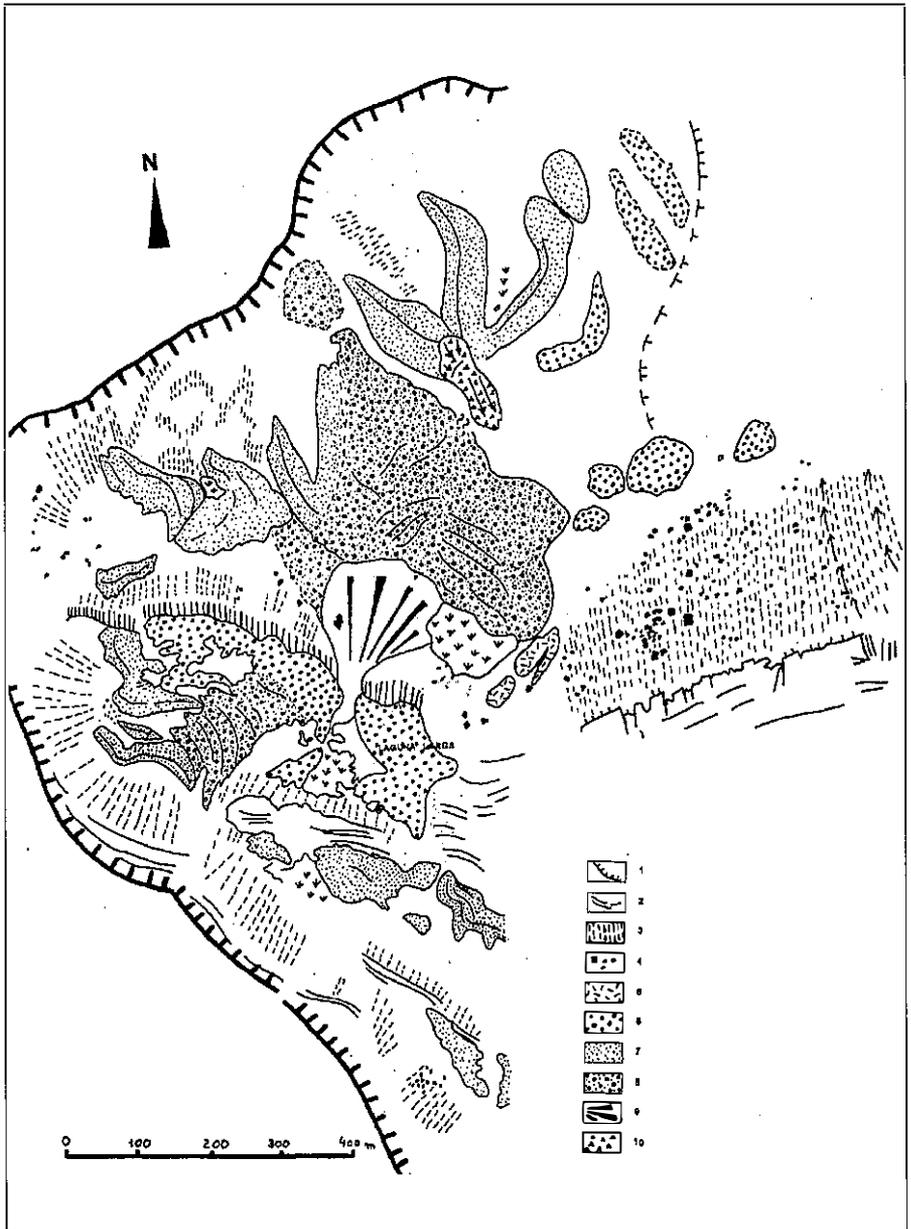


Figura 7 a. Detalle de los depósitos morrénicos del glaciar del Alto Revinuesa. 1. Borde del circo glaciar. 2. Sustrato. 3. Vertiente con derrubios de gravedad y corredores de derrubios. 4. Canchos. 5. Morrena lateral. 6. Depósitos morrénicos indeterminados. 7. Morrenas de nevero. 8. Glaciar rocoso. 9. Morrena derrubida en cono. 10. Deslizamiento de ladera.

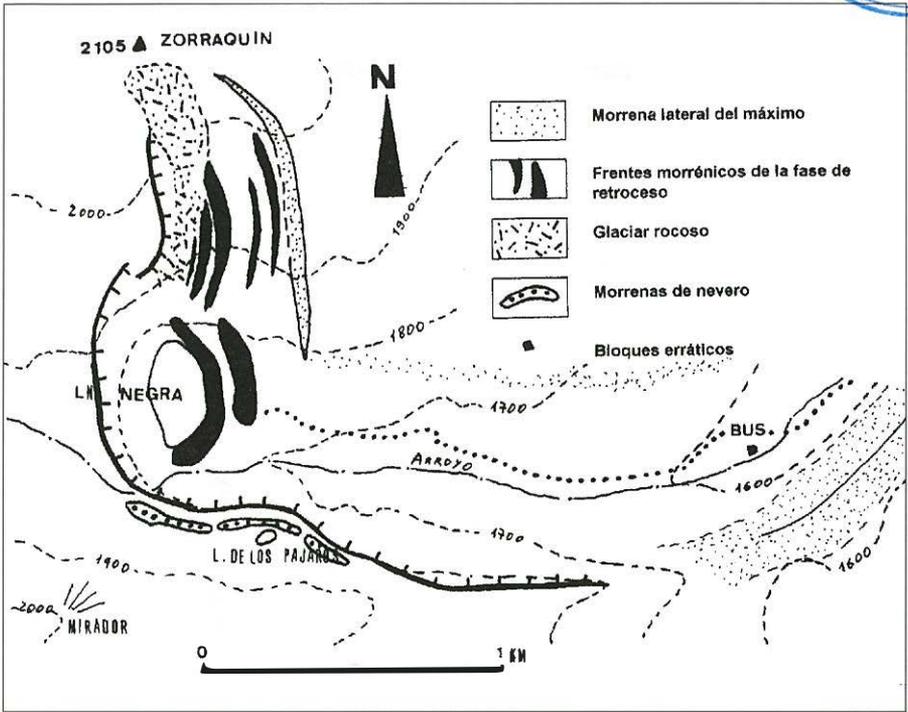


Figura 7 b. Detalle de las morrenas del entorno de la Laguna Negra.

La cornisa rocosa de la actual Laguna Negra estaría cubierta totalmente por hielo, o bien formaría un espolón con cascadas de hielo, donde los bloques desprendidos se regenerarían después (Foto 30).

Se observa muy bien una morrena latero-terminal en forma de arco en el lado izquierdo correspondiente a esta fase glacial. Arrancaba del Pico de Zorraquín y bajaba hasta los 1.670 m. Esta morrena es una colina de suave pendiente, hoy cubierta de pinos.

Al igual que en el glaciar del Revinuesa Alto, en el de la Laguna Negra se observan ciertas señales de retroceso de la lengua glacial. La especial ubicación de la Laguna Negra en la umbría hizo que durante el rápido retroceso glacial, el hielo se retuviese durante cierto período en esta especie de “hoya”, lo cual ha quedado reflejado en dos morrenas terminales paralelas que contienen abundantes bloques de conglomerado de gran tamaño (Foto 31-a). Esto último indica que el acantilado estuvo expuesto a la intemperie, a la gelifracción. Hacia el Norte, al pie de esta

misma barra rocosa, la mayor insolación y la gran gelifracción hizo cubrir el hielo dando lugar a una especie de glaciar rocoso; es decir, hay un cambio de facies glaciar. Aquí se pueden observar hasta cuatro arcos suaves de retroceso (Fig. 7-b).

Durante este período, seguramente, la masa principal de hielo, desconectada de la Laguna Negra, retrocedía con rapidez en el replano superior, sin dejar depósitos de importancia.

A la fase final atribuimos las morrenas de nevé que de traza rectilínea se encuentran al pie del Muchachón, y que han dado lugar a la Laguna Helada (Foto 34). Los protalus que se sitúan en la parte superior de la cornisa de la Laguna Negra (Foto 35), y otra morrena en forma de arco que cierra una laguna pequeña bajo la Laguna Helada, vemos que corresponden todas a este mismo período de tiempo (Foto 32).

Glaciar de la Laguna de Hornillo (Figs. 1 y 6)

Este glaciar está muy descrito por Carandell y Gómez de Llarena (1918) en su parte superior, los cuales muestran una lámina donde dibujan las distintas morrenas que aparecen.

Durante el máximo glaciar, los hielos dejaron diversos tills de fondo que se confunden con los originados por ventisqueros. Se aprecian, igualmente, morrenas laterales y, finalmente, las morrenas de nevé de glaciares en retroceso, que han dado lugar a la formación de lagunas y turberas como el Charcón de El Hornillo (Fotos 37, 38 y 39). Quedan más abajo vestigios de alineaciones morrénicas indicadoras del flujo glaciar, y en la ladera izquierda las morrenas de transfluencias de la Negra y slumps. En la desembocadura del Valle del Revinuesa, se haya perfectamente bien conservada una morrena lateral de la lengua que se adentraba en el valle durante el máximo glaciar.

VERTIENTE SUR

Aparecen restos morrénicos y erosivos en cuatro valles: en el del río de La Paul, Nacimiento del Duero, valle del río Tiguera y en un nevado en la cabecera del arroyo de Peñas Corvillas; que se pueden seguir en las Figs. 1 y 8. Como en el capítulo 1.1.1.6. referente a la evolución del glaciarismo se describirán las principales características de este lado de la montaña, solo nos vamos a detener en describir el glaciar rocoso de Terreros, que constituye la huella glaciar-periglacial más importante y mejor conservada.

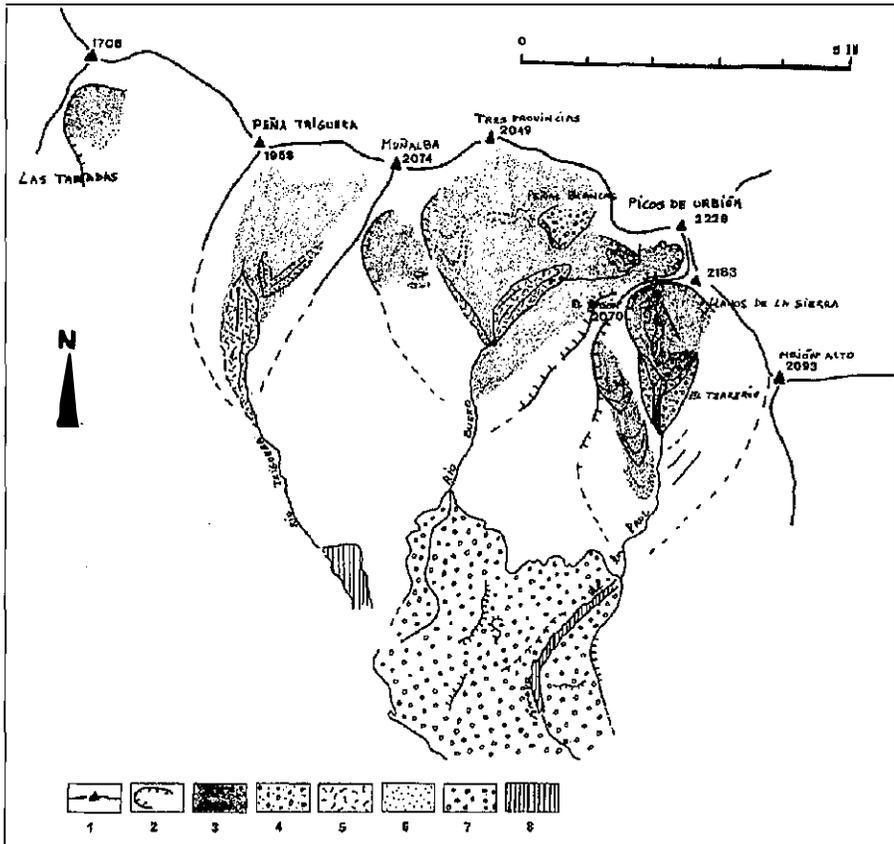


Figura 8. Esquema geomorfológico de los glaciares cuaternarios de la cara sur de Urbión y piedemonte fluvio-glaciar. 1. Línea de cumbres y picos. 2. Circo glaciar o nicho de nivación. 3. Área glaciada en el máximo avance de los hielos. 4. Glaciar rocoso. 5. Arcos morrénicos frontales y laterales en el máximo. 7. Morrenas de nevero. 8. Terraza fluvio-glaciar (y escarpes de terraza). 9. Plana fluvio-glaciar.

El glaciar rocoso de los Terreros (Fig. 9)

Se localiza al pie de la loma del Cucharón y del Rasón, en la cabecera del valle del arroyo de la Paul, donde tenía su raíz a unos 2.050 m de altitud y bajaba por el valle en dirección sur. El circo es muy ancho, tiene una anchura de 600 m y presenta laderas más pendientes en el lado orientado al SE. El frente se sitúa a los 1.700 m. El glaciar bajaba por una pendiente del 11 %, donde actualmente aflora el sustrato más o menos limpio, aunque con ciertos retazos morrénicos de pequeña entidad. El aparato glaciar tenía una longitud total de 1.800 m y en un cierto período de tiempo había un glaciar rocoso que enlazaba con un glaciar blanco hacia arriba (Fotos 40 y 41).

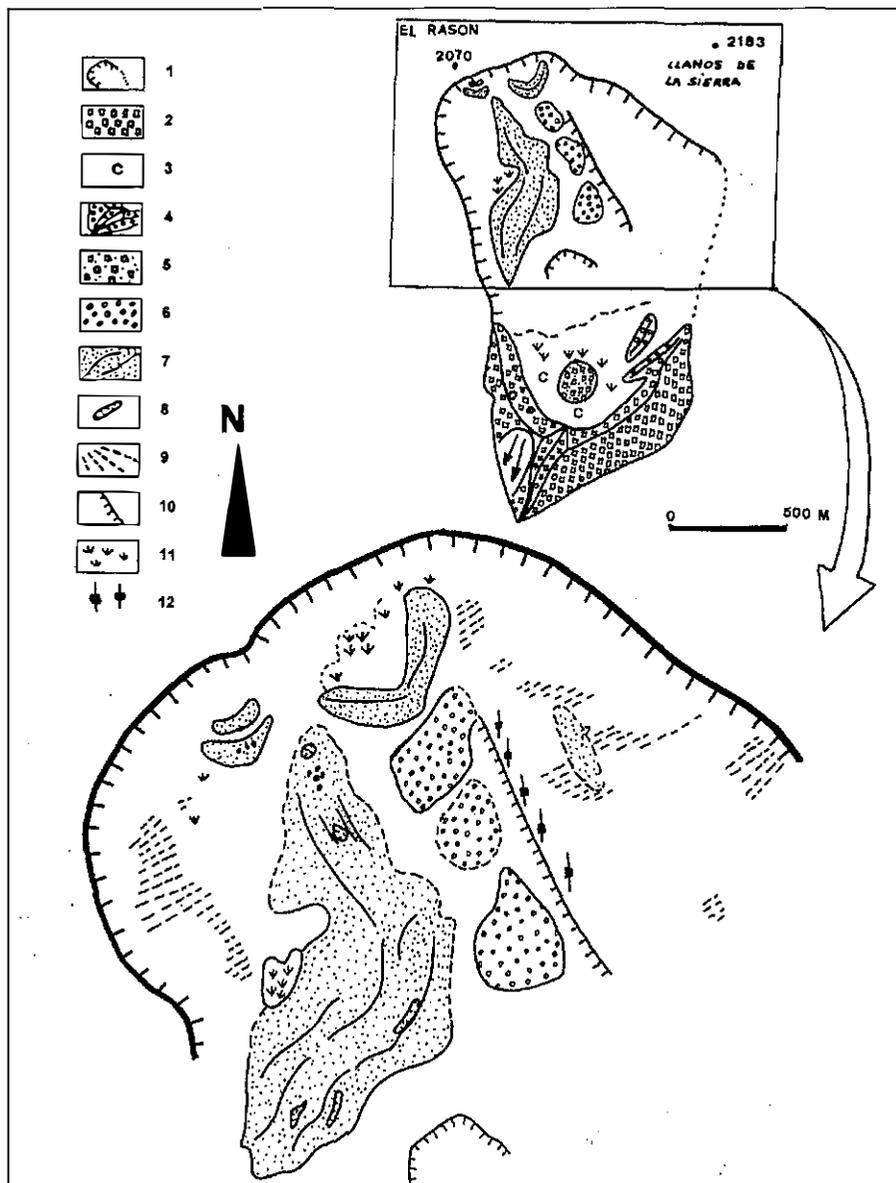


Figura 9. Esquema geomorfológico del glaciar rocoso de Terreros. 1. Área ocupada por el glaciar blanco en el máximo avance. 2. Terraplén de morrena latero-frontal del glaciar rocoso. 3. Depresión por fusión de hielo interno. 4. Desagüe original del glaciar rocoso. 5. Frente glaciar de reavance. 6. Recubrimiento de tills dispersos. 7. Morrenas de nevero (alineaciones de pulsaciones de retroceso). 8. Depresiones cerradas por fusión de hielo interno. 9. Derrubios de gravedad. 10. Escarpes de circo glaciar o umbralles de erosión. 11. Lagunas. 12. Dirección predominante del diaclasado.

Lo más destacado es la morrena, muy bien conservada, la cual tiene forma de arco cerrado y es de gran envergadura; tiene 50 m de altura media en su parte exterior (donde seguramente coincide con un escalón del sustrato) aunque puede llegar a alcanzar los 100 m. Tiene 7-10 m de desnivel en la parte interna. La pendiente exterior de la morrena es de 25° y la interior de unos 15°. El arco morrénico rodea una depresión interna, antigua laguna, hoy zona turbosa y de suelos hidromorfos (el bodón de Abantos, 1.845 m), donde aparece en medio una colina en forma de cono formada por material morrénico, con grandes bloques en su parte superior y con un talud suave mirando hacia el norte y otro más pronunciado en el frente. En las morrenas latero-frontales se aprecian dos arcos de retroceso.

El material de la morrena se puede observar en la hendidura en forma de "V" ("La Herida") (Foto 42) que ha abierto el arroyo de La Paul en su acción remontante y de desagüe del paular superior, siguiendo quizá el camino ya iniciado por el torrente de fusión glaciar. La litología tiene un aspecto muy homogéneo, y está constituida por una facies de marcado carácter arenoso y terroso que queda explicado por el área fuente de cabecera, donde predomina un sustrato de niveles areniscosos y blandos, y no excesivamente rocosos. Aparecen sobre las morrenas, también en la colina del centro, grandes bloques paralelepípedicos de conglomerado, sueltos y dispersos, con aristas vivas de hasta 10 m, y que provienen de las capas más gruesas de la Facies Urbión que afloran a media ladera del circo, habiendo dado origen a un pequeño escalón estructural.

La morrena es muy voluminosa, estimándose una cubicación de $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Se observa sobre ella una pequeña laguna que rellena una depresión originada por el deshielo de un núcleo interno de hielo. Hay una concha de deslizamiento rotacional que ha afectado al talud externo de la morrena y que hace referencia a la relativa abundancia de finos del escombros de tierras.

De las fases de retroceso finales se conserva una gran morrena en forma de arco grosero, perteneciente a un pequeño glaciar cuasi rocoso adosado al rincón orientado al SE de la cuerda alta de el Rasón. Se adivinan distintos arcos correspondientes a sendas pulsaciones de retroceso, entre los 1.950 m y 1.975 m de altitud (Foto 43). El volumen estimado de esta última masa de morrenas es de unos $0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Finalmente, hay dos morrenas de nevé en forma de arco, a cotas algo superiores (2.010 y 2.040 m), y que son contemporáneas con esta última gran morrena.

1.1.1.6 CARACTERÍSTICAS Y EVOLUCIÓN DEL GLACIARISMO WURMIENSE EN CADA CONJUNTO GLACIAR

La mayor parte de los glaciares de montaña son máquinas complejas, y hasta que no se conoce bien su funcionamiento, es arriesgado utilizarlas para deducir el clima pasado. Si es imprudente por lo tanto, inferir de la variación de longitud de un solo glaciar actual un registro climático para una región, mayores problemas tendrá la reconstrucción climática durante el Cuaternario sirviéndose de evidencias geomorfológicas que, como en Urbión, ni tan siquiera están datadas. Sin embargo, esta Sierra ofrece suficientes elementos que, considerados primero individualmente para cada valle, y luego en conjunto, sirven para reconstruir unas tendencias evolutivas generales lógicas que, con más o menos grado de incertidumbre nos informan sobre el desarrollo alcanzado por el glaciario durante el Würmiense. Los glaciares más grandes y extensos, como el de la Laguna Negra, Revinuesa o Urbión, han sido más sensibles a los pequeños cambios y fluctuaciones que ha podido haber durante el avance y retroceso de los hielos, evidenciado en las numerosas alineaciones de morrenas a distintas altitudes.

GLACIARES DE LA VERTIENTE SEPTENTRIONAL

El **glaciar de la Laguna de Oruga** constituía una masa de hielo permanente con características de glaciar pirenaico-nevero, animado por un pequeño movimiento evidenciado por las diferentes morrenas de retroceso. Estos arcos morrénicos se sitúan próximos a la morrena principal lo cual es característico en este tipo de neveros, en los que, ante un balance negativo, la masa de hielo se retrae pero su superficie no varía demasiado y el frente tampoco suele moverse mucho.

La morrena frontal correspondiente al máximo avance es tan voluminosa que, necesariamente, hay que incluirla también dentro de buena parte del período de retroceso. La masa de derrubios ha intervenido amortiguando las variaciones del balance por aumento de la temperatura, presentando así un frente estable durante largo tiempo. A este máximo hay que incluir el nicho de nivación de Ojososo, situado un poco más hacia el Oeste.

Durante el retroceso importante posterior, y abandonada la morrena frontal principal, el nevero se estabilizó durante un corto periodo, dando lugar a un segundo cordón morrénico y a un pequeño lago proglaciar entre este arco y el anterior, originando depósitos planos y lacustres

que luego quedaron colgados a modo de terraza, elevados cuatro metros sobre la actual laguna de Oruga. Por último, se reconoce otro arco de retroceso de corto periodo de duración.

Los glaciares de Nilsa Chica, Nilsa Grande y del Portilla

Aunque estos glaciares estaban adosados a la cara sombreada del norte, la fuerte pendiente de la cuesta de la Sierra hacía disminuir su desarrollo al entrar rápidamente por debajo de la línea de nieves perpetuas. Los glaciares estaban suficientemente evolucionados como para poder definir en ellos una zona de acumulación permanente y otra de ablación.

Presentan circos en recuenco grandes y profundos, más excavados al NE por efecto de la ventisca. Tienen valles en forma de "U" muy característicos por donde descendían las lenguas de hielo incipientes y con poca capacidad erosiva, ya que aunque se apoyaban sobre un sustrato calcáreo apenas hay material de esta naturaleza en las morrenas. La morfología de las dos Nilsas es extremadamente parecida.

Los glaciares debían tener un espesor considerable de hielo dada la profundidad de los circos y una gran pendiente que se deduce de la que tienen las morrenas latero-frontales. Quizá esta potencia alcanzase más de 100 m en el arranque de las lenguas.

Al disponer estos glaciares de una cierta capacidad de almacenamiento de hielo, la inercia les hacía poco sensibles a las fluctuaciones poco importantes, y en este sentido actuaban como neveros parecidos al de la Laguna de Oruga, donde disminuciones de volúmenes importantes en las fases de retroceso se traducían en pequeñas disminuciones de superficie, por lo que los frentes eran bastante estables. Así se explica la presencia de una única morrena frontal principal de cota baja y la ausencia casi completa de otras entre ésta y la fase de glaciares residuales de altitud. Así pues, las fases intermedias de retroceso deben estar registradas en los numerosos cordones de pulsaciones (hasta 7 en Nilsa Chica) de la morrena frontal principal.

El glaciar del Portilla era un glaciar frío que tenía una zona de acumulación comparativamente grande y con el frente muy cargado de detritus, sobre todo en la parte basal. La ablación rápida conllevó a la construcción de una gran morrena terminal, con un volumen inusual de $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, que denota la gran estabilidad del frente, al que se le aportaba constantemente nuevo material. A su vez, esta cobertura morrén-

ca intervendría amortiguando las variaciones del balance, pues el glaciar se protege del aumento de la temperatura cargándose de detritus.

El que estos glaciares no desarrollaran conos proglaciares se explica porque son valles muy angostos y de fuerte pendiente, dando lugar a torrentes con alta capacidad de erosión y transporte.

Las fases de montaña se presentan en general en todos los valles de entidad, lo que indica que este periodo debió durar bastante, ya que aparatos de tan pequeña envergadura y tan poco activos, necesitaron tiempo para construir morrenas de entidad considerable.

Las fuertes pendientes de las laderas altas de los circos del río Portilla impidieron que se llegasen a formar neveros importantes.

El glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión

En la fase de máximo avance, en la parte alta del valle, es decir, los dos kilómetros superiores por encima de los 1.800 m, aproximadamente, el circo estaba enteramente glaciado y el hielo, sobre todo en el lado izquierdo, subía hasta las proximidades del borde afilado de la cuerda, que se prolonga en una longitud de 2 km. No creemos por tanto que los cordones de morrenas laterales, que tan bien se conservan a mitad de ladera de la parte elevada del valle, correspondan a esta fase, sino a una intermedia de retroceso.

Al máximo avance sí corresponden tres alineaciones de morrenas laterales situadas en la parte baja del valle, en ambas laderas, y correspondientes a un mismo nivel, dos en la derecha (+ 120 m sobre el cauce del río) y una en la izquierda (+ 140 m), y que se reseñan en el trabajo de García Ruiz et al. (1998), que hacen terminar el glaciar por prolongación de estas morrenas hacia abajo a la cota 1.270 m, por debajo de la cual parece se reconocen depósitos de terraza fluvio-glaciar. La altitud parecida a la que se encuentran estas morrenas laterales, a uno y otro lado del valle, hace suponer que la lengua glaciar se hallaba ya más o menos nivelada a pesar que en la zona de acumulación era asimétrica, con mayor grosor en el lado occidental donde el circo recibía más alimentación de nieve. En la parte central, la lengua podía tener fácilmente 100 m de espesor.

Estamos plenamente de acuerdo con esta terminación que además se puede reconocer en la topografía por la huella de erosión labrada por la lengua en el valle. Así, hacia la cota 1.270 m cambia el perfil del valle, de laderas más o menos cóncavas a laderas rectilíneas. Esto debe interpretarse como un argumento de apoyo, aunque son la existencia de

dichas morrenas las pruebas concluyentes de la verdadera extensión del glaciar.

El aparato tenía así una longitud de 5 km, 3 km más que lo indicado por Carandell y Gómez de Llarena (1918) y Thornes (1968), quienes lo hacían terminar, como ya se ha dicho, hacia la cota 1.600 m, allí donde el valle en forma de "U" pasaba a ser en "V" y donde comenzaba en el río una terraza de origen fluvio-glaciar (1.580 m).

Durante este máximo avance, había un nevero en el lado izquierdo del valle, a 1.800 m. Había otros dos en sendos valles colectores de la derecha, que es posible contribuyesen a alimentar el glaciar con sus pequeñas lenguas. El nevero situado más al sur conserva alineaciones de morrenas frontales en arco, avanzadas y de retroceso, a altitudes distintas (1.600 y 1.850). Más abajo, y en la misma vertiente, había otro nevero, con morrenas a 1.680 m cuyo valle cerraba el glaciar principal, dando lugar a depósitos de obturación, que todavía se conservan.

La lengua estaba bien alimentada por los derrubios que entraban en el glaciar a través de las grietas marginales, lo cual puede observarse en el perfil de la figura 10.

A este máximo avance le sucede un retroceso rápido de los hielos. Al desaparecer la parte baja de la lengua glaciar, la ladera izquierda (donde se acumulaban las morrenas de un nevero, y la morrena lateral del propio glaciar) quedó sin el apoyo del hielo, y el terreno deslizó en movimiento gravitacional, slump, habiendo otros depósitos movidos de carácter indefinido.

El retroceso quedó estabilizado temporalmente al sobremontar el glaciar el escalón topográfico situado a 1.600 m, que es donde se pensaba terminaba el glaciar. Este estancamiento supuso que el glaciar formase morrenas laterales, bien desarrolladas a la izquierda y mal a la derecha, desniveladas, pues aquellas están a + 120 m de media sobre el fondo del valle, y éstas a + 30 m, lo que indicaba que la lengua, ya corta, era asimétrica, fuertemente condicionada por un glaciar reducido, tipo nevero, mucho más alimentado por la ventisca en el lado izquierdo. En este periodo los dos circos de cabecera estaban casi separados, dejando el derecho un frente morrénico en flecha que la erosión de arroyada dismanteló cuasi in situ tras la completa desaparición de los hielos.

Durante las fases de montaña, el glaciar se relegó a tres o cuatro neveros alojados en la umbría del circo grande, siendo el mayor el que ha cerrado la laguna de Urbión. En el circo pequeño, había tres pequeñísimos neveros que también han dejado sus protalus.

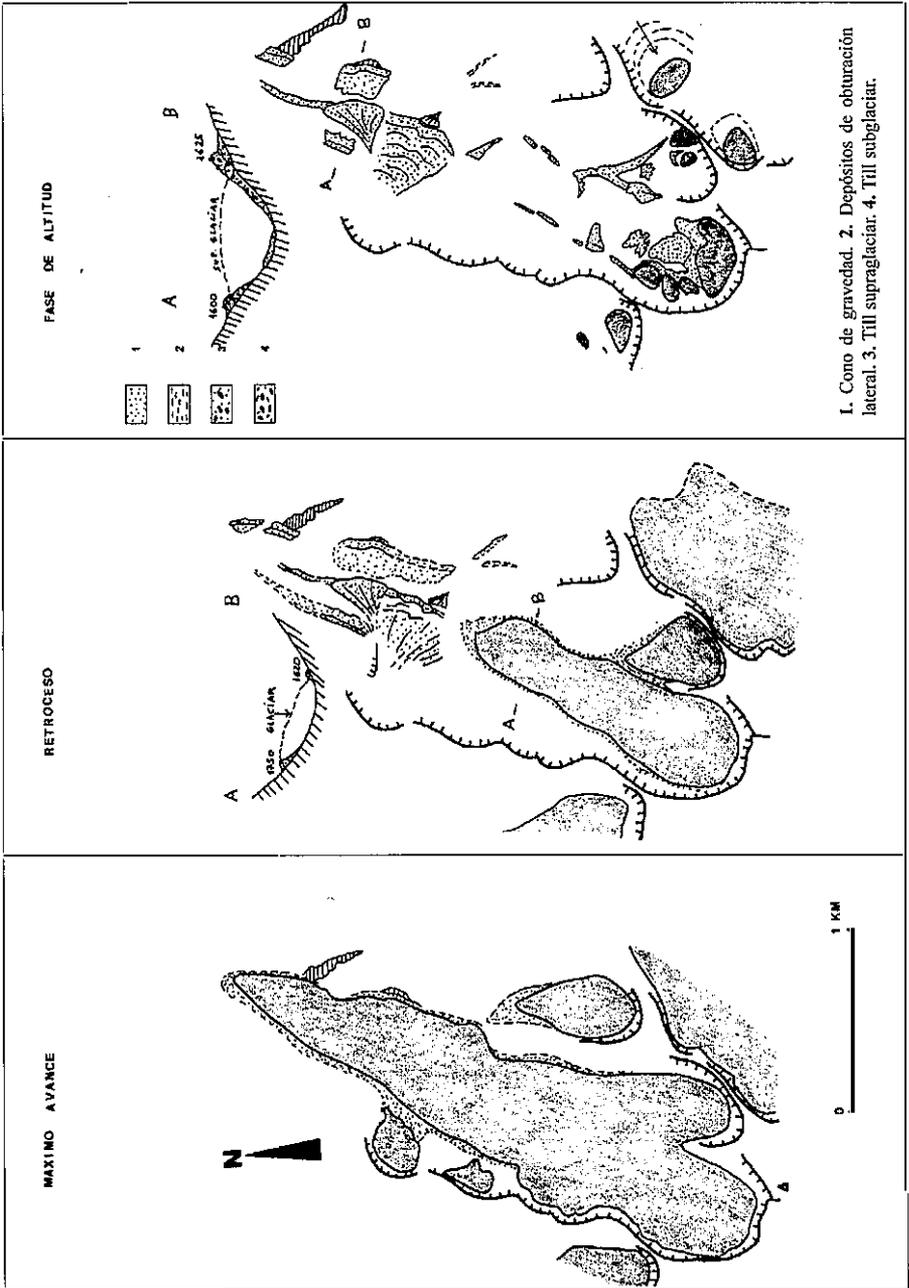


Figura 10. Reconstrucción paleoambiental y evolución del glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión durante el Würmiense.

GLACIARES DE LA VERTIENTE ORIENTAL

Glaciares de la Laguna Negra, Alto Revinuesa y Hornillo.

Se van a considerar en conjunto los tres glaciares del Hornillo, de la Laguna Negra y del Alto Revinuesa, pues se distinguen en sus valles una correspondencia de episodios más o menos general, dando lugar a una evolución parecida.

Durante el máximo glaciar habría una zona común de alimentación para el glaciar de la Laguna Negra y del Alto Revinuesa, que comprendía el altiplano de alrededor de la Laguna Helada, que aunque actualmente drena hacia el Revinuesa, su topografía relativamente suave hace difícil averiguar donde se situaba la divisoria de los flujos de hielo de uno y otro valle, a parte que esta divisoria ha podido ser cambiante con el tiempo a medida que los hielos glaciares iban erosionando el sustrato. Hay que tener en cuenta que la topografía original antes de la glaciación würmiense o de una eventual rissienne era distinta, y es posible que el resalte rocoso que separa uno y otro valle no fuese tan pronunciado, por lo que no sería tan difícil a la masa de hielo saltar esta cuesta rocosa más o menos suave, y que la acción erosiva remontante y de retoque glaciar se encargaría posteriormente de acentuar.

El arranque de la morrena izquierda del glaciar de la Laguna Negra llega casi hasta el Pico Zorraquín (2.105 m), lo que demuestra que la capa de hielo cubría no solo las partes bajas de la altiplanicie, sino también las partes más altas de las laderas, lo que de alguna manera da idea de la gran alimentación que tuvo este glaciar y el del Revinuesa, conformando un campo de hielo que lo cubría casi todo, posibilitando que los circos estuvieran conectados.

Las morrenas de fondo se hallan colgadas cerca del borde de la cornisa rocosa que separa uno y otro circo, indicando que el hielo cubría totalmente la barra rocosa, o que se precipitaba en cascada de hielo. Existen además, como señalan Carandell y Gómez de Llarena (1918), estrías en la cornisa rocosa que indican direcciones de flujo de hielo hacia el Revinuesa o hacia el valle de la Laguna Negra. Como vemos, el retoque glaciar afectó a toda esta superficie topográfica en mayor o menor medida, incluyendo las divisorias de ambos valles.

En total, se puede estimar una superficie de capa de hielo o de nevé en la zona de acumulación de unos 5 km². Esta extensión tan grande no es alcanzada por ningún otro valle glaciar de Urbión, y puede ser debido a las siguientes causas:

- 1) El glaciar tenía una sobrealimentación de nieve por efecto de acumulación a sotavento del barrido que hacia la ventisca en la extensa ladera del Cucharón y de los Llanos de la Sierra que está orientada hacia el Oeste. Tiene ésta vertiente 2'5 km² de superficie por encima de los 1.800 m, un área extra de recarga que no tiene otro glaciar, aunque parte de esta recarga iría también al glaciar del Revinuesa y al del Hornillo. Esta sus-tracción de nieve por acción del viento y la desfavorable orien-tación de la cabecera del río de La Paul, impidió el desarrollo en este valle de un glaciar blanco, pero sí la creación de un glaci-ar con muchas características de rocoso, como veremos. En el caso concreto de las Sierras de Neila, Urbión y Cebollera, la presencia de espolones montañosos de altitud elevada orienta-dos norte-sur favorece la acumulación de nieve en las laderas orientales por barrido de ventisca en las vertientes occidenta-les. (p.ej.: cuerda de los Pinochos, en Cebollera).
- 2) El circo de la Laguna Negra no es el clásico en forma de em-budo, tan frecuente en las vertientes del norte de Urbión y Sie-rra Cebollera, sino que es un extenso altiplano de suave pen-diente, abierto y de forma irregular, por lo que hacía de gran receptáculo de nieve, y por su gran altitud media podría con-servar el hielo.

La orientación del glaciar hacia el Este, como el del Re-vinuesa y del Hornillo, no es tan desfavorable respecto a la in-solación como en un principio parece. Hay que tener en cuen-ta, en primer lugar, que las heladas y las temperaturas bajas se prolongan durante gran parte de la mañana. Es precisa-mente en las horas centrales del día y la insolación del atar-decer las que, elevando las temperaturas, son más dañinas a los glaciares, y a estas horas, estos tres aparatos quedaban ya a resguardo, bajo la sombra de los resaltes rocosos de Zorra-quín en el glaciar del Revinuesa, de la cuerda del Mirador en el de la Laguna Negra y bajo el Muchachón en el del Hornillo. No hay que despreciar tampoco las frecuentes nieblas matuti-nas, tan persistentes y frecuentes hoy en día, a veces incluso en los veranos fríos y lluviosos, que sin duda protegerían del sol.

El límite de las nieves perpetuas en el máximo glaciar podríamos definirlo por las cotas de los neveros permanentes. Así, en la figura 11 se representan las altitudes de estos neveros agrupados en sectores de di-ferente orientación. Como podemos ver, el límite queda más o menos

bien definido en cada sector, variando entre 1.750 m en la vertiente Norte, 1.800-1.850 m en la Sur y 1.600-1.620 m en la del Este. El límite más bajo se encuentra precisamente en la cara oriental. Exactamente igual ocurre en Neila, donde los nichos de nivación bajan en la vertiente derecha del Arlanza hasta los 1.500 m de altitud. Si en la misma figura representamos las cotas de la línea de equilibrio de cada glaciar, definida ésta como el punto del arranque de la lengua glaciar (puede que no sea exactamente así, pero lo que vamos buscando son valores relativos para poder compararlos), vemos que los glaciares del Este tenían sus líneas de equilibrio a cotas más bajas.

El circo del Revinuesa tenía unos 2 km² de superficie y en él predominan las formas erosivas, porque la mayor parte de los depósitos morrénicos que se encuentran en la laderas y fondo del circo corresponden a las fases residuales y de retroceso. La masa principal de hielo se adosaba al resguardo de la crestería de Zorraquín, cuya ladera está intensamente excavada por el hielo y muy derrubiada, la cual le suministraría al glaciar un gran acopio de detritus. Aquí comenzaba la lengua, que se reconoce por su acción erosiva, labrando un valle limpio de depósitos salvo, quizá, unos retazos muy poco claros en la margen izquierda.

El glaciar de la Laguna Negra salía de la altiplanicie para bajar el resalte rocoso de la laguna del mismo nombre, dejando aquel altiplano erosionado y sin apenas morrenas correspondientes a esta fase de máximo avance. Aparecen en la altiplanicie rocas aborregadas, y alineaciones morrénicas pequeñas en dirección al flujo, y en el borde de la cornisa suelos rocosos pulidos y con estrías. Como se ha dicho, es un error considerar que la topografía que ahora vemos corresponde al relieve preglaciar. Tenemos que imaginar una cornisa que, reconstruida, se prolongaría hacia el exterior y con un reborde más suave, parecido quizá al que da lugar el afloramiento de la capa de conglomerados de la Facies Urbión en las laderas de la vertiente derecha del Valle del Revinuesa. Después, la acción erosiva y remontante del flujo glaciar, tan activo en estos escalones topográficos, donde la velocidad del hielo solía aumentar considerablemente, excavó un umbral en medio del valle que fue aprovechado posteriormente para el alojamiento en este circo de neveros correspondientes al retroceso glaciar, sobrealimentados ahora por la ventisca de barrido de la altiplanicie superior. Es posible que debido al gran espesor que adquiriría la capa de hielo durante el máximo glaciar esta no sufriese rotura al pasar la cornisa, pero en algún momento de la fase de retroceso y con la capa de hielo más delgada, se formaría una cascada donde grandes bloques de hielo se desprenderían para después regenerarse en la lengua glaciar. Simultáneamente, la acción erosiva del

fondo de la capa de hielo arrancaría enormes bloques del farallón, -haciendo retroceder este-, desplazándolos hacia abajo y depositándolos en las morrenas laterales y en el vallum morrénico. Esta pared de conglomerado ha sido una fuente de suministro de grandes bloques no sólo por el arranque directo del glaciar, sino porque también es una litología propensa a la gelivación. Las morrenas situadas en la altiplanicie del circo carecen de estos bloques, que aparecen lógicamente aguas abajo de la cornisa.

Hay bloques erráticos en medio del valle de la lengua glaciar (Foto 31-c). Son muy grandes los volúmenes de acumulación de grandes bloques de conglomerado de la Facies Urbión en las morrenas laterales, especialmente en la morrena derecha, pues este lado del glaciar se alimentaba de los desprendimientos de las cornisas y bordes del circo de la Laguna Negra (Foto 31-b). Abundan también en los conos proglaciares y, sobre todo, en los arcos morrénicos frontales y glaciar rocoso situados al pie de la cornisa de la mencionada Laguna Negra.

La masa de hielo, al sobrepasar el resalte rocoso, fluía según la pendiente buscando el refugio de la umbría de la cornisa rocosa, dejando la ladera solana de la caída de Zorraquín, donde el calor impedía su desarrollo. Se reconoce bien la morrena lateral izquierda más externa en

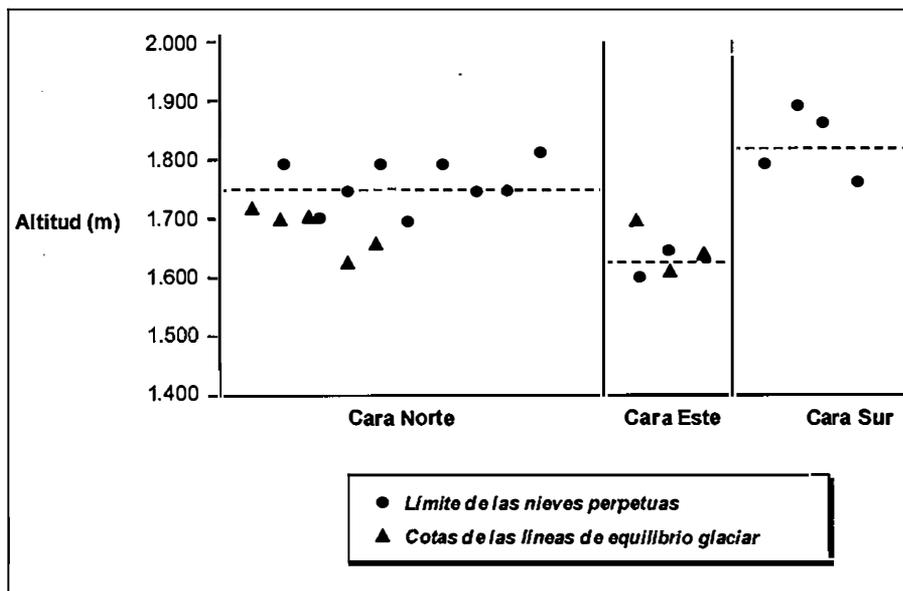


Figura 11. Distribución de neveros por altitudes y orientación correspondiente al máximo glaciar en el Würmiense en la Sierra de Urbión.

forma de arco, así como otros arcos paralelos de retroceso menos marcados que vienen detrás, que no deben considerarse a priori como el único resultado de un mejoramiento del clima, sino también del retroceso del glaciar por erosión del resalte rocoso, que también tiene forma de arco subparalelo a los de las morrenas. El hielo se encauzaba entonces por la parte más baja, tomando la dirección definitiva Oeste-Este un kilómetro aguas abajo de la Laguna Negra y, donde la lengua alcanzaba una anchura de 650 m, dejando un valle excavado a modo de canal estrecho poco profundo en forma de "U" abierta y en donde parece que el glaciar tenía poco poder erosivo y la ablación empezaba a predominar. En el quiebro de noventa grados que dibuja la morrena lateral izquierda se divisan varias improntas de arcos pues en este lado no estaba bien definido el límite del glaciar. En toda la ladera situada por encima y fuera de la morrena izquierda, se reconoce la acción del permafrost, con depresiones cerradas; hay también slumps, lóbulos de solifluxión, etc., que nos indican una actividad periglacial importante y coetánea con el glaciarismo, aunque no se descarta que en algún momento esta zona estuviera incluso cubierta por una delgada capa de hielo glaciar.

Si en la parte más soleada de la izquierda el glaciar llegaba hasta los 2.000 m de altitud de Zorraquín, no es de extrañar que en la margen derecha, con mayor espesor de hielo, tuviese un potencial mayor, pudiendo la masa de hielo llegar hasta el borde afilado del mirador de la Laguna Negra, superando ampliamente esta parte de la lengua la cota topográfica del collado de la Cardancehuela (1.623 m de cota actual), sobrepasando medio kilómetro antes la divisoria, desbordándola, aunque la mayor parte de la lengua bajase, impulsada por la inercia según la dirección de máxima pendiente, como la actual red de drenaje. La fuerza centrípeta en el arco que dibujaba la lengua y sobre todo la sobreacumulación de hielo, hizo posiblemente derramar parte del hielo por este portillo de difluencia. Así, se explicaría la ancha morrena lateral que se adosa a la ladera en el Chozo del Periquillo y que bajaba hasta el mismo cauce del Arroyo de la Torneda, que drena el valle del Hornillo y donde parece que una lengua de hielo se juntaba con la del glaciar del Hornillo; así como los depósitos de enormes bloques de conglomerados que recubren la ladera y el collado (Foto 31-b) por donde pasa la carretera que sube a la Laguna Negra. Esta morrena, en el valle del Hornillo, tiene formas abombadas, semejantes a las de los glaciares rocosos, con arcos transversales y depresiones cerradas, que han sido afectados, después y parcialmente por movimientos en masa. El espesor tan grande de esta morrena, de más de 30-40 m, y su situación encima del collado (1.647 m), indica que el hielo estaba colgado en un tramo de un kilómetro, es

decir sólo sujeto por la caja del valle formada por sus propios sedimentos, los cuales tienen dos crestas de sucesivos retrocesos (Fig. 13).

La terminación de los glaciares de la vertiente oriental durante el máximo glaciar

En la figura 12 se relaciona la superficie de la capa de hielo de los glaciares blancos de la vertiente norte de Urbión (incluyendo zona de acumulación y ablación) con la cota de la morrena terminal durante el máximo glaciar.

Si utilizásemos esta misma regresión para los glaciares orientales nos darían unas cotas teóricas de terminación que habría que considerarlas mínimas ya que, como hemos visto antes, la línea de equilibrio de estos glaciares se sitúa más baja y la superficie de hielo es la reconocida en el área que se tiene seguridad, la cual no incluye la parte final de las lenguas. Resultan así unas cotas aproximadas de 1.230 m para el glaciar de la Laguna Negra, 1.300 m para el del Revinuesa y 1.300-1.350 m para el del Hornillo.

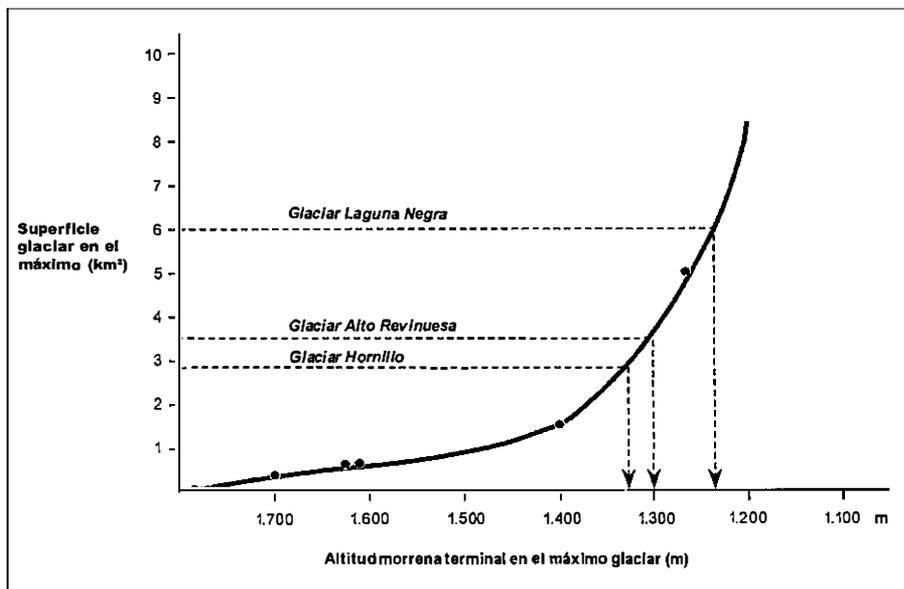


Figura 12. Relación de la superficie de la capa de hielo de los glaciares blancos de la vertiente norte de la Sierra de Urbión con la altitud de las morrenas terminales durante el máximo glaciar.

Si las cotas estimadas fuesen ciertas, el glaciar del Revinuesa y el de la Laguna Negra tendrían que bajar por el valle del Revinuesa hasta 2'5 km después de la confluencia actual del arroyo de la Negra, es decir, cerca del arroyo de la Torneda que baja de Hornillo, unos nueve kilómetros aguas arriba de la población de Vinuesa. La erosión fluvial del Revinuesa y de los importantes torrentes de los barrancos del Puerto de Santa Inés y Cebrián, con un total de 3 km² de cuenca, así como riadas catastróficas provocadas por la rotura de lagos proglaciares, han atacado y eliminado parcialmente las formaciones superficiales asociadas al complejo terminal de los tres glaciares y han suministrado a sus expensas el material que rellena toda la plana aluvial hasta su confluencia con el Duero. Creemos que existen sin embargo suficientes elementos geomorfológicos para reconstruir de forma aproximada el vallum morrénico.

Por el valle principal del Revinuesa descendía un glaciar que se había formado por la unión de las lenguas del Alto Revinuesa y de la Laguna Negra, y que tenía una longitud de unos 3 km. A este glaciar se le iba juntando por la derecha y en la parte final, la lengua del Hornillo y su transfluencia de la Negra. Ello explicaría la acentuada curvatura que tiene la morrena lateral izquierda del Hornillo, la cual habría sido empujada por la fuerza del glaciar principal y a la que se le iría asimilando como morrena central; la morrena lateral derecha del Hornillo fue obligada por el mismo empuje a adosarse sobre la falda del valle, quedando actualmente como un potente y degradado coluvión-morrena esparcido por la ladera. Los esbozos de morrenas laterales de la Negra que se dibujan sobre su lóbulo de piedemonte también están torcidas hacia abajo (Fig. 13).

Creemos que aparece un pequeño resto del frente morrénico del máximo avance del glaciar principal en el almacén de maderas de Santa Inés, a cota 1.240, que es donde arrancaba la rampa del cono proglaciar de acumulación y lavado, que se haya muy bien conservado en la parte izquierda del valle. Más bien deducimos dónde terminaba el glaciar por dónde comenzaba el depósito proglaciar.

Más hacia aguas arriba, en el entorno del Caserío de Santa Inés (1.330 m), se esparcen sobre la ladera izquierda, hasta 30 m por encima del valle, depósitos de indudable origen morrénico, y donde destacan megabloques de conglomerados de la Facies Urbión que seguramente han sido transportados por el glaciar de la Negra, ya que el valle del Revinuesa no tiene afloramientos de esta formación en su vertiente izquierda, y de hecho, la morrena lateral de este lado que se conserva más arriba carece de este tipo de bloques. Parece que también hay restos de la

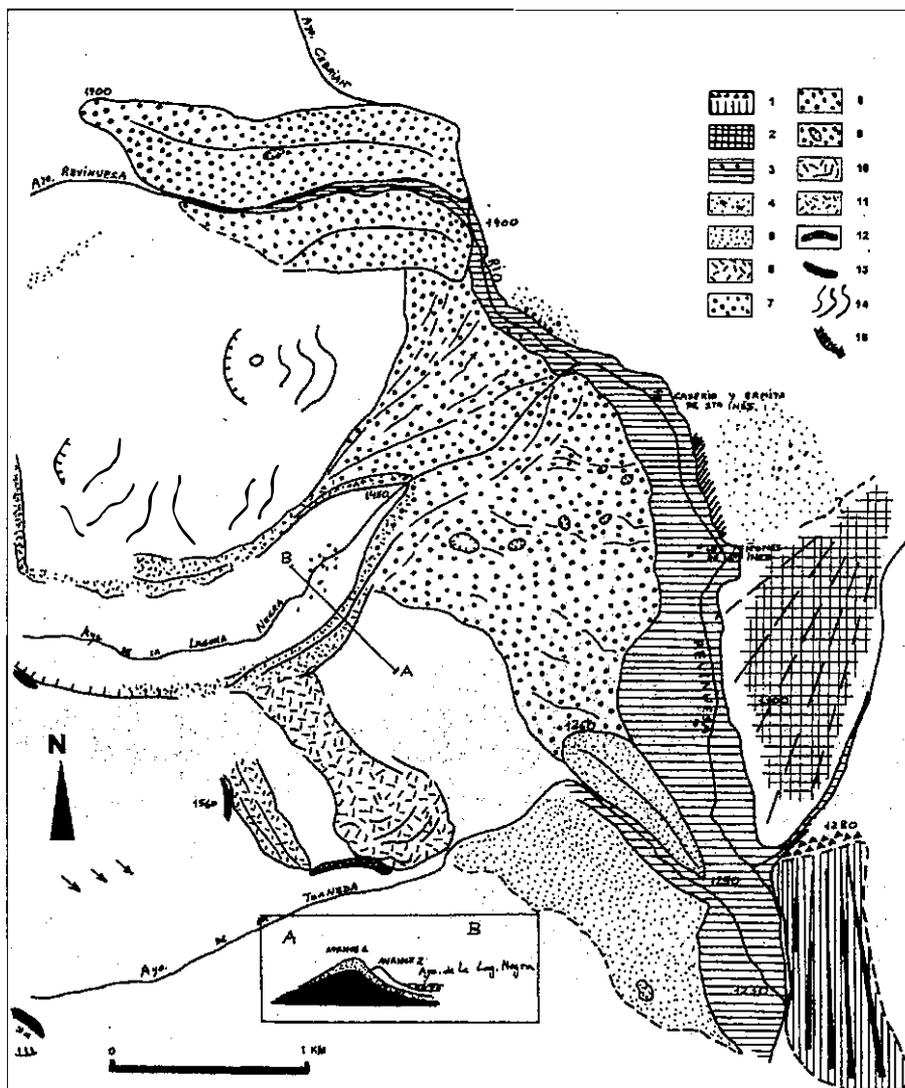


Figura 13. Complejo terminal de los glaciares de la vertiente oriental de la Sierra de Urbión durante el máximo glaciar.

MÁXIMO AVANCE DE LOS HIELOS: 1. Morrena terminal y cono proglaciar del glaciar de la Laguna Negra. 2. Terraza fluvio-glaciar indiferenciada. 3. Manto fluvio-glaciar (y megabloques erráticos). 4. Material morrénico disperso del glaciar de la Laguna Negra (con megabloques). 5. Morrena lateral del glaciar del Hornillo. 6. Morrena lateral de la difluencia del glaciar de la Laguna Negra. 7. Morrenas laterales del glaciar del Alto Revinuesa. 8. Lóbulo de pie de monte del glaciar de la Laguna Negra. 9. Idem. con depresiones cerradas. 10. Derrames morrénicos y slumps procedentes de la difluencia del glaciar de la Laguna Negra al valle del Hornillo. 11. Morrena lateral del glaciar de la Laguna Negra. 12. Morrena intermedia. 13. Morrena de nevero. 14. Slumps. 15. Sustrato erosionado por la acción glaciar.

morrena lateral derecha, derrubada sobre las laderas hasta 40 m sobre el cauce, entre el Revinuesa y el lóbulo de la Negra, y entre este depósito y la morrena lateral izquierda del Hornillo.

Unos bloques gigantes de conglomerado de la Facies Urbión, denominados los Peñones de Santa Inés (Fotos 27-a-b), y otros erráticos que hay más abajo en medio de la llanura de inundación del Revinuesa (Foto 28), que aquí tiene 300 m de anchura (Foto 29), fueron dejados por el glaciar principal en su retroceso. En los Peñones de Santa Inés hay un megabloque de dimensiones aproximadas 20 x 7 x 10 m. Entre los depósitos de bloques y bolos del lóbulo de piedemonte de la Negra están emergiendo otros peñascos también muy grandes.

Complejo fluvioglacial proximal (Fig. 14)

El complejo fluvioglacial cercano al frente glaciar está constituido por materiales groseros formados por el desmantelamiento de las acumulaciones morrénicas y productos liberados a nivel del frente de fusión glaciar; se sitúan constreñidos en la margen izquierda del valle del Revinuesa, ya que la otra margen estuvo afectada por la salida de las lenguas de hielo de los tres glaciares. Los depósitos debieron estar continuamente atacados por los torrentes de este lado.

Como antes se decía, el cono proglacial más bajo conserva intacta toda su morfología en rampa plana de pendiente constante, desde la morrena frontal hasta la plana aluvial, con un desnivel de 50 m, y con un 5 % de pendiente. Está formado por un depósito grosero de cantos redondeados muy grandes, sin apenas estratificar, con empaquetamiento denso, con tamaños de 70 cm de media y embebidos en una matriz de gravas y arenas. Este cono de acumulación y lavado debía abarcar toda la caja del valle, pero ha sido desmantelado por la acción erosiva de riadas catastróficas.

Más arriba aparecen otros depósitos provenientes del lavado de morrenas, de granulometría más constante, con cantos de tamaño de 20 cm de media, y matriz arenosa con limos de color amarillento. Su cota más alta, 80 m sobre el valle, nos hace dudar si puedan pertenecer a una glaciación anterior.

Lagos proglaciares y riadas catastróficas

El valle del Revinuesa, desde Vinuesa (1.100 m) hasta las majadas de Santa Inés (1.330 m), situadas once kilómetros más arriba, conserva invariablemente un trazado rectilíneo de dirección norte-sur, como el amplio valle del río Tera, con el que guarda un paralelismo morfológi-

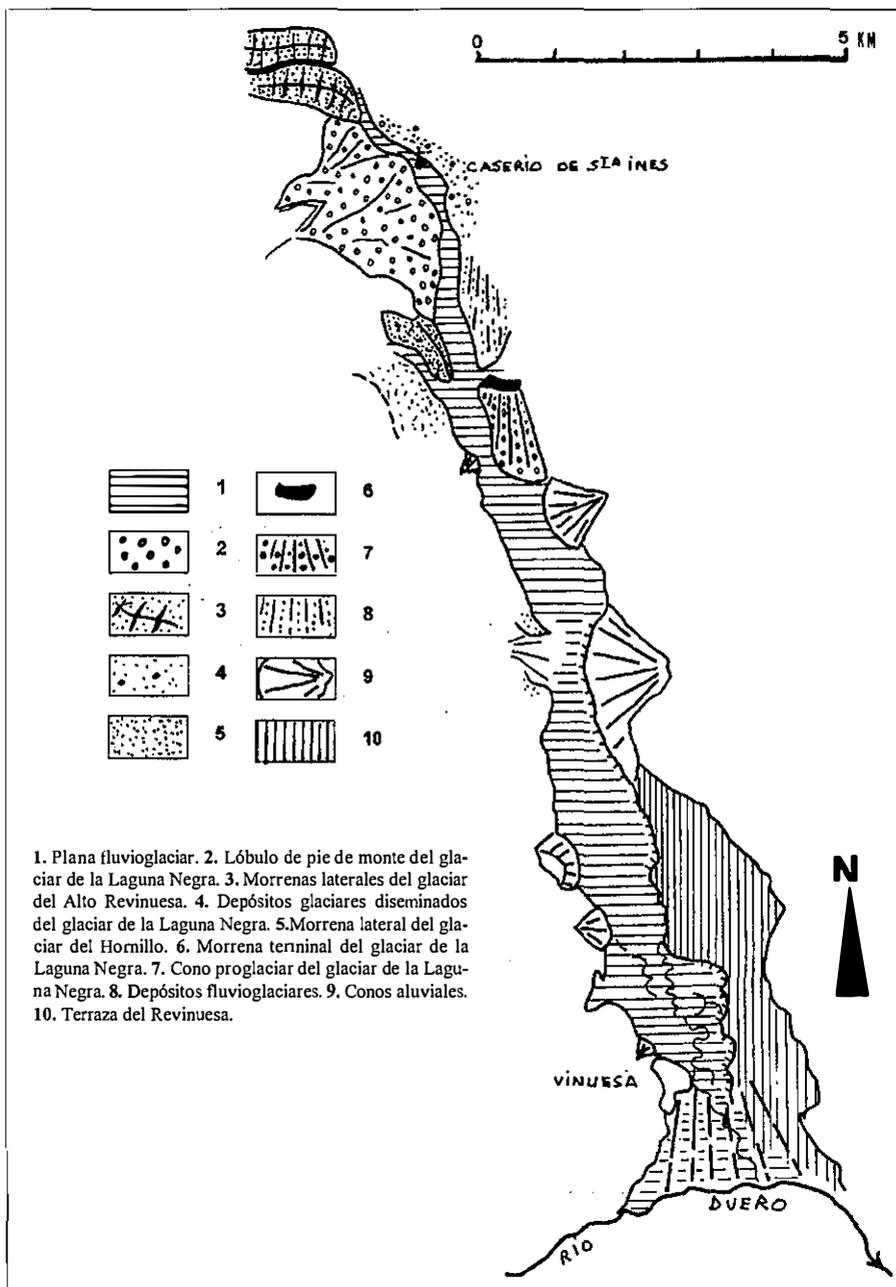


Figura 14. Complejo fluvioglacial de los glaciares de la vertiente oriental de la Sierra de Urbión durante el máximo glaciar.

co evidente. Tiene una llanura de inundación excepcionalmente ancha, de más de 500 m de media, toda ella cubierta de acarreo de cantos de bolos y gravas, cuya abundancia y tamaño delatan un origen claramente glaciario. Este hecho llamó la atención de Pedro Palacios (1890) quien alude que los cantos tan grandes del río Revinuesa debieron ser originados por crecidas importantes y violentas. Se pueden observar también cauces anastomosados abandonados, fosilizados y totalmente vegetados, que hacen asemejar este valle a los típicos ríos pedregosos del Pirineo. Como veremos, riadas posiblemente originadas por roturas de lagos proglaciares dieron origen a esta llanura de inundación de cantos gruesos.

En la figura 15 se representa la distribución granulométrica aproximada, en base a datos todavía provisionales, de los tamaños medios y máximos que aparecen en la superficie de la plana fluvio-glaciaria, desde los frentes glaciares hasta su desembocadura en el Duero. También se representa esta misma distribución para la única terraza existente, sin tener en cuenta coluviones y conos aluviales coetáneos.

Para una caja de sección tan grande y pendiente tan baja (2-3 %), se necesitan unos caudales muy importantes que puedan transportar una carga sólida de granulometría tan gruesa nueve o diez kilómetros aguas abajo de los frentes glaciares.

Vemos que el tamaño predominante de los cantos a diez kilómetros de distancia es de 30 cm.

Si el caudal medio actual del Revinuesa es de unos 2 m³/s en su desembocadura (estación de aforos en Vinuesa), suponiendo una precipitación parecida a la actual y sin tener en cuenta la sobrealimentación por ventisca a expensas de la cabecera del nacimiento del Duero en la época glaciaria, este caudal concentrado en tres meses estivales de fusión glaciaria equivaldría a 9 m³/s. Ni este caudal ni el triple justificaría el arrastre de bolos y cantos a distancias tan grandes.

A nuestro entender, la explicación del gran volumen de cantos gruesos en la plana aluvial es que proceden de la destrucción de las morrenas del frente glaciario principal, que no se conserva, y su distribución a lo largo del valle hasta zonas muy alejadas del frente es debido a riadas extraordinarias de roturas de lagos proglaciares.

Efectivamente, en la fase de máximo avance de los glaciares, pero en mayor medida, seguramente, en las fases de inmediato retroceso, las lenguas y morrenas glaciares, empezando desde arriba por la del Revinuesa, bloquearon la circulación de las aguas del arroyo Cebrián y del Revinuesa. No creemos que el glaciar del Hornillo interviniese deci-

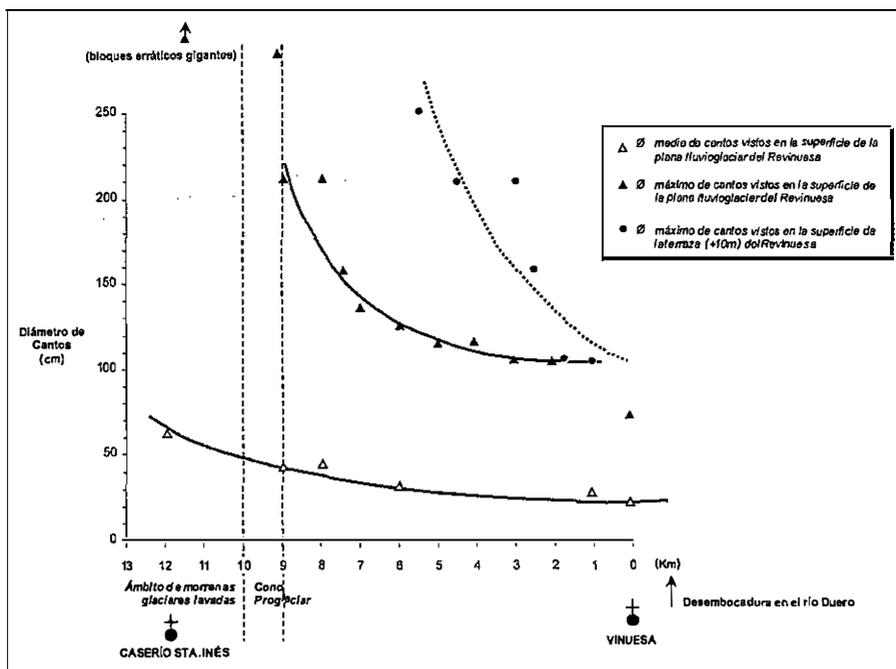


Figura 15. Distribución granulométrica de cantos mayores y medios vistos en la superficie de la terraza y de la plana fluvio-glacial del río Revinuesa.

sivamente en este taponamiento, pues no parece tuviese entidad suficiente por sí solo para bloquear el ancho valle. El glaciar intermedio de la Negra sí obstruía el valle, con su lengua y con sus morrenas, y más tarde, con su lóbulo de piedemonte.

Así se formarían lagos temporales que, a juzgar por la altura de la morrena del Revinuesa podrían almacenar hasta 3-5 hm³ en un solo lago de aguas arriba, cantidad que probablemente sería menor, pero podríamos apuntar como normal volúmenes de agua del orden de 1-2 hm³. La falta de depósitos lacustres de obturación, deltas, etc. indican la actividad de estos lagos y su fácil desagüe, con roturas quizá frecuentes, favorecidas por los avances y retrocesos de los frentes glaciares, que se situaban aquí. Si la ablación aumentaba, el dique natural podía fallar, aunque también podía haber un vaciado rápido por filtraciones o por desbordamiento por la coronación de las presas.

La existencia de grandes bloques en la plana del Revinuesa indica un transporte de colada viscosa debido al vaciamiento de lagos pro-

glaciares, como ocurre en los Andés del Perú. Las avalanchas provocadas por el Revinuesa impedían por otra parte el buen desarrollo de la lengua de la Negra y de la del propio Revinuesa, así como la desmantelación de la terraza situada a +10m.

Es posible que la curvatura de la morrena lateral izquierda del Hornillo sea debida a un vaciado lacustre, así como al desmantelamiento del frente glaciar y conos fluvioglaciares, que presentan marcas limpias de erosiones brutales.

En la plana aluvial del entorno del caserío y ermita de Santa Inés aparece un bloquerio ingente y lenguas de antiguos flujos de bloques.

Como se ha dicho, la llanura fluvioglaciar con acarreo gruesos cubre toda la plana hasta Vinuesa, donde formaba en su confluencia con el Duero un delta de gran anchura.

En la figura 15 vemos que las curvas de distribución granulométrica de cantos mayores en la superficie de la terraza y de la plana tienen forma parecida, siendo mayor el tamaño de clastos en la terraza.

Esto indica que la terraza debe interpretarse como fluvioglaciar, formada por mecanismos semejantes a los de la plana, por lo que si esta terraza correspondiese con una glaciación anterior, al Riss, por ejemplo, parece como si se hubiesen repetido las riadas por rotura de lagos de obturación de unos glaciares que también bajaron hasta el Valle del Revinuesa, aunque esto es mera conjetura.

Las huellas morfológicas del Riss no se conocen en las cumbres y altas vertientes, y sus materiales forman parte de depósitos de otros tipos, coluviales, conos aluviales y terrazas.

El retroceso dentro del máximo glaciar: el glaciar de pie expandido de la Laguna Negra

Desde el culmen del máximo glaciar, el retroceso glaciar "inmediato" posterior quedó marcado por las morrenas fronto-laterales del Revinuesa sobre el valle principal. Del Hornillo no quedan vestigios claros.

Lo más destacado es la formación en la parte terminal del glaciar de la Laguna Negra de un lóbulo de piedemonte de considerables proporciones, ejemplo único en la Cordillera Ibérica (Fig. 13).

El glaciar de la Negra tuvo una morfodinámica que le asemejaba a los glaciares de altiplano con pie de monte, parecido a los de Alaska, y donde hay un abandono de la carga helada como morrena de piedemon-

te, pues la horizontalidad topográfica del valle del Revinuesa suponía una considerable merma al empuje de los hielos, razón esta que también condicionó que las lenguas del máximo glaciar anterior no bajasen demasiado por la pendiente suave del valle del Revinuesa.

Creemos que se trataba más bien de un glaciar de pie expandido, que es una versión a pequeña escala de glaciar de piedemonte, y que se caracteriza por la expansión de la desembocadura del glaciar en un amplio lóbulo al llegar a la llanura del valle, en este caso del Revinuesa.

Este lóbulo tiene unas dimensiones realmente considerables, con 2'5 km² en su máximo desarrollo, lo que suponía el 35 % del total del glaciar, cubicando, aproximadamente unos $100 \cdot 10^6$ m³ de derrubios de tamaño grande, sin estratificar, con bloques y bolos de hasta 10 m de tamaño, aunque abundan los de 60-80 cm y con matriz de gravas y arenas. La fracción más grosera de los detritos glaciares tenderían a depositarse aquí, arrastrándose los limos y arcillas a grandes distancias aguas abajo. Esta ingente acumulación de bloques y bolos explica el perfil con pendiente pronunciada (16 %).

Este glaciar, sobrealimentado por el hielo acumulado en su altiplano, tras saltar el escalón de la Laguna Negra, bajaba rápidamente por la fuerte pendiente de la falda de la montaña, apenas reconducido en su lengua, traspasando la línea límite de equilibrio glaciar y adentrándose en la zona de ablación con todavía un gran potencial, lo que obligó a esparcirse en forma de abanico. La pronta fusión de los hielos hizo abandonar de manera precoz la carga inmersa, sin llegar a formarse una morrena terminal. Estos derrubios pueden jugar por otra parte un papel importante, ayudando al glaciar a sobrevivir a los periodos de veranos calurosos e inviernos secos, o a las fases de retroceso posterior, con el mejoramiento del clima.

Como se ha dicho, en el lóbulo tuvieron mucha importancia los fenómenos de fusión, lo que no dio lugar a morrenas propiamente dichas, sino a acumulaciones de mantos de derrubios en donde el agua de fusión de la lengua se infiltraba, recongelándose, resultando un permafrost sobresaturado de hielo que se puede deformar como un glaciar rocoso. El lóbulo se fundía por los bordes y por la parte de arriba, en una capa lo suficientemente espesa para que pudieran enraizarse los árboles. En verano, y en el abandono del glaciar, la fusión irregular del hielo subyacente transformaría el manto en una topografía irregular de bolsadas, que actualmente se reconocen como charcas y trampales en depresiones cerradas o cuasicerradas, más abundantes en la solana, delatando la localización de antiguos núcleos internos de hielo muerto.

Se reconoce en el lóbulo de la Negra el pasillo por donde discurría la lengua flanqueada por morrenas de pequeña envergadura, y por donde circularía el torrente de fusión, así como canales radiales que divergían de él. El lóbulo invadió parte de la plana del valle del Revinuesa, desviando al río que atacó a la orilla contraria.

En la parte alta del lóbulo, a 1.450 m, se distingue un circo morrénico frontal que ha sido confundido con la terminación del glaciar, y que corresponde, seguramente, a un reavance del glaciar, pues sobremonta un poco sobre los depósitos del lóbulo (Fig. 13).

Las fases intermedias de retroceso

Es una característica general en Urbión, la ausencia y escasez de morrenas situadas a altitudes intermedias, y ello debe explicarse porque el retroceso después del máximo glaciar fue muy rápido.

Sin embargo, el remontar la cornisa de conglomerados hacia los 1.850 m en la Negra y a los 2.000 m en el Alto Revinuesa, supuso la oportunidad de breves estabilizaciones por causas topográficas, que también se dio en el glaciar de la cara norte de Urbión a los 1.600 m.

Así, al pie de la cornisa de la Laguna Negra se alojó un nevero o glaciar pirenáico con tres arcos de retroceso muy cargados de grandes bloques provenientes de la cornisa. Lateralmente y hacia el norte, el nevero pasaba a ser un glaciar rocoso (Fig. 7-b).

En el Revinuesa se formó un pequeño glaciar

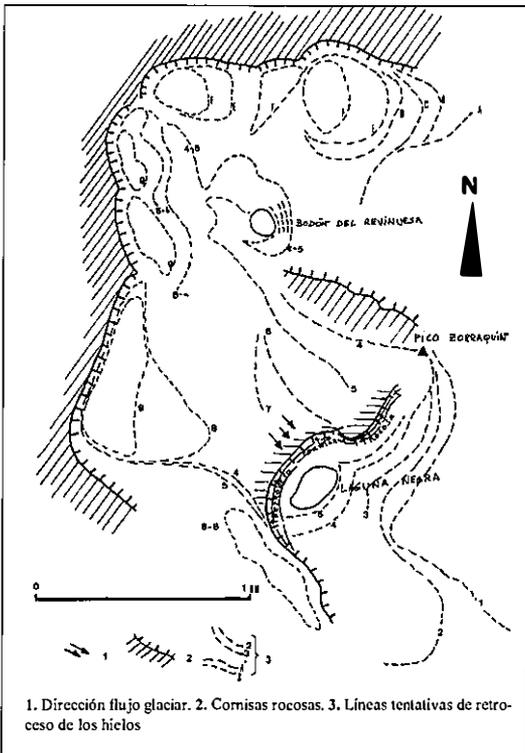


Figura 16. Líneas tentativas de retroceso del área glaciada en la fase de altitud de los glaciares de la Laguna Negra y del Revinuesa.

de incipiente lengua, cuya morrena frontal cierra una laguna casi colmatada. Creemos que durante este período, el glaciar bajaba de la Laguna Larga salvando la cornisa rocosa por un corredor, formándose una morrena derrubida en cono.

Glaciares de altitud

Es difícil separar esta última fase de las intermedias, sobre todo en el Alto Revinuesa. Corresponderían a un conjunto muy complejo y variado de depósitos morrénicos dispersos, muchos de ellos difícilmente correlacionables, y en donde la persistencia de pequeñas masas de hielo por bloqueo de fusión estarían controladas por la umbría local.

En general, se tratan de morrenas de aspecto fresco, con arcos bien formados en las vertientes de solana del Alto Revinuesa; se formaron protalus rampant y esbozos de glaciares rocosos en la Laguna Helada y en el alto Revinuesa. Todos ellos son fácilmente reconocibles actualmente dada la ausencia de bosque. En la figura 16 se señala, a modo tentativo, los límites glaciados o de alcance del hielo en las diferentes etapas de retroceso, y que pueden dar idea de pulsaciones y fluctuaciones menores. La edad de la turbera del Hornillo (a 1.800 m de altitud) indica que hace 15.000 años todavía podrían existir neveros residuales con esta orientación y a estas altitudes.

LOS GLACIARES DE LA VERTIENTE MERIDIONAL

El sector meridional de la Sierra de Urbión está limitado al Oeste por el valle del río Arlanza, que baja desde el Collado de Neila (1.404 m) en dirección Norte-Sur y que separa aquella Sierra de la de Neila; en el otro extremo se encuentra el valle del Revinuesa, más amplio y profundo, paralelo a aquel, y que lo separa de la Sierra Cebollera, tal como el Tera divide ésta de la Sierra de Alba. Al sur de Urbión se encuentra la Sierra Umbría, de dirección Este-Oeste, y entre ambos hay una depresión por la que corre el río Zumel, afluente del Arlanza, y en dirección contraria, el río Duero. Al Zumel le tributan de la sierra de Urbión, el Barranco de Peñas Corvillas y el río Torralba. Al Duero le vienen el río Triguera, y el Arroyo Frío o Arroyo de la Paul.

La influencia de la exposición hacia el Sur conlleva un mayor tiempo de insolación (y del atardecer), una menor precipitación por el efecto orográfico de los frentes de chubascos provenientes del noroeste que descargan en las laderas del norte, y la acentuación de los veranos

dentro de unas montañas de fuertes amplitudes térmicas estacionales sobre una vertiente más despejada de nubes que la septentrional. A esto se le debe añadir una infraalimentación nival producida por el barrido de las laderas más expuestas a los vientos del noroeste. Estas condiciones de continentalidad climática, secas y deficitarias en nieve, no favorecieron la formación de glaciares blancos en la vertiente sur de las Sierras de Urbión y Cebollera, salvo en un breve lapso de tiempo durante el máximo avance de los hielos. En cambio, sí se crearon unas condiciones propicias para la gelivación y la existencia de neveros y glaciares rocosos de envergadura, como los siete existentes en la Cebollera y el de Terreros en Urbión, que nos indican que las temperaturas medias eran claramente negativas, por encima de las cotas donde se situaban.

En Urbión, el efecto desfavorable de la orientación fue contrarrestado de alguna manera por la mayor altitud de las cuencas del sur, emplazadas en el dorso de la gran cuesta topográfica de la sierra. Así, por ejemplo, en el valle del nacimiento del Duero, al sur, hay 7 km² por encima de 1.800 m; el valle de Los Paules, también con esta orientación, tiene 5'5 km², y el Portilla, en la vertiente norte, 2'3 km². La pendiente menor hace a esta vertiente más sensible a las variaciones del límite de las nieves perpetuas, pues estas oscilaciones podrían afectar a una mayor superficie.

Durante el Würmiense parece reconocerse que durante el punto culminante de avance de los hielos dentro del máximo glaciar, y en un buen periodo de tiempo, se instalaron cuatro extensos glaciares / nevero adosados sobre las laderas, de circos impresos con sencillez en triángulos invertidos apuntando hacia abajo y adaptándose a los espolones rocosos de la capa de conglomerados. Eran poco profundos, de tipo pirenaico, como los de la cara norte del Aneto, con poco espesor de hielo y poca capacidad erosiva, con una lengua lo suficiente ancha como para no poder desalojar todo el hielo acumulado y dejando morrenas de borde en punta de flecha. Esta tendencia a conservar el arco morrénico frontal, puede ser debida también a causa de un deshielo rápido que no permitió grandes torrentes para evacuar las masas de derrubios.

El modelo glaciar de la Sierra de Urbión es resultado, principalmente, del último ciclo glaciar Würmiense, y de las sucesivas fases de retroceso más o menos rápidas. Las posibles evidencias geomorfológicas directas de glaciaciones cuaternarias han quedado destruidas probablemente por el máximo avance de los hielos en el Würm. Del glaciario antiguo han quedado muy pocas pruebas directas, como seguramente son el gran número de nichos de nivación. Es fácil entender por otra

parte que el hueco dejado en estos nichos o en los circos glaciares, no resulta del balance de masas de las morrenas a ellas asociadas, aunque los finos hayan sido transportados; es evidente que ya existían cuando llegó la glaciación Würmiense. Se reconocen, por otro lado, una terraza y una plana aluvial en el Duero y en el Revinuesa que pudieran estar asociadas a las dos últimas glaciaciones.

Glaciar del arroyo de La Paul y de Terreros

Este glaciar tiene un circo bien marcado en cabecera aunque los bordes del glaciar por su lado oriental no están bien definidos, ya que la excavación no fue importante, seguramente porque el periodo culminante del máximo glaciar fue corto. Cubría el hielo un fondo plano y ligeramente cóncavo, y es difícil de precisar el alcance del extremo terminal del glaciar, pues no hay evidencias geomorfológicas precisas.

Hay tres neveros pequeños escalonados a la derecha del arroyo a las cotas 1.500, 1.600 y 1.700 m, con sus morrenas laterofrontales en forma de media luna. Coetáneos con estos neveros se instaló un glaciar rocoso hacia los 1.850 m que describiremos, por su importancia, en el apartado siguiente, y que también tiene un frente con influencia en media luna. La envergadura de este glaciar rocoso nos habla de su estabilidad a lo largo del Würmiense, aunque quedó relegado en la fase de glaciares de montaña a unos neveros emplazados a 1.950 m, con claras influencias también de glaciares rocosos.

El glaciar rocoso de Los Terreros

En la cabecera del río de Los Paules hay un circo bien definido y muy ancho, con apenas iniciación de valle glaciar (la relación longitud máxima / anchura máxima del glaciar es 3/1). Esta circunstancia y la presencia de un cierre morrénico de escasa elevación vista desde el interior, motivó seguramente la creencia que se trataba de un glaciar-neve-ro por Carandell y Gómez de Llarena (1918).

Sin embargo, este glaciar presenta algunas características atribuibles a glaciar blanco y otras a glaciar rocoso sensu stricto (Hamilton and Whalley, 1995). Del primero se puede asignar un circo bien conformado limpio de derrubios, quizá heredado en parte de una glaciación anterior, y una morrena fronto-lateral bien constituida, con algunos retazos de retroceso muy pequeños.

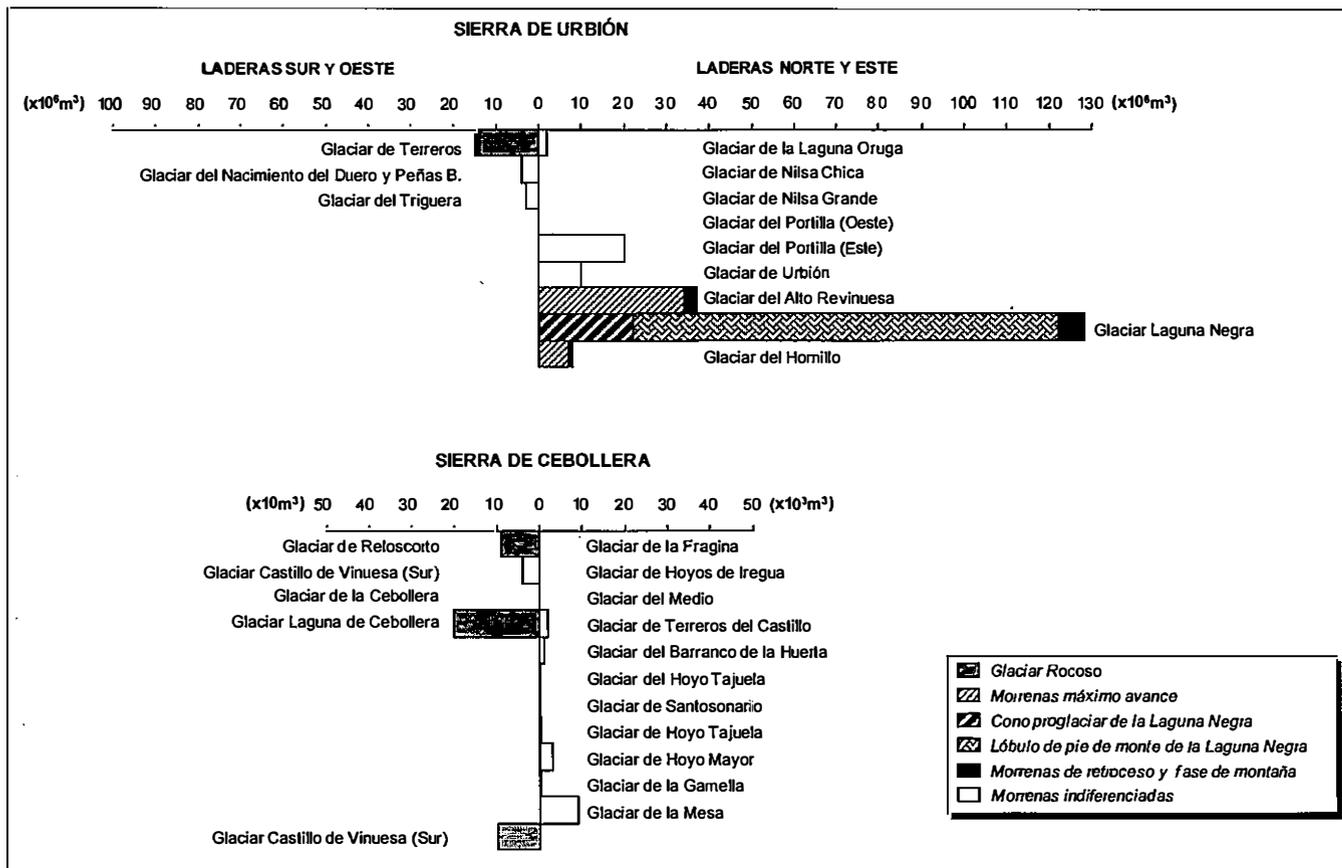


Figura 17. Volúmenes de morrenas de los glaciares de Urbión y Sierra Cebollera.

De glaciar rocoso presenta un terraplén único típico, de gran volumen ($15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), muy simple y con márgenes laterales que enlazan alargándose sin interrupción con las morrenas laterales con las que forma una sola unidad. El talud está muy bien definido y conservado; tiene una altura máxima de 100 m y una media de 50 m. El volumen del glaciar, tal como vemos en la figura 17, está acorde con el de otros glaciares rocosos de la Sierra de Cebollera. También las características sedimentológicas se ajustan a la distribución de material propio de un glaciar rocoso: existe una diferenciación entre la masa de derrubios con una considerable proporción de arenas, a parte de fragmentos de roca de mayor granulometría, una ligera matriz de finos, y una capa superior menos potente de bloques angulosos más grandes, algunos de gran tamaño, exactamente igual que el glaciar rocoso del Castillo de Vinuesa, en la Sierra Cebollera.

La gran masa de arenas tiene una permeabilidad como para transmitir y retener el agua de fusión del frente glaciar y su transformación en una capa de permafrost. Se observa una pequeña terraza intermedia con talud y una capa superior de bloques de roca, uno de $10 \times 20 \times 15 \text{ m}$, una gran depresión de hundimiento en el centro de la morrena, perimetral al borde interno del frente, y pequeñas depresiones de fusión de lentejones de hielo en la coronación de la morrena. Un barranco que corta por el centro nos ofrece un corte estratigráfico bueno, y sin duda este emisario debió existir cuando el glaciar estaba vivo.

Estas características mixtas de glaciar blanco y rocoso hacen pensar que el glaciar rocoso de Terreros se formó por flujo de hielo masivo de origen glaciar debido a un estado de decrepitud de un glaciar blanco, (Cicetored rock glaciers), definidos por Potter (1972) y Whalley (1974). Su desarrollo y evolución podría quizá explicarse en las siguientes fases sucesivas (Fig. 18):

1. Dinámica inicial predominante de tipo glaciar: formación de un glaciar alojado en un circo que, en su avance, experimentó un progresivo recubrimiento de derrubios en la parte final. La existencia de una ruptura de pendiente, en forma de suave hombrera, hizo que el glaciar ralentizase su velocidad y se estabilizase durante mucho tiempo, con lo que se edificó una morrena fronto-lateral muy voluminosa en forma de arco y de claro origen glaciar. Posiblemente reinaban ya ciertas condiciones periglaciares que servían para mantener la morrena sin pérdida significativa de material. A su vez, el gran volumen morrénico ayudaría a prolongar los ambientes periglaciares

por inercia durante largo tiempo, amortiguando las variaciones climáticas del exterior.

En la fase de máximo avance de los hielos se observan otros neveros en forma de arco situados hacia el Oeste, a 1.600 y 1.700 m de altitud, y no se descarta que en un punto culmi-

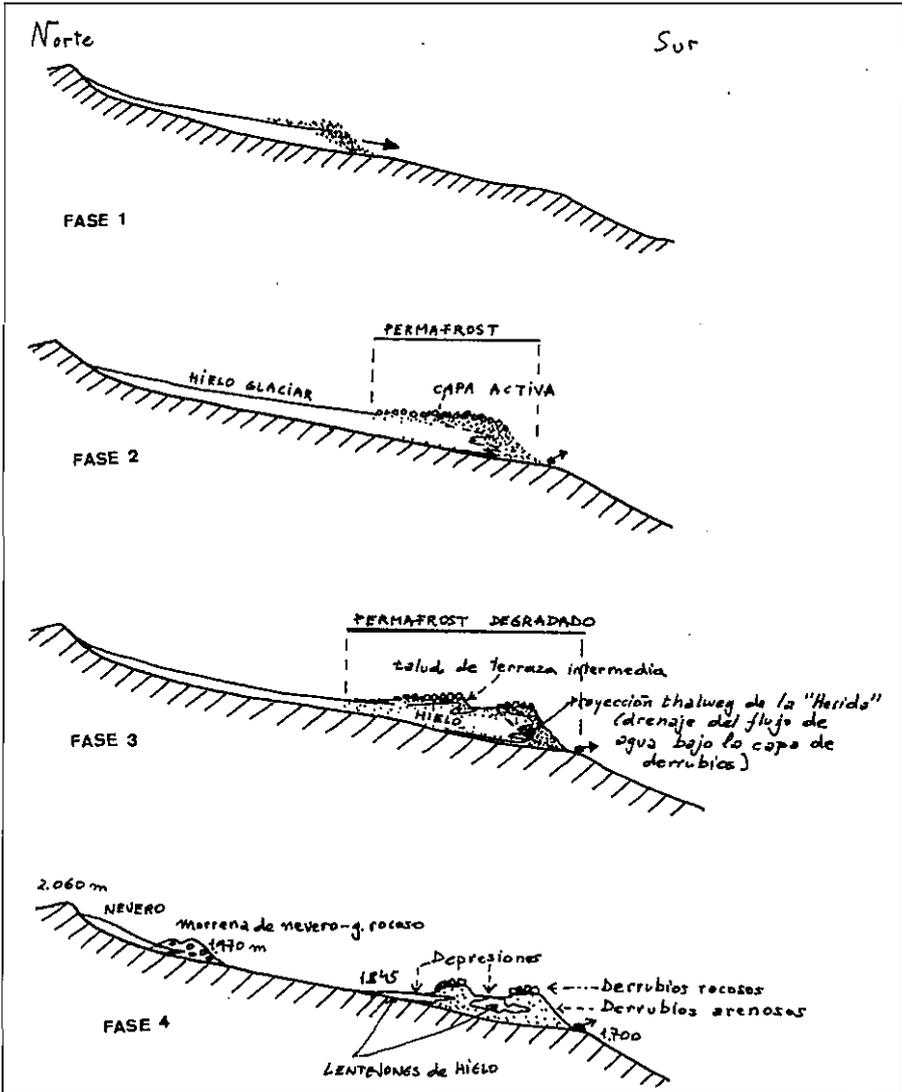


Figura 18. Etapas de evolución del glaciar rocoso de Terreros y del glaciario en la cara sur de la Sierra de Urbión (sin escala). (Véanse explicaciones en texto).

nante inicial, un nevero delgado llegase a cubrir casi totalmente el valle.

2. Combinación de dinámica glaciár-periglaciár.

Las aguas del frente glaciár se infiltrarían en las morrenas facilitadas por la permeabilidad de los materiales arenosos y se recongelarían, originando una gran masa de permafrost en el interior de características muy parecidas y homogéneas en la vertical, y una capa de derrubios rocosos en la parte de arriba. Con este contenido de hielo la morrena se deformaría de modo viscoplástico y originaría la morfología característica de los glaciares rocosos, con un frente externo de pendiente recta y gran altura; esta gran potencia sería necesaria a fin de explicar la fluencia del glaciár rocoso.

El material de superficie es muy grosero y de textura abierta, sin matriz. La estratificación evoca un permafrost rico en hielo, con una capa de bloques superficial menos espesa que la recubre y que parece la "capa activa" superficial debida al efecto estacional del hielo-deshielo.

El permafrost contribuiría a preservar durante largo tiempo un núcleo de hielo masivo de glaciár enterrado, residuo del glaciár verdadero, y que parece había en la zona central, posiblemente hacia la parte superior pues la depresión originada después de su fusión es relativamente uniforme. Está hundida unos 5-7 m respecto a la coronación de la morrena, lo que representa un 10-15 % respecto al espesor medio del depósito glaciár, lo que puede dar idea del grosor mínimo que podría haber tenido el lentejón de hielo. Los glaciares rocosos con material de origen glaciár sólo aparecen en condiciones térmicas que permiten la formación de permafrost, es decir $-1 / -2^{\circ}$ C de temperatura media ambiental, aproximadamente; con temperaturas medias positivas nunca evolucionan a glaciares rocosos. Posiblemente, el extremo superior glaciár introducido en la masa de derrubios y arenas se uniría con el glaciár blanco que se prolongaría hacia la parte superior del circo.

- 3 Con el mejoramiento del clima y aumento de la temperatura, el glaciár blanco retrocedió (quedando un lentejón de hielo en el interior de la morrena) lo cual quedó bien marcado por unos cordones morrénicos muy ténues en la morrena lateral. Se formó un pequeño frente glaciár, quizá reavance dentro de la

tendencia regresiva, superpuesto sobre el glaciar anterior, y que evolucionó a un glaciar rocoso muy pequeño.

- 4 El glaciar blanco seguiría retrocediendo, desconectándose del núcleo de hielo enterrado, individualizándose hasta quedar relegado a un nevero instalado en la parte alta del circo. El núcleo de hielo ayudaría a preservar el glaciar rocoso y seguiría su marcha lenta, alargando la morrena hacia abajo y configurando la forma de un glaciar rocoso s.s.

Ante un cambio climático importante, el glaciar rocoso disminuye su velocidad y su volumen por contracción; la velocidad puede ser tan pequeña que el frente no sufre apenas variaciones y el glaciar, debido a su gran inercia, apenas registra variaciones climáticas pequeñas, siendo sólo sensible a oscilaciones climáticas de gran amplitud.

El glaciar rocoso seguiría enterrado y al final fundirían los lentejones de hielo. El desagüe se realizaría a través del punto más bajo del pie, donde se ubica el arroyo de La Paul que surca la "Herida".

Los neveros de arriba, quizá coetáneos con el glaciar rocoso en vías de extinción, se alojaron en el sector más umbrío de El Rasón y mejor alimentado por la ventisca del noroeste. La masa de morrenas de nevé son muy voluminosas, con clara influencia de permafrost, sin llegar a formar un verdadero protalus rampant ni un glaciar rocoso p.p.d., sino una mezcla de los dos, lo cual nos indica la propensión de este valle a los ambientes periglaciares.

En la figura 17 se representan los volúmenes de los glaciares rocosos de Urbión y Cebollera, así como de las morrenas voluminosas de los glaciares blancos de Urbión. Vemos cómo los glaciares rocosos de Cebollera tienen volúmenes parecidos al de Terreros.

Glaciar del nacimiento del Duero y Peñas Blancas

Durante el punto culminante de la fase de máximo avance, este glaciar ocupaba la cuenca alta del nacimiento del Duero superior a los 1.500 m, cota por encima de la cual se aprecian señales erosivas y deposicionales. Un glaciar extenso y poco potente ocupaba la parte central del valle, que se juntaba con el proveniente del Sur de los Picos de Urbión o de las Fuentes del Duero, donde modeló un valle en "U" muy abierto. Durante el máximo los dos glaciares estaban unidos, compartiendo una voluminosa morrena central, con deformaciones y depresiones de hielo muerto, que baja hasta la cota 1.500 m. No podemos asegurar hasta

dónde descendía el hielo pues no quedan vestigios geomorfológicos evidentes. Rocas aborregadas y alineaciones en el sustrato nos indican la dirección del flujo glaciar. Del retroceso se distingue bien la morrena latero-frontal en media luna del glaciar central de Peñas Blancas, cuyo segmento izquierdo coincide con la morrena central de la fase anterior.

En la retracción final de la masa glaciar, el ramal de Las Fuentes del Duero quedó relegado a un helero reducido bajo el crestón rocoso de la Remesa, orientado a poniente, dejando una morrena de nevé en arco que está constituida casi exclusivamente por bloques muy grandes y angulosos. Hay bloques de hasta 10 x 15 m. Quedan restos imprecisos de depósitos morrénicos más abajo, hacia la cota 2.000 m, que ya fueron reconocidos por Carandell y Gómez de Llarena (1918). Forman un cordón muy suave y ancho, de traza rectilínea y donde hay un gran bloque de 10 x 10 m alejado de su posición original como 300 m. Hay también un pequeño hoyo de fusión de masas de hielo internas.

En las rampas planas de las laderas de Peñas Blancas se adosaron parches de nevé de los que quedan restos de morrenas rectilíneas o en arco y que actualmente cierran lagunas y turberas, como la de Peñas Blancas a 1.900 m de altitud. Carandell y Gómez de Llarena (1918) señalaron diversas alineaciones a 1.755 m, 1.840 m, 1.880 m y 1.910 m en Los Sabinares; en general, estos cordones no superan los 5 ó 6 m de altura y se hallan cubiertos de pinar. Nos delatan dos o tres pulsaciones de retroceso según los lugares. Puntualmente se inició la formación de un glaciar rocoso a 1.850 m que sólo alcanzó un desarrollo embrionario (Fig. 8). Se pueden apreciar algunas formas características de ambiente periglacial y deformaciones de permafrost, como un pequeño talud frontal y depresiones cerradas debido a la fusión de lentejones de hielo.

El glaciar del río Triguera

En el máximo se formó un glaciar-nevero de poco espesor con una superficie de 4'5 km². Se conservan unas morrenas latero-frontales voluminosas, las cuales presentan alineaciones y depresiones cerradas en su interior. Sus límites se adaptan al resalte rocoso que forma el afloramiento en forma de V de una capa de conglomerados en el Covarnante, reconduciéndose el glaciar según parece por la estrechura del valle hasta los 1.400 m.

Se observa una morrena en forma de flecha a los 1.600 m perteneciente a una fase de retroceso.

Los neveros de Las Tabladas, en el Barranco de Peñas Corvillas

Se trata de un circo adosado al resguardo del Pico del Fraile, con sus morrenas de nevé hacia los 1.600 m de altitud.

El piedemonte fluvioglaciario

Al somontano de Urbión, entre esta Sierra y la de Umbría, se extiende una rampa plana de suave pendiente y en la que se reconocen dos niveles de sedimentación, una terraza y la actual plana aluvial, que fueron originadas en ambos casos por la coalescencia de los derrames de las torrenteras glaciares a la salida de sus valles colectores, quienes arrastraron la masa detrítica removilizada por glaciares y neveros.

La terraza presenta sedimentos de gravas, bolos, arenas y limos; tienen una coloración amarillenta, semejante al depósito fluvioglaciario colgado que aparece en el complejo terminal de los glaciares del Revinuesa, y que quizá pueda asignarse a glaciaciones anteriores. Esta terraza debe corresponder igualmente a una glaciación anterior, Rissienense, seguramente. Por debajo, a 2-10 m de desnivel, se desarrollan planas aluviales estrechas y rellenas de material fluvioglaciario de granulometría gruesa, con numerosos bolos de más de 40 o 30 cm alejados dos o tres kilómetros del borde de la Sierra. Estas planas se han formado en el Würm, siendo funcionales actualmente, y serían equivalentes a la plana fluvioglaciario del Revinuesa.

1.1.2. EL MODELADO GLACIARIO EN LA SIERRA CEBOLLERA

El glaciario de la Sierra Cebollera ha sido estudiado por diversos autores (Alonso et al, 1981; Astier y Latorre, 1980; Barbazan et al, 1980; García Ruiz y Gómez Villar, 1996; García Ruiz et al, 1998; Ortigosa, 1985 y 1986; Saénz et al, 1979 y Sanz, 1986), entre los cuales destaca la monografía de Ortigosa (1986), a la cual referimos al lector, y de la que se ha extraído el esquema geomorfológico de la figura 19.

García Ruiz et al, (1998) identifican tres "fases glaciares" en Cebollera: un máximo en el que se formaron las lenguas más extensas, de hasta 2 ó 2'5 km, con cordones laterales bien desarrollados; un estadio intermedio que se manifiesta en la presencia de pequeños arcos frontales en el fondo de las artesas glaciares y en morrenas laterales internas y, finalmente, una fase de circos con la construcción de arcos frontales a la salida de los mismos.

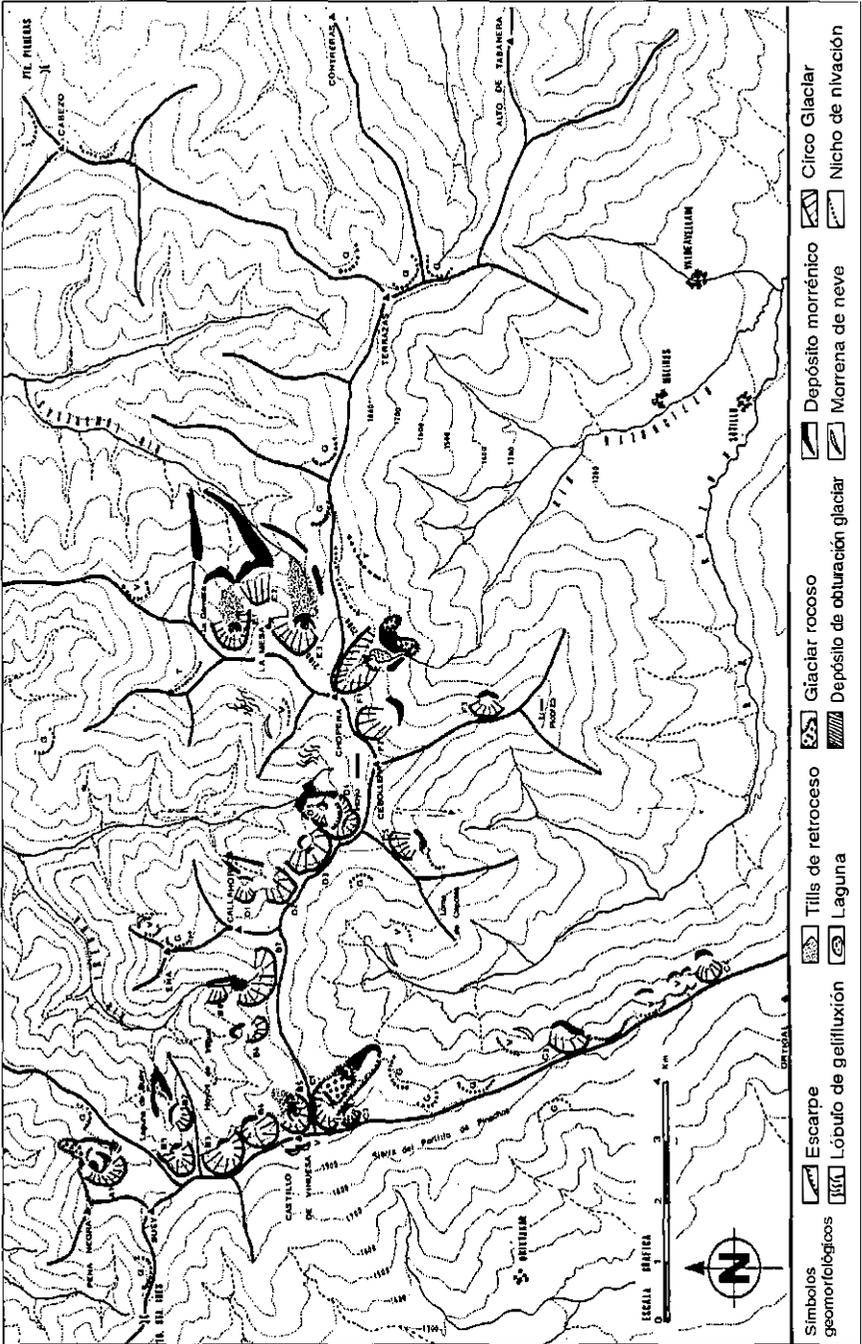


Figura 19. Distribución de formas y depósitos glaciares en la Sierra de Cebollera (tomado de Ortigosa, 1986).

Los circos suelen ser amplios y se orientan principalmente hacia el noreste; presentan paredes escarpadas y fondos sobreexcavados ocupados por lagunas y llamazares. Es una característica de la Cebollera el gran número de nichos de nivación, gran parte orientados al Este por efecto de la ventisca, y el desarrollo de cuatro glaciares rocosos, tres de ellos en la vertiente meridional soriana. Aparece así un glaciar rocoso en Peña Negra ligado a una fase tardía, y otros dos en las caras oeste y sureste del Castillo de Vinuesa, relacionados con el máximo y la fase intermedia, respectivamente. Destaca la morrena frontal del glaciar de la Chopera, en el Pico Cebollera, asociado según García Ruiz et al. (1998) a un momento no muy distanciado del máximo.

Las morrenas conocidas más bajas llegan hasta los 1.520-1.540 m, según aquellos autores. Sin embargo, esta es una cuestión que a nuestro entender queda por dilucidar, pues en la vertiente sur cabe la posibilidad de que los hielos glaciares llegasen hasta los 1.400 m, donde se han detectado nuevas morrenas en la cabecera del río Razón y donde arrancan los depósitos fluvio-glaciares del gran cono proglaciar del río Razoncillo, definido por Astier y Latorre (1980).

Efectivamente, hay una morrena frontal a 1.500 m en el subcirco de Roble Llano, y otra más baja, a 1.400 m, junto al río Razón, y que parece prolongaba el glaciar del Castillo de Vinuesa con uno que se le había unido por la izquierda proveniente del subcirco mencionado, hasta una longitud de 4 km.

Por otra parte, el enlace del cono proglaciar del Razoncillo con los glaciares a los que tendría que estar ligado es dudoso. No se observan depósitos morrénicos evidentes en el entorno del arranque de los depósitos fluvio-glaciares, a 1.400 m, aunque hay canchos de dimensiones métricas de indudable origen glaciar. Ello no significa que los glaciares no bajasen hasta aquí, pues los materiales han podido ser eliminados posteriormente o nunca llegaron a formarse, arrastrados por las aguas de fusión de los frentes glaciares. Hay que tener en cuenta que en un reducido espacio se verifica la desembocadura de varios valles colectores.

El cono fluvio-glaciar tiene una pendiente muy constante desde su arranque a los 1.400 m y se reconduce en forma de lengua con anchura constante de 1 ó 1'5 km adaptada a la caja de valle del Razoncillo, abriéndose después cuando llega al "Valle". Se pueden observar en su superficie, uniformemente distribuidos, hasta Molinos de Razón por lo menos, 3 km más abajo, grandes bloques de hasta 1'5 m de lado junto con sedimentos de granulometría gruesa y empaquetamiento denso. El

tamaño de los canchos grandes no parece aumentar hacia arriba. Una explicación de estos grandes bloques tan lejos del “apice” es que fuesen reconducidos mediante un flujo de barro, que permitiese transportar a largas distancias grandes volúmenes de morrenas con cantos gruesos.

Aguas arriba, las laderas, relativamente limpias de detritus parecen indicar que estuvieron glaciadas y además, ¿cómo se justificaría la enorme acumulación de material en este cono proglaciar?. El desmantelamiento de los detritus y coluviones periglaciares es de por sí insuficiente, y es necesario el suministro de las morrenas glaciares, que no pueden ser de las del glaciar rocoso de La Chopera que se conservan casi intactas, sino de otras que han desaparecido. Es posible que en la culminación del máximo las masas glaciares “barriesen” las laderas de detritus originados anteriormente (glaciaciones antiguas, derrubios periglaciares, etc.) lo que explicaría ese aspecto más limpio de la falda de la montaña, y con ellos suministrasen el material fluvio-glaciar. El Razón, con valle angosto y fuerte pendiente, dificulta la formación de depósitos fluvio-glaciares, aunque a la cota 1.300 m hay una terraza de depósitos gruesos. Es significativo el diámetro grande de bolos y cantos rodados que hay en el lecho del río, desde el nacimiento hasta Sotillo del Rincón, 14 km más abajo. En las fotos 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, y 56 se muestran varios recuencos y morrenas de los glaciares cuaternarios de la Sierra Cebollera.

Para los que conozcan la Sierra Cebollera, saben que las últimas nieves en desaparecer son las de dos neveros del circo de La Chopera, de la vertiente sur, lo que de alguna manera nos está delatando también, cuales eran los valles glaciares mejor alimentados por efecto de la ventisca.

1.2. EL MODELADO PERIGLACIAR

1.2.1. Dinámica periglaciaria cuaternaria en la Sierra de Urbión

La dinámica periglaciaria de la Sierra de Urbión, presente durante todo el Cuaternario, es sincrónica con la única glaciación de edad Würmiense que se ha detectado en las Distercias, y constituye el sistema morfogenético sucesor del glaciario en las eminencias de las montañas.

El estudio que aquí se realiza es eminentemente descriptivo aunque en su tratamiento se sigue un orden cronológico, desde las formas heredadas más antiguas hasta las actuales y subactuales.

1.2.1.1. Morfogénesis periglaciaria heredada

Junto con el glaciario convivió el modelado periglaciario, que afectó a cumbres y vertientes que la gelifracción cubrió de bloques. Es de destacar que durante esta misma fase se formaron nichos de nivación y el glaciar rocoso de Terreros, aunque probablemente muchos de los nichos de nivación eran heredados de glaciaciones anteriores. Aunque el glaciar rocoso de Terreros es una forma periglaciaria, se ha descrito en el apartado 1.1. a fin de no desligarlo de un contexto general "glaciario".

Cuando las condiciones climáticas cambiaron, iniciándose un ascenso de las temperaturas, se produjo una recesión de los glaciares y un incremento de la gelifracción sobre las vertientes de los circos y valles glaciares. Ello originó la formación de depósitos morrénicos de ablación entre los que destacan algunos con su relativa gran potencia.

Nichos de nivación y morrenas de nevé

Vamos a distinguir entre los nichos de nivación y morrenas de nevé funcionales en la fase de máximo avance de los hielos y aquellos otros que pertenecen a las fases finales y a veces intermedias de los retrocesos de los glaciares principales, que dieron lugar a neveros alojados en las partes altas de los circos, y que ya han sido descritos en el apartado 1.1.1.5. En esta fase de glaciares de montaña aquellos nichos debieron abandonarse.

Aquí sólo se van a describir aquellos nichos de nivación aislados correspondientes todos a la fase de máxima glaciación:

Nicho de nivación de la Cueva de los Potros

Es un amplio circo de forma perfectamente circular, situado en la cabecera del barranco de Riajuara, con paredes uniformes y regulariza-

das. Su fondo está parcialmente relleno de depósitos de conos de deyección no funcionales, pertenecientes a las vaguadas del lado derecho. En las bargas de las cuestas aparecen otros recuencos de menor tamaño.

Este nicho se instala sobre calizas jurásicas de gran permeabilidad, por lo que aparecen numerosos sumideros y dolinas aluviales. Es de destacar la existencia de un espectacular replano intensamente lapiazado y con pozos de nieve (Sanz, 1992) (Foto 66).

Nicho de nivación glaciokárstico del Pico Ojososo

Es una pequeña artesa de ladera sin apenas fondo plano, situada bajo el Pico Ojososo y orientada al NE. La concavidad se abre en las limolitas y arcillitas de tono vinoso, que de forma esporádica presentan alguna intercalación de areniscas. Las laderas están posteriormente retocadas por la acción periglaciaria y nival (lóbulos de solifluxión especialmente) que, junto con la acción de la arroyada han aluvionado el fondo, donde se encuentra un pequeño replano con numerosas dolinas de suflución postglaciares. Sin embargo, se adivina el hondón de una antigua dolina grande, donde el nevero, sin desagüe superficial, perdía sus aguas de deshielo.

Sobre la caliza wealdense se eleva una morrena de nevé magníficamente conservada, de trazado rectilíneo suavemente arqueada y de 4 a 5 m de altura (Foto 1). Está erosionada en su extremo septentrional. La morrena, de perfil simétrico, está constituida por cantos de arenisca con abundante matriz limoarenosa y arcillosa. Los cantos de arenisca no tienen más de 30 ó 40 mm de tamaño. No aparecen cantos de naturaleza calcárea. La morrena está parcialmente colonizada por la vegetación (pinar).

El Hoyo Bellido y otros nichos de nivación

Se trata de un nevero elipsoidal casi cerrado, donde se presenta una pequeña morrena de nevé en forma de arco a la cota 1.800 m. Más abajo, a unos 1.700 m, se aprecian los restos de un arco frontal de una etapa anterior. Es del tipo denominado de ladera.

Aparecen también los nichos de las Ochernas, más hacia el Este, con morrenas a los 1.650 m y depósito de obturación a 1.500 m. Hay otro nicho en el arroyo de la Majada del Acebo, a 1.650 m, sin morrenas de nevé (Fig. 1).

En la vertiente oriental tenemos el nevero de la Laguna Masegosa, a 1.610 m de altitud, con su protalus magníficamente conservado que



represa una turbera. También hay un nevero con morrena en un cuenco del Puerto de Santa Inés (Fig. 1).

En la vertiente sur aparece el nevero de la cabecera alta del Barranco de Peñas Corvillas (Las Tabladas) hacia los 1.600 m (Fig. 1).

En la vertiente meridional de la sierra, en el término de Duruelo, las laderas caen suavemente y con pendiente uniforme. Aparecen, sin embargo, alrededor de las cotas 1.850-1.900 m unas barreras de tierra que se pueden clasificar como protalus. Son morrenas de nevé de antiguos heleros de ladera que tenían movimiento uniforme, lo que ha dado lugar a pseudomorrenas rectilíneas. Algunas de estas morrenas represan alguna charca y zonas turbosas, donde se han realizado estudios palinológicos. Aunque no se han datado estos depósitos, de su estudio se ha llegado a la conclusión que ha habido varias fases alternantes postglaciares húmeda-fría y húmeda-seca. En otros lugares se observa que las morrenas de nevé tienen forma de arco, con diferentes alineaciones paralelas. En general, estas barreras no superan los 5 ó 6 m de altura y se hallan cubiertas de pinar.

En la parte más cercana a la Mesa de Urbión hay diversas formas que nos hacen pensar en un aparato glaciar rocoso incipiente: talud pequeño al pie, cordones longitudinales y transversales, diversos hoyos o depresiones cerradas y ocupadas por charcas, etc.

Resaltes rocosos o Tors

Los procesos periglaciares tienen su máxima intensidad durante el glacialismo e inmediatamente después. La gelifracción profunda actúa sobre el sustrato, sobre las cornisas rocosas y sobre las culminaciones pétreas. Su presencia es heredada, la colonización de líquenes demuestra que carecen de movimiento significativo. La acción actual, reducida y de retoque, los mantiene con aspecto también fresco.

Este modelado está ligado a la Facies Urbión, formación geológica que está constituida por conglomerados de naturaleza silíceas, normalmente bien cementados.

La acción del hielo que ha estado favorecida por la altitud y la existencia de una red de diaclasado importante, ha dado lugar a un relieve peculiar, vistoso, con numerosas formas de distinta geometría, aunque siempre características de este tipo de rocas.

Podemos observar los relieves almenados del Pico de Muñalba, donde una red de diaclasas verticales ha roto la muralla que forma allí una capa de arenisca y conglomerado. Podemos citar asimismo otros pa-

rajes acaso más llamativos como las Peñas de Las Gargantes, El Peñedo, Cuerda Orellano y Peña del Vaso en Quintanar de la Sierra. En Regumiel quizá destaque el Covarnate. En Duruelo, Covagrande y Castroviejo. El Portillón y los mismos Picos de Urbión, en Covaleda. Prácticamente en todos los afloramientos de conglomerados suele aparecer una morfología similar. Este tipo de geomorfología la hemos observado en otros puntos algo alejados de esta zona, como ocurre en las areniscas y conglomerados de Mojón Pardo, en Navaleno.

Aparecen en Urbión algunos tors que coronan las cumbres o que sobresalen de las vertientes. En el Pico de Urbión, por ejemplo, el hielo ha roto las rocas, separándolas e incluso desplazándolas ligeramente. Un sistema de fracturas principales N-S y otro oblicuo, ha favorecido la formación de un tor (Foto 82).

Mantos de derrubios, coladas de bloques, campos de piedras

Los derrubios cubren gran parte de las laderas de Urbión (Foto 63), lo cual queda evidenciado en los afloramientos que descubren casi todos los caminos forestales que surcan las faldas de la sierra. Sus características son variables y están constituidos por lo general por bolos englobados en una matriz areno-limosa. Su espesor no suele sobrepasar los 4 m.

Algunos bloques desprendidos de los frontones de conglomerado y arenisca, resbalan sobre un sustrato barroso de limo rojo wealdense, lo que origina un burlete de barro en la parte inferior, y un pequeño hoyo en la parte de arriba. Este fenómeno lo hemos observado de forma generalizada en pendientes de 15 a 20 grados en Muñalba (Foto 62).

El fondo de algunas vaguadas y las vertientes de algunas laderas, aparecen cubiertas exclusivamente por canchales y coladas de bloques sin colonización vegetal. Realmente, estos depósitos forman parte de los mantos de derrubios con los que no hay solución de continuidad. En su parte interior hay finos que no han sido lavados.

En las zonas planas de cumbres suelen aparecer pequeños pedregales alargados según la pendiente conformando campos de piedras. Sobre todo en las vertientes meridionales tienen una longitud de 20 a 35 m por 5 a 10 m de anchura.

La extensión y desarrollo de los derrubios en Urbión es menor que en la Sierra de Cebollera, donde el clima parece que fue más árido.

1.2.2. El periglacialismo de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja)

1.2.2.1. Introducción

La Sierra de Cebollera se encuentra situada al Norte de la provincia de Soria y al Sur de La Rioja. Este macizo montañoso pertenece a la orla norteña de las Distercias, dentro del Sistema orográfico Ibérico.

La Sierra de Cebollera, como la de Urbión y Neila, hacen de divisoria de aguas entre las cuencas del Duero y del Ebro. Hacia el Ebro bajan los ríos Iregua y Lumberas. Hacia el Duero el Revinuesa, Razón y Tera. Toda la zona estudiada está por encima de los 1.000 m de altitud, e incluye total o parcialmente las hojas topográficas nº 279, 280, 317 y 318.

La Cebollera se alarga en la dirección Este-Oeste en una longitud de unos 25-30 km entre las sierras de Urbión y Montes Claros (o Sierra de Alba). Esta orientación general presenta suaves variaciones y hasta contrafuertes perpendiculares, a veces de corta distancia, que bajan rápidamente hacia el Ebro o hacia las tierras de Soria. Las cimas sobrepasan los 1.900 m de forma continuada a lo largo de quince kilómetros. El pico de la Mesa, con 2.164 m, es la elevación máxima.

Al contrario de lo que ha acontecido en las vecinas sierras de Urbión, Demanda, Moncayo y Neila, el conocimiento de huellas glaciares en Cebollera no se ha puesto de manifiesto hasta hace relativamente poco tiempo. Sáenz Ridruejo et al. (1979) fueron quienes las detectaron y estudiaron inicialmente. Después, han seguido los trabajos de Barbazán et al. (1980), Astier & Latorre (1980), Sanz Pérez (1986) y, finalmente, la tesis de licenciatura de Ortigosa (1985 y 1986), quien trata con detalle el modelado glaciar.

El objetivo de este trabajo (Sanz y Pellicer, 1994) es describir de forma sistemática las distintas formas periglaciares existentes, contribuyendo al conocimiento que de dicho modelado se tiene en los macizos distéricos, en cuyo contexto general hay que incluir, y que han sido estudiados por Antón Burgos (1985) y Arnáez Vadillo (1985 y 1987) en la Demanda, y por Pellicer Corellano (1980) en el Moncayo.

1.2.2.2. Geología de la zona de estudio

Prácticamente, toda la Cebollera está constituida por la potente facies wealdica de Cameros, en la que están representados los grupos Tera, Oncala y Urbión, siendo los predominantes estos dos últimos.

El grupo Oncala, de unos 2.000 m de espesor, se extiende en la mayor parte de las laderas y está formado fundamentalmente por areniscas arcóscicas competentes, con esporádicos niveles intercalados pelíticos. Estos bancos suelen tener un espesor de 0,30-0,60 m (I.G.M.E., 1982, 1988). El grupo Urbión tiene unos 1.000 m de espesor y a él pertenece un nivel duro de conglomerado cuarcítico, masivo, de unos 80 a 200 m de espesor. Es una capa muy característica pues forma parte de las cornisas y resaltes rocosos cimeros donde se instalan los circos glaciares de Cebollera, La Gamella, Castillo de Vinuesa, Laguna Negra de Urbión, glaciares de Urbión y Neila, etc. Por encima, en las partes altas de la Sierra, pueden aparecer niveles de areniscas de espesor variable con intercalaciones pelíticas de escasa potencia.

El rasgo tectónico fundamental es la inclinación suave y generalizada de la serie estratigráfica hacia el Sur, localmente interrumpida por algunas fracturas escalonadas de dirección NO-SE y NNO-SSE. Así pues, la Cebollera se puede considerar como un gran "relieve en cuesta", cuyo frente se orienta hacia el Norte. La fracturación de los niveles competentes es de mediana intensidad.

1.2.2.3. Geomorfología general

Si se miran desde la lejanía los macizos Cameranos y de la Alti-meseta soriana, es fácil observar que las sierras de Cebollera y Alba presentan una línea clara de cumbres, próxima a los 2.000 m y 1.600 m, respectivamente. Esta línea de cumbres se repite igualmente aunque con menos precisión, en las Sierras de Urbión, Neila, Cabrejas, Carcaña, Hayedo y Umbría.

El relieve precuaternario modeló estos macizos con formas suaves y vertientes regularizadas. Posteriormente se instaló un glaciario en las cabeceras de los valles fluviales bajo condiciones de aridez, que dejó su impronta excavadora en ambas vertientes, aunque especialmente en la norte. Durante este período, las áreas cubiertas por los hielos estuvieron afectadas por los fenómenos periglaciares que perduraron y perduran, ya disminuidos hasta nuestros días.

La acción erosiva remontante de los afluentes del Ebro es de mayor ímpetu y energía que los colectores del Duero, que tienen un nivel de base superior. Ello provoca que la vertiente riojana sea más montañosa y hundida que la soriana, donde a las cadenas de serrijones planos se suceden valles paralelos, como "el Valle" del Razón, entre Carcaña y Sierra Tabanera, o del propio Duero, entre Umbría y Urbión.

La masa nontañosa de Cebollera, Neila y Urbión creó un microclima más frío que las sierras cercanas más modestas que las circundan. A igualdad de altitudes, los fenómenos periglaciares han sido más intensos en Cebollera. De todas maneras, en la Sierra de Alba, salpicadas entre las dehesas y acebales de Almarza, aparecen mantos de derrubios y coladas de bloques con fragmentos de 20 a 40 cm de tamaño. Se sitúan en el fondo de vaguadas y laderas orientadas al norte por encima de los 1.300 a 1.400 m. En Sierra Carcaña hay derrubios de tamaño grava al pie de las capas calizas de mayor envergadura situadas en la ladera norte, cerca del Tera. También aparece un manto de derrubios de tamaño grava en las laderas septentrionales de la Sierra de Cabrejas, sobre todo al pie de los acantilados de caliza cretácica, como en Pico de Frenes o en el Peñón de Ocenilla.

1.2.2.4. Dinámica periglacial cuaternaria

La dinámica periglacial de la Sierra de Cebollera, presente durante todo el Cuaternario, es sincrónica con la única glaciación de edad würmiense que se ha detectado en las Distercias, y constituye el sistema morfogenético sucesor del glaciario en las eminencias de las montañas. Actualmente, los procesos morfogenéticos periglaciares, disminuidos en intensidad, han quedado restringidos a determinados espacios supraforestales.

Aunque el estudio que aquí se realiza es fundamentalmente descriptivo, su tratamiento sigue un orden cronológico, distinguiendo entre formas heredadas y formas actuales. Y de unas y otras se contemplan los procesos morfogenéticos desencadenantes y el significado de las morfologías en el conjunto de las montañas Celtibéricas. Primero nos ocuparemos de las formas heredadas más antiguas, es decir, aquellas que se han originado durante las épocas glaciares, y tardo-glaciares. Estas son más importantes que las de creación reciente, que junto con las formas subactuales, se tratarán posteriormente y de manera conjunta, porque aunque estas últimas son formas también heredadas, resulta conveniente no desligarlas, a efectos de exposición, de la morfogénesis periglacial actual.

1.2.2.4.1. Morfogénesis periglacial heredada.

Antes de abordar la dinámica periglacial, creemos conveniente resumir las principales características del glaciario cuaternario. Según los estudios de Ortigosa (1985 y 1986) y Sanz Pérez (1986), en la

Sierra de Cebollera se evidencia un único período de glaciación en el que se distingue una fase de progresión y otra de regresión de los hielos. Durante la progresión glacial se desarrollaron quince glaciares, algunos con la iniciación de pequeñas lenguas de hielo que bajaban en ciertos casos hasta los 1.500 m y quizá hasta 1.400 m.

Los circos glaciares, situados siempre por encima de los 1.800 m, se instalaron preferentemente en las cabeceras fluviales preexistentes orientadas a las exposiciones más umbrías del Norte y del Este. Aparecen igualmente numerosos circos orientados al SE, ya que el efecto de la ventisca producía una sobreacumulación de nieve en esta dirección.

Junto con el glaciario convivió el modelado periglacial que afectó a cumbres y vertientes y que la gelifracción cubrió de bloques. Es de destacar que durante esta misma fase se formó un gran número de nichos de nivación y seis glaciares rocosos (Ortigosa, 1985, 1986).

Cuando las condiciones climáticas cambiaron, iniciándose un ascenso de las temperaturas, se produjo una recesión de los glaciares y un incremento de la gelifracción sobre las vertientes de los circos y valles glaciares. Ello originó la formación de depósitos morrénicos de ablación entre los que destacan algunos con su relativa gran potencia.

a) Los glaciares rocosos. Ortigosa (1985) describe en la Sierra de Cebollera seis glaciares bien caracterizados, con un desarrollo longitudinal que oscila entre 100 y 600 m. La raíz de estos glaciares se sitúa entre los 1.740 m y 1.960 m, y el frente entre 1.680 m y 1.950 m. Tienen una pendiente superficial entre 2° y 8°, presentando un predominio de bloques y ausencia casi total de finos. La altura del frente suele estar comprendida entre 20 m y 30 m. La mayor parte de esos glaciares no se consideran como formas de decrepitud glacial, sino que son coetáneos con el máximo empuje de los hielos. Otros por el contrario, tienen su génesis durante la desaparición parcial del “hielo blanco” glacial.

En este trabajo se describe un séptimo glaciar rocoso cuaternario que se ha localizado en la vertiente Oeste del Castillo de Vinuesa (Fig. 20). Las condiciones térmicas de esta exposición durante el Würmiense, y la existencia de la pared rocosa del Castillo de Vinuesa, favorecieron una gelifracción muy activa, alimentando de bloques al glaciar. El conglomerado que forma esta cornisa, ya muy degradada, tiene una porosidad relativamente alta y está bastante fracturado, lo que sin duda ha facilitado la acción destructora del hielo, abriendo fisuras y dando lugar a desprendimientos de grandes bloques (algunos de 10 x 10 x 15 m). El buzamiento general de los estratos a favor de la ladera ha permitido sumar un efecto de deslizamiento gravitacional (Foto 56).

Podríamos clasificar este glaciar rocoso de vertiente, muy cargado en gelifractos, de perfil transversal ligeramente convexo. Tiene una pendiente superficial de 13° . La raíz de la cabecera se sitúa a los 2.040 m, y el frente a unos 1.750 m. Su desarrollo longitudinal es de 1.200 m, y su anchura máxima es de 1.000 m.

Presenta un microrelieve muy característico, arrugado, con cordones y surcos transversales cóncavos hacia arriba, y algunos hoyos cónicos y depresiones sin forma definida. En algunos de estos surcos se desarrollan actualmente paulares y charcas, y en uno situado en la parte inferior-media se ubica la Laguna Verde (Foto 55). En la parte superior se elevan unas morrenas de nevó de traza recta (Fig. 20).

El material en superficie es muy grosero y con escasa matriz. Está constituido por bloques métricos de gran tamaño y decimétricos, muy abundantes, de tal manera que en superficie se asemeja a un mar de gelifractos (Foto 56). Los bloques tienen aristas vivas y con escasa

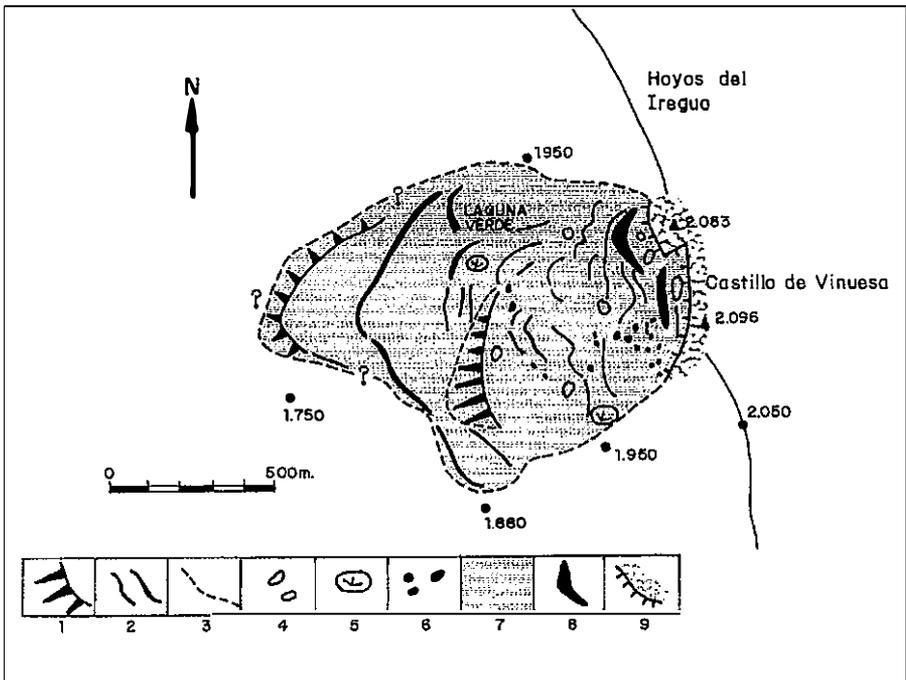


Figura 20. Esquema geomorfológico del glaciar rocoso cuaternario de la cara Oeste del Castillo de Vinuesa (Soria). 1. Frente glaciar. 2. Arcos de flujo transversales. 3. Límite externo probable del glaciar rocoso. 4. Depresiones cerradas o cuasicerradas. 5. Lagunas o terrenos anegadizos. 6. Bloques de más de 10 m. 7. Glaciar rocoso. 8. Morrenas de nevó. 9. Cornisa rocosa.

proporción de finos, aunque esto depende del lugar y de la profundidad. Así, en las partes media baja, y de cabecera, los bloques son grandes y muchos de ellos (de más de 10 m) se hallan transportados 400 m del área fuente. En estos sectores hay matriz arenosa, escaseando mucho los limos y las arcillas, debido a que han emigrado fácilmente a través de los intersticios por efecto de las aguas de fusión de la nieve. La vegetación ha crecido con cierta dificultad, aunque ha arraigado un pinar bastante clareado.

En el frente se aprecian al menos dos escalones abruptos algo degradados, de unos 30 m de altura conjunta. Aquí y en sus proximidades son mucho más abundantes los finos, dando lugar a la formación de suelo y al arraigo de pinares. La pendiente actual de este frente varía entre 30° y 40°.

Este glaciar rocoso es una clara manifestación de las condiciones periglaciares y ha de considerarse como coetáneo con el máximo empuje de los hielos. En la fase de recesión, este glaciar desapareció y se instalaron neveros al pie de la cornisa rocosa, lo que dio lugar a la formación de los protalus rampant antes citados.

b) Las figuras geométricas de La Mesa. La dinámica morfo-genética, generada por el hielo en los recuencos glaciares y en algunas vertientes y que da lugar a la formación de glaciares rocosos, es sincrónica con una actividad periglacial intensa sobre la única plataforma cenital de cierta extensión que existe en la Sierra, como es la de La Mesa, situada a 2.100 m de altitud.

Ello dará lugar en algunos sectores reducidos de esta altiplanicie a esbozos de suelos poligonales, o suelos reticulados, formados por una red geométrica de piedras insertas entre materiales más finos colonizados por plantas, que parecen derivarse de la destrucción de antiguos macrocírculos de piedras. Son coetáneas estas formas con un empedrado de piedras y losas que se halla más generalizado, y que está parcialmente cubierto de césped compacto.

Hay también en La Mesa, en el mismo nivel donde se sitúan estas figuras geométricas, unos conos de piedras de 3 a 4 m de diámetro, formados por bloques de 0'5 a 1 m que se encuentran hundidos en el sustrato limoso, formando pequeños hoyos de 1 a 1'5 m de profundidad. La existencia de tales depresiones la atribuimos a la mayor conductividad térmica de las rocas, lo que hace derretir el suelo helado sobre el que se apoyaron y en el que al mismo tiempo se hundían. Aunque parecen formas heredadas o subactuales, no se descarta que sigan siendo funciona-

les durante cierto período de tiempo, ya que presentan un aspecto muy fresco y los hoyos no se hallan rellenos.

c) Resaltes rocosos o Tors. Los procesos de crioclastia tienen su máxima intensidad durante el glaciario e inmediatamente después. La gelifracción profunda actúa sobre el sustrato, sobre las cornisas rocosas y sobre las culminaciones pétreas. Su presencia es heredada, la colonización de líquenes demuestra que carecen de movimiento significativo. La acción actual, reducida y de retoque, los mantiene con aspecto también fresco.

Aparecen en Cebollera algunos tors que coronan las cumbres o que sobresalen de las vertientes. Nos referimos a los de Peña Negra, La Gamella, etc. y que están casi siempre asociados a la capa de conglomerado del grupo Urbión. Producen un amontonamiento caótico de macrogelifractos paralelepípedicos y esquinados, a veces de grandes dimensiones, y que el hielo ha separado y desplazado en ocasiones hacia ladera abajo (Foto 57).

En otras ocasiones, estos relieves residuales, pulidos por la acción del viento, dan lugar en aquella capa de conglomerado a arcos, torres, setas naturales y otros microrelieves muy característicos. Se pueden citar, en el área próxima de Urbión, la Peña del Vaso de Quintanar, Castroviejo en Duruelo, los Picos de Urbión, etc. Se han formado también sobrepomos y abrigos como Covagrande (Duruelo) y el Covarnante de Regumiel, utilizados como castillos y guaridas por los guerrilleros del Cura Merino durante la Guerra de la Independencia y de las Guerras Carlistas. En el capítulo 1.4. se hará referencia a este tipo de modelado ligado a esta litología específica.

d) Manto de derrubios. Los derrubios que cubren la mayor parte de las laderas de Cebollera son sin duda la manifestación periglaciaria heredada más frecuente. Se trata de un tapiz continuo que tiene un extraordinario desarrollo en la vertiente riojana y en amplios sectores de la soriana (Fig. 21). Este manto llega a alcanzar las áreas cimerales donde disminuye de espesor.

Su localización está ligada a las vertientes entre 1.000 m y 2.100 m, es decir, a casi todas las laderas de la Sierra. Los derrubios no son exclusivos de las vertientes, también aparecen en el interior de los circos glaciares, aunque estos se encuentran más limpios, y los depósitos tienen carácter discontinuo y con espesores más pequeños, lo que indica que estas áreas, protegidas por los hielos glaciares, no sufrieron la intensa actividad de gelifracción que actuaba en el resto de las laderas, su-

Actualmente, la mayor parte de estos derrubios, que de forma genérica podríamos clasificarlos como derrubios asistidos por gravedad, están colonizados por vegetación (pinares, robledales, hayedos, acebales...). Su funcionalidad es muy pequeña o inexistente, aunque en determinados espacios supraforestales de alta inclinación de vertientes, o asociados a cornisas rocosas de envergadura, se aprecia una cierta movilidad de la fracción mineral.

La distribución y características de estos derrubios varían de una vertiente a otra, tal como puntualizamos a continuación:

- Los mantos de derrubios son más importantes y de mayor espesor en la vertiente riojana que en la soriana. Ello parece lógico, ya que en este lado, a parte de haber sido mayor la intensidad y persistencia de las condiciones climáticas periglaciares, corresponde al "frente de cuesta" donde las capas han quedado más expuestas a la gelifracción.
- En la vertiente soriana, se puede ver cómo los derrubios están más desarrollados en las laderas umbrías; los derrubios de cierta importancia pueden bajar hasta los 1.300-1.400 m. En la riojana están menos desarrollados en las solanas; aquí se pueden observar derrubios incluso por debajo de los 1.000 y 1.100 m. Por ejemplo, al pie de las areniscas de Pajares, formando grandes bloques que se han empleado como escollera en la construcción de la presa de materiales sueltos del río Lumbreras.
- En la vertiente soriana, el espesor del manto oscila entre 0 y 1 m (en Sotillo del Rincón, en la cabecera del Razón), donde abundan los finos. A 1.400 m, más hacia el Oeste, hay más de 3 y 4 m, con un 30% de gelifractos. Entre el Castillo de Vinuesa y el Chorrón, entre 0 y 3 m. En la cuenca del Razoncillo (1.500-1.700 m, término de Molinos de Razón) varía entre 0'5 y 3 m. Aquí los gelifractos tienen un tamaño entre 20 y 40 cm. Localmente se encuentran lavados, dando lugar a campos de piedras de 4 a 30 m de longitud. En la cordada del Castillo y Puerto de Santa Inés, los derrubios se concentran en laderas y vaguadas orientadas al Norte; están bien desarrollados a partir de los 1.500 m. Los cantos tienen un tamaño de 30-40 cm dentro de una masa de arenas y limos. Localmente hay espesores de hasta 5 m, lo que provoca algún deslizamiento en los taludes de las curvas de la carretera del Puerto. En el otro extremo de la Sierra (arroyo del Pinar, la Póveda), los derrubios tienen un espesor entre 0 y 3'5 m en las laderas orientadas al norte, donde hay una capa lavada de 0'5 m, desprovista de finos, de aspecto muy pedregoso, pero donde arraiga bien el pinar. En Piqueras, los derrubios están poco desarrollados, con más porcentaje de finos y cantos de menor tamaño (30 cm).
- En la vertiente del Ebro, pasando el Puerto de Santa Inés, las laderas orientales del arroyo del Puerto apenas tienen derrubios, con clastos de 10 cm, muy superficiales. En la cabecera del Iregua, los derrubios por encima de los 1.500 m pueden alcanzar espesores de 3 y 4 m, a veces más de 5 m si están

favorecidos por el cúmulo del arrastre de las morrenas glaciares (los gelifractos son de 40 y 50 cm). En las solanas el espesor es de unos 0'5 m. A veces, los gelifractos sin finos, se apoyan directamente sobre el sustrato. En el resto de las laderas, son de naturaleza arenosa y limosa, con clastos englobados de 30 cm. Como son materiales poco cohesivos y están húmedos, hay diversos taludes inestables en las pistas forestales (entre Hoyos de Iregua y la Ermita de la Virgen de Lomos de Orios), donde los gaviones que los sujetan están a menudo empujados. Suele haber amplias zonas con una capa superior de 0'5 m de espesor constituida exclusivamente por piedras.

- En el valle del río Lumbreras y Puerto de Piqueras, solo a partir de los aproximadamente 1.500 m hay derrubios y pedreras, repartidos de forma irregular y apoyados sobre un sustrato arcilloso. En la cabecera del Lumbreras, los mantos de derrubios tienen forma de embudo, siguiendo las líneas de máxima pendiente y terminando en los "ríos de piedras" (Foto 58).
- La concentración de derrubios se alinean siguiendo la dirección de los estratos más competentes. Se observa un bandeado claro y oscuro, de materiales gruesos y más finos, respectivamente. La misma gravedad, ayudada de la nieve, los ha desplazado ligeramente hacia abajo, regularizando las laderas. Creemos que la soliflucción tiene un papel destacable pero secundario.
- Como ya se ha indicado, el tamaño de los gelifractos disminuye hacia el Este, donde las litologías son más incompetentes.
- El efecto de la gelifracción está acelerado en las laderas altas orientadas al Oeste o Noroeste, próximas a los circos glaciares. Aquí el viento del Noroeste se enfriaba al atravesar la masa de hielo. También se observa una mayor intensidad de gelifracción en el fondo de las vaguadas, como consecuencia del descenso del aire frío de los antiguos glaciares.
- El manto de derrubios hace de regulador hídrico, absorbiendo las aguas de infiltración y descargándolas lentamente. Aparte de otras circunstancias, ésta es una de las razones por la que el Iregua presenta un caudal de base mayor y más constante que el Razón o el Tera, que se agotan antes y en donde escasean las fuentes y manantiales.
- El tamaño de los gelifractos está en Cebollera acorde con el espesor de los estratos de arenisca (30 o 40 cm). Los gelifractos mayores se asocian sobre todo al nivel de conglomerado del grupo Urbión y a las areniscas competentes. Las piedras tienen las aristas algo redondeadas.

e) Coladas de bloques ("coulées de blocaille" de Tricart y Cailleux, 1967). El fondo de muchas vaguadas y parte de algunas laderas están constituidas exclusivamente por pedreras sin colonización vegetal. Estos depósitos son difíciles de separar de los mantos de derrubios propiamente dichos, pues realmente forman parte de ellos. Son frecuentes en el Iregua a 1.500-1.600 m.

En ocasiones, el nivel inferior de la colada tiene mayor porcentaje de finos, lo que permite el mantenimiento de una cubierta vegetal arbórea o arbustiva. Sin embargo, en las vaguadas son casi exclusivamente de piedras de hasta 1 o 2 m de tamaño y de 1 a más de 4 m de espesor. Estas suelen hacer de dren y colector de los mantos de derrubios, razón por la cual se localizan aquí preferentemente algunos manantiales. En otras ocasiones pueden producir desprendimientos en caminos y carreteras, por lo que ciertos taludes están sujetos con gaviones.

El hecho de que los derrubios se concentren en el fondo de vaguadas es debido a una progresión lenta por el efecto de la gravedad, ayudada por la nieve, gelifración, e incluso creemos que altamente influenciado por una etapa de torrencialidad que los ha arrastrado hacia el fondo y lavado de finos. Es muy característico en la zona oriental (de Cebollera al Puerto de Piqueras), y sobre todo en la vertiente soriana, que la cuenca de recepción de numerosos arroyos terminen en auténticas corrientes de piedras (Fig. 21) (Foto 58). Del tamaño de los cantos del aluvial del río Lumbreras (muy similar a los periglaciares aunque más trabajados) y de la envergadura de los aluviales, parece deducirse que hubo una etapa torrencial muy considerable, donde los acarreo fluviales se alimentaban a expensas de la erosión de los materiales periglaciares. Esta arroyada provocaría el lavado de finos, no sólo en vaguadas, sino en vertientes con poca recogida de aguas, lo que explicaría que los gelifractos descansan aquí directamente sobre el sustrato.

f) Campos de piedras. Es frecuente encontrar en las partes más altas, pequeños cúmulos de piedras en forma de lenguas alargadas según la pendiente (Foto 59). Tienen longitud de 20 a 30 m por 5 ó 6 m de anchura (las hay mayores y más pequeñas). El tamaño de las piedras es variable pero suele oscilar entre 40 y 50 cm.

g) Nichos de nivación. Se cuentan en más de un centenar de vaguadas y depresiones originadas por diversas acciones de sobreacumulación estacional de la nieve. Suelen ser de forma semiesférica, transversal a la pendiente del terreno. Generalmente son de forma asimétrica por efecto de la ventisca que produce una innivación muy diferencial, de tal manera que hay lados que suelen estar más excavados. Esta sobreacumulación local de nieve debida al viento es lo que actualmente se observa en la Cebollera en los antiguos circos glaciares. Las nieves más persistentes hoy en día son los parches que quedan en el circo de la Cebollera, a sotavento del Telégrafo y del Pico de Cebollera. En la parte oriental de la zona, donde los terrenos son más deleznable, son especialmente abundantes los nichos de nivación.

Estos nichos han producido arroyada en lámina y localmente solifluxiones, que aceleran la evacuación de material, dejando calvas con poca vegetación. Hay también arroyadas y conchas de erosión debido a las aguas de fusión de la nieve, que se acumula preferentemente en los bordes de la zona llana de cumbres.

Los nichos de nivación son formas heredadas de la fase de máxima glaciación y quizá de glaciaciones anteriores aunque, tal como hemos visto, se hallan retocados por la acción nival actual. Quizá haya que tener en cuenta los efectos de la Pequeña Edad del Hielo (P.E.H.)

1.2.2.4.2. Morfogénesis periglaciaria subactual y actual.

La presencia de agua en el suelo en espacios con frecuentes procesos de hielo-deshielo va a determinar el tipo y la intensidad de los mecanismos periglaciares. Para ilustrar las duras condiciones climáticas actuales, mostramos a modo de ejemplo en la figura 22 una estadística sobre el número de días con heladas registradas en la cabecera del río Lumbreras (La Rioja, orientada al Norte). Se representan en dicha figura los días que ha habido temperaturas menores de 0° C y 5° C, clasificadas por trimestres, y medidas durante la construcción de la Presa de Pajares (a 1.233 m de la altitud) en los años 1990, 1991, 1992 y 1993. Se indican asimismo las temperaturas mínimas observadas en cada trimestre.

Llama la atención que a estas altitudes tan bajas haya habido unas condiciones climáticas muy severas, con una media de 180 días con temperaturas a 0° C y 80 días con temperaturas inferiores a -5° C. Es de destacar las temperaturas mínimas absolutas de hasta -23° C, siendo bastantes frecuentes las comprendidas entre -13° C y -16° C. El Embalse del río Lumbreras, en Pajares, es la presa de materiales sueltos situada a mayor altitud en España, y en su construcción han tenido capital importancia las heladas, que han dificultado mucho las labores de compactación (sobre todo en la escollera) y limitado considerablemente el periodo útil de trabajo, de tal manera que este se ha restringido a los siete meses más calurosos del año. En la estación de Soria (capital), situada a 1.080 m de altitud y a unos 30 km al Sur de Cebollera, los procesos de hielo-deshielo son mucho menos importantes, contabilizándose como media 98 días con heladas al año. En la vertiente riojana, las temperaturas se hacen notablemente más suaves por debajo de los 1.100 m. Todo ello hace pensar en la existencia de un microclima más frío en este macizo montañoso, que destaca sobre las sierras que lo circundan.

Basándose en el criterio apuntado al principio, se va a realizar a continuación un intento de clasificación de los diferentes modelados periglaciares actuales y subactuales:

- En las zonas llanas del fondo de los circos, con el nivel freático somero, hay una vegetación de pradería donde pueden aparecer de forma esporádica pequeñas microdeformaciones del suelo, a modo de abultamientos elipsoidales de medio a un metro de altura. Se dan en suelos de granulometría fina donde hay un crecimiento vegetal importante y geliturbación interna.
- Sin embargo, lo más común es que exista un déficit temporal del agua subsuperficial y en donde la persistencia de la nieve suele ser corta.

Aparecen así en áreas muy reducidas y localizadas algunos lóbulos y coladas de soliflucción. Estas formas siempre están relacionadas con terrenos limo-arcillosos del Wealdense de color rojizo (como en la cara oriental de La Mesa), o a formas antiguas de morrenas de glaciares o de neveros (glaciosoliflucción).

Las primeras son unas lenguas de 30 a 50 m de longitud, con un frente tenue de 1'5 a 2'5 m de desnivel, cuajado de piedras. No son formas funcionales y están algo degradadas. Parecen ser el producto de un modelado más húmedo de períodos postglaciares, donde la precipitación

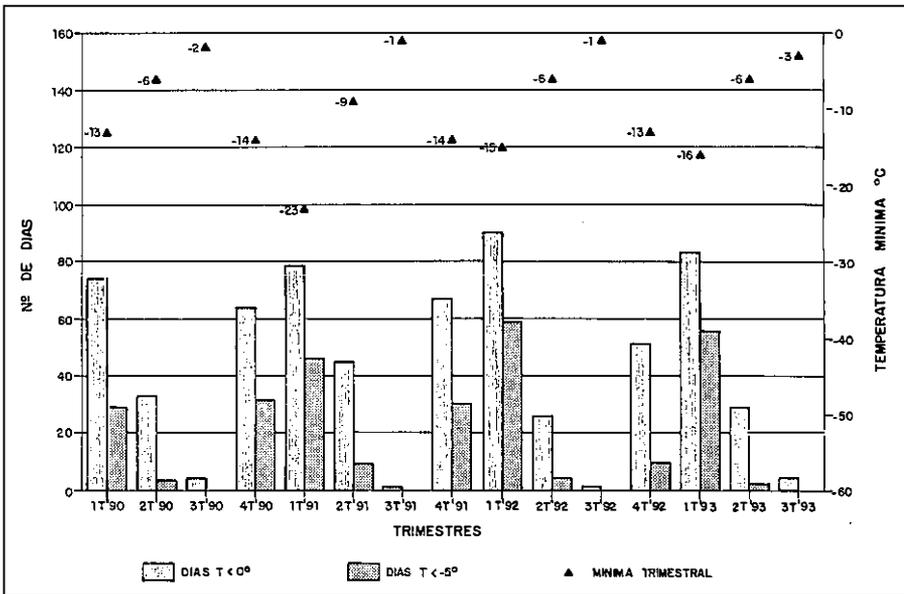


Figura 22. Estadística del número de días con temperaturas menores de 0° C y -5° C en la Presa de Pajares (1.233 m., La Rioja) durante el periodo 1990-1993 (datos cedidos por E. Quiles).

era más intensa que en la actualidad y la temperatura más suave. Se sitúan en zonas de débil pendiente (entre 10° y 20°), al pie de donde se acumulaba la nieve por efecto de la ventisca, lo que demuestra que necesitaba un humedecimiento adicional que el propio clima no podía ofrecer; nos encontramos entonces ante un período desde luego más húmedo que el actual, aunque no excesivamente.

Las segundas se pueden ver en algunas morrenas, dando lugar a zonas de topografía irregular, con pequeñas depresiones cerradas y encharcadas. Suelen coincidir con rezumes y manantíos de agua, como es el caso de algunos nichos de nivación de la cabecera del Razón.

- Con una representación más extendida, aparecen en estas áreas con protección nival prolongada los suelos en guirnalda. Aquí las laderas se descomponen en pequeños escalones en forma de arco de un metro de diámetro, con un pequeño escarpe de 10-20 cm, algo abombado, formado por cepellones de festuca (Foto 60). Los suelos en guirnalda se sitúan en laderas de pendiente débil (entre 10 y 20 grados), son funcionales y se desarrollan mejor en terrenos arcillosos, a sotavento de los vientos del NO. Entre el material fino que lo forman hay también englobados microgelifractos que a veces se disponen superficialmente en forma de enlosado nival. En algunas vaguadas hay suelos en guirnalda en forma de lóbulos de 0'5 m de desnivel, 6 ó 7 m de longitud, y 1 m de anchura, originados por la soliflucción.

Con una distribución esporádica e irregular, es frecuente encontrar también, piedras planas de tamaño variable tapizando un suelo limoso o arenoso (enlosado nival). Algunas de estas piedras, las más grandes, se encuentran hundidas 20 ó 30 cm.

– Áreas con protección nival inestable.

Aquí, debido a la acción eólica, el manto de nieve dura poco tiempo. En la superficie horizontal de La Mesa, el carácter frío y seco conlleva el mantenimiento de un enlosado de edad probablemente würmiense tardío, así como el de las figuras geométricas ya descritas, que se ven cómo son coetáneas porque se sitúan en el mismo nivel. Se observa así mismo un retroceso de un recubrimiento vegetal muy delgado situado en esta altiplanicie (césped compacto). Se trata de un horizonte limoarenoso de 30 cm a 1 m de espesor, que se apoya sobre el sustrato mismo o sobre un enlosado de piedras (Fig. 23). Esta cobertera estaba ligada a una innivación de corta duración en las cimas, de épocas pasadas más húmedas, pero subactuales. El intenso viento arrastraba la nieve hacia los ventisqueros de los glaciares de La Gamella, La Mesa y de La Lagu-

na de Cebollera. La nieve retenida atrapaba el polvo que transportaba el viento y que se sedimentaría cuando se derritiese.

Estos pequeños replanos en vías de desaparición, dejan al descubierto el empedrado de losas que se ve con toda claridad. Tiene pequeños escarpes de deflación a veces prácticamente desmantelados, donde sólo quedan islotes de césped compacto dispuesto en pequeños corros.

Aparecen también en La Mesa los copos de tierra (“Taches” o “faques de terre” de Tricart y Cailleux, 1976), de forma circular o elipsoide, perfil abombado, y diámetro aproximado de unos 30 cm. El núcleo está formado por materiales finos, invadidos por festuca.

Se aprecian igualmente piedras aderezadas por el hielo. En general las piedras presentan aristas redondas por efecto de la disgregación granular y resaltan las vénulas de óxidos de hierro más resistentes a la erosión.

Situadas justamente en las divisorias, aparecen varias lagunas de dimensiones y forma muy parecidas. Son charcas entre 10 y 30 m de longitud, poco profundas (20-40 cm) y emplazadas en terrenos blandos. Su formación la atribuimos a la erosión de los vientos dominantes del Noroeste (y a los vientos locales condicionados por la orografía), muy constantes e intensos durante la mayor parte del año en el área de cumbres. Estas lagunas, ocupadas por aguas de lluvia o de deshielos, se secan en los meses de agosto y septiembre, dejando al descubierto su fondo arcilloso deleznable y sin vegetación, que el viento se encargará de excavarlo año tras año. Un ejemplo es la laguna del Buey (Foto 61).

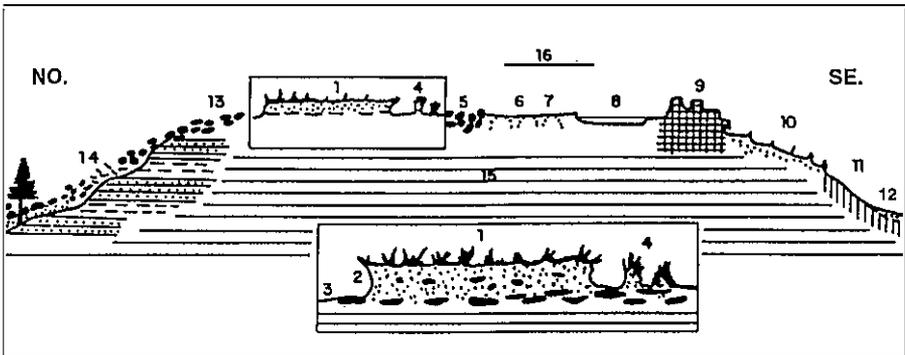


Figura 23. Esquema-resumen de los procesos periglaciares de la Sierra de Cebollera (sin escala). 1. Replano niveoéolico de césped compacto; 2. Escarpe; 3. Replano de piedras; 4. Copos de tierra y césped a corros; 5. Hoyos de piedras; 6 y 7. Suelos poligonales y reticulados; 8. Lagunas de deflación; 9. Tors; 10. Suelos en guirnalda; 11. Nichos de nivación; 12. Coladas de soliflucción; 13. Campos de piedras; 14. Manto de derrubios; 15. Sustrato; 16. Dirección de los vientos dominantes.

- Formaciones periglaciares en los circos glaciares. Se aprecian algunos corredores de crioclastia y derrubios de gravedad. Los primeros son pasillos estrechos de 2 a 5 m de anchura que cortan las cornisas y siguen líneas de máxima pendiente, o de diaclasas. Los “derrubios de gravedad” tienen un perfil rectilíneo y, enmascaran en parte el perfil primitivo que debió ser más pronunciado. También hemos observado senderos de vaca.

1.2.2.5. El periglacialismo de la Sierra de Cebollera en el contexto de las montañas ibéricas.

Durante el Pleistoceno, la Sierra de Cebollera, como el resto de las montañas ibéricas, quedó sometida a la acción morfogenética impuesta por los sistemas morfoclimáticos glacial y periglacial.

Dentro de las montañas ibéricas, la huella glacial se manifiesta por lo general en formas elementales que evidencian los reducidos efectos de la morfogénesis glacial en estas latitudes, en montañas de mediodoce altitud y de alimentación nival escasa dada su condición continental.

El valor y significado del glacialismo de Cebollera, como en la Demanda o el Moncayo, reside precisamente en su carácter marginal o testimonial. Los glaciares se encontraban en relieves que sobrepasaban en poca altitud y en pequeña superficie al límite del dominio de las nieves permanentes. Si la huella glacial quedó restringida a algunas manifestaciones elementales y muy concretas en el espacio y en el tiempo, no ocurre así con las manifestaciones periglaciares, mucho más abundantes y extensamente representadas en el ámbito de la Cordillera Ibérica, desde la Sierra de la Demanda al NW hasta los confines surorientales en las serranías turolenses (González Martín & Pellicer, 1988)

El momento de mayor extensión del sistema morfoclimático periglacial en la península es sincrónico a la fase de máxima intensidad glacial, es decir, a juicio de la mayoría de los investigadores, correlativa en el tiempo al Würmiense del centro de Europa. No obstante, también se han reconocido vestigios periglaciares pertenecientes a períodos más antiguos del Cuaternario que se atribuyen generalmente al Riss, y se advierten manifestaciones más recientes, ligadas seguramente a la Pequeña Edad del Hielo, e incluso en la actualidad a determinados lugares como el Moncayo (Pellicer, 1984).

En la Sierra de la Demanda (2.133 m) aparece una morfología con laderas totalmente regularizadas por un espeso manto de gelifractos

movilizados por la gravedad o por geliflujión (Calatayud et al. 1980); junto con la acción glaciár, siempre de reducidas dimensiones y limitada a los sectores más elevados, aparecen protalus rampart y lóbulos de bloques por encima de los 1.900 m (García Ruiz, 1979), así como otras formas de modelado periglaciár más comunes como mantos de derrubios, coladas de bloques, terracillas y césped almohadillado (Antón Burgos, 1985). Arnáez Vadillo (1985 y 1987) describe y explica la distribución espacial de las formas crionivales de la Sierra de San Lorenzo, deslindando tres zonas altitudinales: la inferior (1.650-1.800 m) es un dominio de canchales; entre 1.800 y 2.000 m aparecen canchales, lóbulos y coladas; por encima de los 2.000 m son abundantes los campos de piedras y los suelos en guirnaldas, siendo funcionales algunas acciones periglaciares. Este mismo autor estudia la distribución de los procesos dominantes en las laderas y los factores que explican la distribución espacial de los mismos en el macizo; concluye que el nivel superior a los 1.700 m está dominado por la nieve y la fusión estacional, el nivel inferior, en cambio, comparte los efectos de la precipitación líquida y de la nieve, aunque ésta en menor medida que en el sistema superior.

Algo más al sur, en los Picos de Urbión (2.235 m), Thornes (1968) pone de manifiesto la existencia de abundantes fenómenos periglaciares—coladas de soliflujión y numerosos derrubios estratificados de laderas—junto a las manifestaciones glaciares, cuya edad se concreta como würmiense. En el marco montañoso de Cebollera (2.147 m), el desarrollo de numerosos y pequeños recuencos glaciares würmienses, favorecido por la alta fracturación tectónica, ha sido constatado por Saénz Ridruejo et al. (1979) y Ortigosa (1985 y 1986) así como referencias a espesas acumulaciones de bloques, sin precisar la tipología ni la gradación altitudinal.

En el sector central de la Cordillera las formaciones periglaciares revisten un interés mediocre. Hay algunas coladas de bloques en las sierras de la Virgen y Vicort y algunos derrubios ordenados desarrollados sobre sustrato calcáreo. En este contexto, el Moncayo (2.315 m) ofrece una notable excepción. Brosche (1971) se refiere a las condiciones estructurales del macizo como muy favorables para el desarrollo de los fenómenos solifluidales, y describe numerosas formas, situando el límite de las nieves permanentes en el óptimo glaciár en torno a 1.800-1.900 m. Posteriormente, Martínez de Pisón & Arenillas Parra (1977) se refieren a dos momentos periglaciares durante el Cuaternario reciente: uno sincrónico al desarrollo del glaciárismo de la zona, y otro posterior a la génesis de los circos. Pellicer (1980, 1984 y 1989) pone en evidencia una variada tipología de formas, determinada por diferentes procesos ligados a la interacción de la altitud, la pendiente y la litología; en las superficies

aplanadas de cumbres son característicos los campos de piedras, con alineaciones imprecisas de lajas verticales enderezadas por el hielo, nidos de piedras, guirnaldas y suelos estriados. Entre las planicies cimeras y el límite altitudinal del bosque (1.850-1.900 m), sólo las lenguas y cicatrices de los lóbulos de gelifluxión y coladas de bloques imprimen irregularidades de menor rango en las monótonas laderas; con pendientes superiores al 40% aparecen mantos de solifluxión y terracitas. En el interior de los circos, la acción periglaciaria se manifiesta, asimismo, en algunas pequeñas coladas solifluídicas y en la reordenación selectiva de los depósitos morrénicos. Desde 1.900 m a la base de la montaña, las acumulaciones detríticas más extendidas son los depósitos de solifluxión más localmente aparecen los derrubios ordenados, coladas y corrientes de bloques. Asimismo se ha constatado la movilidad funcional de los cantos de talla inferior a 20 cm, dinamizados por pipkrake, muy evidente en cotas superiores a 1.900 m, así como el activo descenso de coladas de bloques en las laderas de umbría por encima de los 1.900-2.000 m; en la actualidad, los procesos periglaciares son eficaces en el Moncayo durante seis meses al año (Cuadrat & Pelicer, 1983).

En las parameras de Sigüenza y Molina de Aragón, ya en el sector central de la Cordillera, las manifestaciones más abundantes son los grézes litéos y los groizes (González Martín & Asensio Amor, 1977). Más al Sur, en la Sierra de Albarracín, Gutiérrez Elorza & Peña Monné (1977) han estudiado con precisión las abundantes formaciones de bloques sobre las laderas, lóbulos de gelifluxión y acumulaciones de fondo de valle, entre las que destacan las grandes corrientes de bloques que alcanzan longitudes de hasta 3 km, así como canchales y acumulaciones de grézes regularizando las laderas y taludes de los relieves kársticos (Gutiérrez Elorza & Peña Monné, 1979). Algo más al Sur, en los Montes Universales las manifestaciones frías -coladas periglaciares, fenómenos de crioturación, "tremedales"- fueron tempranamente descritas por García Sáinz (1947 y 1957). Posteriormente, Jiménez Martínez (1987) ha analizado las formas ligadas a procesos periglaciares de gelifración y gelifluxión, haciendo hincapié en la distribución selectiva de las formas en función de la litología: en el dominio calcáreo, los grézes litéos regulan las laderas, especialmente de los cañones fluvio-kársticos, y los canchales de gelifración tapizan los taludes de las dolinas y fosilizan las formaciones de grézes litéos de las gargantas. Sobre los afloramientos arenosos y arcillosos, en cambio, aparecen lóbulos, terracillas y coladas de solifluxión. Cronológicamente, estas regulaciones se atribuyen por testimonios arqueológicos a dos etapas: final del Subboreal e inicios del Subatlántico y Pequeña Edad del Hielo.

En el conjunto meridional de Javalambre abundan los derrubios ordenados, las coladas de bloques y los bancos de gelifluxión; por encima de los 1.700 m, aparecen polígonos de piedra de gran tamaño en las superficies planas y suelos estriados en áreas de cierta inclinación (Gutiérrez Elorza & Peña Monné, 1975).

Aún dentro de la provincia de Teruel, al Este de las depresiones de Daroca-Teruel, en la Sierra del Pobo, y en altitudes cercanas a los 1.000 m. se han analizado manifestaciones frías de tipo valles en cuna y coladas de barro y lodo (Pailhe, 1981). Así como campos de piedras amorfos y guirnaldas sobre la superficie de erosión y regularizaciones por mantos de cantos angulosos y solifluxión en las laderas (Lozano Tena, 1983).

Las laderas regularizadas de las sierras de Gudar y Peñarroya, presentan grézes cementados rissenses y groizes würmienses (Pailhe, 1984). Destaca la singularidad de algunos neveros con arcos de bloques y en emplazamientos altitudinales un poco bajos, localizados a 1.400 m en Muela Mujer (Pailhe, 1981 y 1984; Lozano Tena, 1988) y a 1.200 m en Peñarrubia (Lozano Tena, 1988) e identificados como morrenas de nevé (Pailhe, 1981 y 1984) o protalus rampart (Lozano Tena, 1988). Por último, en los confines de la provincia de Teruel y Castellón se han señalado coladas de solifluxión de origen frío entre 1.700 y 1.200 m (Pailhe, 1984).

1.2.2.6. Conclusiones

El estudio de las formas periglaciares de la Sierra de Cebollera responde al objetivo de cubrir un espacio significativo del conjunto de las sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica, semejante al realizado en la Demanda y Moncayo.

Cebollera constituye un paisaje muy característico de las montañas del interior peninsular en el que se observa con claridad cómo el desarrollo espacial y la intensidad y tipología de los procesos glaciares y periglaciares obedece a la relación interactiva del clima, la exposición a la insolación y a los vientos dominantes, con otros elementos como la morfología previa, la naturaleza del roquedo o el grado de fisuración de la roca. De este modo, al estudiar las formas glaciares y periglaciares de este espacio puede reconstruirse con cierta precisión la evolución temporal y extensión superficial de los sistemas morfogenéticos; es decir, descubrir el complejo tramado que rige la génesis y evolución del modelado de estas sierras, en atención a las condiciones morfoclimáticas cuaternarias actuando sobre un marco geomorfológico preexistente.

Se han descrito de modo sistemático las formas periglaciares de la Sierra con referencias a un glaciar rocoso inédito en la vertiente Oeste del Castillo de Vinuesa, las figuras geométricas en la plataforma cenital de La Mesa a 2.100 m de altitud, los tors por efecto de los procesos de macrogelivación sobre los conglomerados del grupo Urbión (Peña Negra y La Gamella), el grueso manto de derrubios que cubre las laderas, las coladas de bloques, los campos de piedras, los nichos de nivación y las formas menores ligadas a la morfogénesis actual y subactual. En consecuencia, se ha comprobado la hipótesis de la variedad y extensión del modelado periglaciario en un contexto montañoso con vestigios glaciares embrionarios, a la vez que se confirma, una vez más, la profunda significación de los factores litomorfológicos en la génesis y diversidad de los procesos periglaciares de las montañas ibéricas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso Otero, F., Arenillas Parra, M & Sáenz Ridruejo, C. (1981). La morfología glaciar en las montañas de Castilla la Vieja y León. I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León, pp. 23-45, Burgos.
- Antón Burgos, F.J. (1985). Características morfológicas de la Sierra de la Demanda. Actas I Coloquio sobre Geografía de la Rioja. I.E.R. 31-42.
- Antón Burgos, F.J. (1991). Modelado y paisaje glaciar en el Urbión Burgales. (Sector Muñalba San Cristobal). VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Valencia.
- Arnáez Vadillo, J. (1985). Modelos de distribución crionivales en la Sierra de San Lorenzo (Sierra de la Demanda, Sistema Ibérico). Actas I Coloquio sobre Geografía de la Rioja. I.E.R., 93-106.
- Arnáez Vadillo, J. (1987). Formas y procesos en la evolución de vertientes de la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico). Cuadernos de Investigación Geográfica 13: 153 pp.
- Astier, J. & Latorre, F.J. (1980). El glaciario cuaternario de la Sierra de Cebollera. Obra cultural de la Caja de Ahorros y Préstamos de Soria, Soria.
- Barbazán, J.M., Pozo, E. & Calvo Calleja, J.A. (1980). El glaciario de la sierra de Cebollera. Obra cultural de la Caja de Ahorros y Préstamos de Soria, Soria.
- Brosche, K.U., (1971). Beobachtungen an rezenten Periglaciärscheinungen im neinigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel. Die Erde, 102; 34-53.

- Brosche, K.U., (1982). Formas periglaciares antiguas en la Península Ibérica. Posibilidades de una consideración climática. *Estudios Geográficos*, XLIII, 166: 5-16.
- Calatayud, P. et al., (1980), Itinerario geológico y geomorfológico por el valle del Najerilla. I.E.R., Logroño, 37 pág.
- Carandell, J. & Gómez de Llarena, J., (1918). El glaciario cuaternario en los Montes Ibéricos. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Secc. Geol.* 22, 60 pp.
- Centeno, J.D.; Real, C.; Acaso, E. y Pedraza, J. (1991). La orientación de los circos glaciares en la parte occidental de la Cordillera Ibérica. VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Valencia.
- Cuadrat, J.M & Pellicier, F., (1983). Aproximación al estudio del clima y su incidencia en el modelado morfoclimático actual de las Sierras Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Turiaso*, 4: 237-253.
- Franco, B. (1993). *Hautes montagnes. Passion d'explorations. Pratiques de la Geographic.* Masson, París.
- García Ruiz, J.M. (1979). El glaciario cuaternario en la Sierra de La Demanda. *Cuadernos de investigación Geográfica*, 5 (2): 3-25.
- García Ruiz, J.M. y Gómez Villar, A. (1996). Mapa Geomorfológico de Villoslada de Cameros. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño. Inédito.
- García Ruiz, J.M.; Ortigosa, L; Pellicier, F. y Arnáez, J. (1998). Geomorfología glacial del Sistema Ibérico. En: *Las Huellas glaciares de las montañas españolas.* Edit. Gómez Ortiz y Pérez Alberti. pp. 349-381.
- García Sáinz, L., (1947). El clima de la España cuaternaria y los factores de su formación. Discurso leído en la solemne apertura del Curso Académico 1947-48, Universidad de Valencia, 179 pp, Valencia.
- García Sáinz, L., (1957). Influencia de la paleoclimatología local o zonal en las distintas estructuras periglaciares ibéricas. *Actas V Congr. I.N.Q.U.A., C.S.I.C.*, 231-235.
- Gil García, M:J. y Tomas Las Heras, A. (1994) Evolución del paisaje vegetal cuaternario en la Sierra de Cameros (La Rioja, España). Trabajo de Palinología básica y aplicada. X Simposio de Palinología (APLE) pp. 225-232. Valencia.
- Gómez-Lobo, A., Ruíz Zapata, B. y Atienza, M (1990). Datos palinológicos pertenecientes a dos turberas localizadas en Picos de Urbión (Soria). *Actas VII Simposio de Palinología. (APLE)*, Tenerife.

- Gómez-Lobo Rodríguez, A. (1993). Historia de la vegetación durante los últimos 15.000 años en los Picos de Urbión (Soria) en base al análisis polínico. Tesis Doctoral. Univ. Alcalá de Henares.
- Gómez-Lobo Rodríguez, A.; mJ. Gil-García; Atienza; Ruíz. Zapo (1992). Evolución de la paleovegetación en el NO de la Cordillera Ibérica (Soria) durante los últimos 7.000 BP. Actas IX. Discurso de Palinología APLE. Las Palmas.
- Gómez Ortiz; Simón Torres; Salvador Fernández (1999). El periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares.
- González Martín, J.A. & Asensio Amor, I., (1978). Contribución al estudio de acciones periglaciares en el borde SW del Sistema Ibérico (Cifuentes-Maranchón, Guadalajara). Colloque sur periglaciare d'altitude du domaine mediterranéen et abords, Strasbourg, 177-185.
- González Martín, J.A. y Pellicer, F., (1988). Rasgos generales del Periglacialismo de la Península Ibérica. II. Dominio continental de las tierras del interior. Cuadernos de Inv. Geográfica, 14: 1-2, 23-80. Logroño.
- Gutiérrez Elorza, M. y Peña Monne, J.L., (1975). Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (Provincia de Teruel). Bol. Geol. y Minero, LXXXVI: 561-572.
- Gutiérrez Elorza, M. y Peña Monne, J.L., (1977). Las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). Bol. Geol. y Minero. LXXXVIII-II: 109-115.
- Hamilton, S.J., Whalley, W.B. (1995). Rock glacier nomenclature: A re-assessment. Geomorphology 14, 73-80.
- Instituto Geológico y Minero de España (1982). Mapa Geológico de España. E=1/50.000 (Villoslada de Cameros).
- Instituto Geológico y Minero de España (1982). Mapa Geológico de España. E=1/50.000 (Vinuesa).
- Instituto Geológico y Minero de España (1988). Mapa geológico de España. E=1/50.000 (Quintanar de la Sierra).
- Instituto Geológico y Minero de España (1978). Mapa geológico de España. E=1/50.000 (Canales de la Sierra).
- Jiménez Martínez, A., (1987). Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel). Tesis de Licenciatura, Dpto. de Geografía, Universidad de Zaragoza.
- Lagos Altamirano, R. (1990). Contribución al conocimiento de la evolución del clima y la vegetación a través del estudio palinológico de las turberas en el

Sistema Ibérico. Tesis Doctoral. Inédita. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid.

- Lampre, F. (1994). La línea de equilibrio glaciar y los suelos helados en el macizo de la Maladeta (Pirineo Aragonés) Evolución desde la pequeña edad del hielo y situación actual. El glaciario surpirenaico. Nuevas aportaciones. C. Martí Bono and García Ruíz, Eds. Geoforma Ediciones. Logroño.
- Latorre, P.; Chaguareda, F.; Díez, A.; Latorre, E.; Pascual, C.; Pereiro, J.A.; Velasco, J.M. (1995). Aula activa de la Naturaleza. Valdeavellano de Tera (Soria). 197 págs. Consejería de Cultura y Turismo. (Junta de C. y L.).
- Lozano Tena, MV., (1983). Estudio geomorfológico de la Depresión Pobo-Cedriillas (Provincia de Teruel). *Rev. Teruel*, 69, 109-211.
- Lozano Tena, MV., (1988). Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (Provincia de Teruel). Tesis Doctoral. Depto. de Geografía, Universidad de Zaragoza.
- Martínez de Pisón, E. y Arenillas Parra, M, (1977). La morfología glaciar del Moncayo. *Tecniterrae*, 18: 1-7.
- Ortega, L.F. y Centeno, J.D. (1987). Nota sobre nuevos focos glaciares detectados en la Sierra de Neila (NW del Sistema Ibérico, España). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), 147-150.
- Ortigosa, L., (1985). Los glaciares rocosos de la Sierra de Cebollera. *Actas del I Coloquio sobre Geografía de la Rioja* pp. 55-67, Logroño.
- Ortigosa, L., (1986). Geomorfología glaciar cuaternaria de la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico). I.E.R., Logroño, 77 págs.
- Pailhe, P., (1981). Quelques modèles d'origine périglaciaire, nival et éolienne de la Chaîne Ibérique orientale, *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 16-17: 101-105.
- Pailhe, P., (1984). La Chaîne Ibérique Orientale. Thèse d'Etat. Université de Bourdeaux III, 2 vols, 683 pág. + mapas.
- Palacios, P. (1890). Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. Madrid, Imp. Manuel Tello., 558 págs. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España.
- Pellicer Corellano, F. (1980). Glaciario y periglaciario en el Moncayo. Memoria de licenciatura (inédita). Facultad de Filosofía y Letras. Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza.
- Pellicer, F., (1980). El periglaciario del Moncayo. *Geographica*, 7, 3-26.

- Pellicer, F., (1984). Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. Cuadernos de Estudios Borjanos, vol I. (XI-XIII) 390 pág., vol. II. (XIII-XIV) 16 mapas.
- Pellicer, F., (1989). El medio físico de la Sierra del Moncayo en el contexto de las montañas del interior de la Península Ibérica, I Encuentro de Estudios sobre el Moncayo, en Tvriaso, IX, vol. I, 29-59.
- Peñalba, MC. (1989). Dynamique de Vegetation Tardidaciaire et Holocene du Centre-Nord de L'Espagne d'apres l'analyse pollinique. Tesis Docto. Univ. D'AIX. Marseille III:
- Potter, N. (1972). Ice cored rock glacier Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geol. Soc. Am. Bul., 83: 3025-3058.
- Sáenz García, C. (1981). Marco geográfico de la altimeseta soriana. Celtiberia (CES-CSIC), año 1, núm. 1, pp, 69-80. Soria.
- Sáenz Ridruejo, C; Arenillas Parra, M; Barbazan, J.M.; Pozo Ribera, E. Calvo Calleja, J.A. (1979). La morfología glaciar de la Sierra de Cebollera. I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca.
- Sánchez Goñi, MF. (1997). Evolución del clima y de la vegetación en la parte occidental de la Cordillera Ibérica desde el último máximo glaciar (18.000 BP) hasta época histórica. I Encuentro Nacional de Estudios sobre la Cordillera Ibérica. Tarazona, Sept. (12 págs).
- Sánchez Lozano, R. (1894). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño. Comisión Mapa Geológico de España. T. XXI.
- Sanz Pérez, E. (1986). Huellas glaciares en la Sierra de Cebollera. Quaternary Climate in Western Mediterranean, pág. 65-81. Madrid.
- Sanz, E. (1994). El Karst de la Sierra de Urbión (Burgos). Geogaceta, 15: 86-89.
- Sanz, E. (1994a). Inventario-Estudio sobre el glaciario y periglaciario de las Sierras de la Demanda y Neila. Dirección General del Medio Natural. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Burgos (inédito). 94 p.
- Sanz, E. (1994b). Estudio sobre el glaciario, periglaciario y el karst en las Sierras de Urbión y Cebollera. Dirección General del Medio Natural. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Soria (inédito). 114 p.
- Sanz Pérez, E. (1996). Hidrodinámica de los acuíferos kársticos de las Sierras de Urbión y Neila (Burgos). Estudios Geológicos, 52: 279-305.

- Sanz, E.; Hernández, MP.; Latorre Macarrón, P.A. y Pacual, C. (1998). Los rasgos geológicos del Parque Natural de Valonsadero (Soria). Comunicaciones de la IV Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico. Miraflores de la Sierra pp. 115-118.
- Sanz, E., Meneses, J.M. y Molina, J.L. (1997). El relieve de los conglomerados en los espacios naturales de las Sierras de Urbión y Neila (Burgos y Soria). Comunicaciones de la II Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico. Gerona. pp. 81-86.
- Sanz Pérez, E. y Pellicer Corellano, F. (1994). El periglaciario de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja). Cuaternario y Geomorfología, 8 (1-2), pp. 123-128.
- Serrat, D. y Villaplana, J.M. (1988) Metodología de estudio de la Geomorfología glacial moderna, en M. Gutiérrez y J.C. Peña (eds.), Perspectivas en Geomorfología, Soc. Esp. Geomorf. (SEG), Monografía 2.
- Tello, B. y López, F. (1988): Geografía Física de España, 4. Los Lagos. Alianza Editorial. Madrid.
- Thornes, J.B., (1968). Glaciar and periglacial features in the Urbión Mountains. Spain. Estudios Geológicos., XXIV: 249-258.
- Tricart, J. & Cailleux, S. (1967). Le modelé des régions périglaciaires, Sedes. Paris.
- Tricart, J. & Cailleux, S. (1976). Le modelé glaciaire et nival, Sedes. Paris.
- Whalley, W.M. y Martin, H.E. (1992). Rock glaciers: II. Models and mechanisms. Progress in Physical Geography, 16, 2, pp. 127-186.

1.3. EL KARST DE LA SIERRA DE URBIÓN (BURGOS)

Introducción

En la vertiente septentrional de Urbión se extiende una banda carbonatada jurásica que corre a media ladera entre Montenegro de Cameros y Neila. Esta formación, de ambiente marino, tiene 350 m de espesor y está buzando 15 ó 20 grados hacia el Sur. Se apoya sobre el Triásico en facies germánica y, encima de ella y en suave discordancia, se sitúa el grupo Tera de la Facies "Purbeck-Weald" (IGME, 1978, 1982).

En dicho afloramiento calcáreo se ha instalado un aparato kárstico poco conocido y de interesantes características geomorfológicas e hidrogeológicas, las cuales guardan cierta semejanza con el karst de la Sierra de Neila (Sanz, 1992). En Urbión, sin embargo, la influencia de los ambientes nivales y del glaciario cuaternario ha sido mayor, habiendo quedado reflejado en ciertos rasgos de su modelado kárstico.

Formas kársticas

Los afloramientos carbonatados se extienden por toda la cara norte de Urbión, prolongándose de Este a Oeste en una longitud de 18 km, entre Neila y Montenegro de Cameros, atravesando los límites de las provincias de Burgos, La Rioja y Soria (términos municipales de Quintanar de la Sierra, Neila, Viniestra de Abajo, Viniestra de Arriba, Mansilla y Montenegro de Cameros). Las calizas se suelen encontrar casi siempre por encima de los 1.400 m y por debajo de los 1.800 m. En el Collado de Neila cruzan a la otra vertiente donde bajan hasta altitudes que rondan los 1.350 m. Desde Montenegro de Cameros los terrenos calcáreos se prolongan hacia el Norte hasta Brieva de Cameros. No destacan estas rocas por la escabrosidad de su relieve, sino que conservan la regularidad de pendientes que caracteriza a las laderas del resto del macizo.

Las formas kársticas más representativas son las siguientes:

- **Lenares**

Los lapiaces que aparecen de forma esporádica son de tres tipos. Unos se presentan como acanaladuras de trazos rectos que siguen a las diaclasas (kluftkarren, Sweeting, 1972); sus grietas tienen 30-40 cm de profundidad y 5-10 cm de anchura. Otros son lapiaces alveolares con perforaciones cilíndricas (Höhlkarren, Sweeting, 1972). Tenemos así

mismo los Rillenkarren (Sweeting, 1972), que son como trenes de finas crestas afiladas y alineadas según la pendiente. Por lo general se presentan sobre roca desnuda, aunque pueden estar cubiertos por sedimentos arcillosos. En el collado de Campolengo hay lapiaces en forma de acanaladuras (Rundkarren, Sweeting, 1972) (Fig. 24).

En el Hoyo del Fraile, a 1.750 m de altitud, hay un campo de lapiaces instalado sobre un plano de estratificación. La capa buza 10° - 15° hacia el Sur y forma parte de un banco calcáreo que sobresale de la ladera en forma de balcón. Se trata de un lapiaz estructural donde la caliza acarriada configura una trama cuadrangular (Foto 64). Esta desarrollado principalmente a partir de dos sistemas de diaclasas ortogonales (N-S y E-O) (Fig. 25). Este lenar tiene grietas de 40 a 50 cm de profundidad y 5-15 cm de anchura. La disolución afecta a veces al segundo plano de estratificación, por lo que hay bloques rectangulares sueltos que se mueven al pisar. Las costras y nódulos ferruginosos que están insertos de manera discontinua dentro de la caliza, sobresalen entre las oquedades como producto insoluble y residual. A veces, cuando las aristas están talladas en salientes punzantes, da lugar a un lenar en forma de cuchillas verticales. Puntualmente pueden aparecer sobre las losas otras formas superficiales cilindroideas de 20 cm de diámetro (Rundkarren).

En el nicho de nivación que hay al Oeste de la Laguna de Oruga, y sobre dos niveles de calizas blancas que se sitúan inmediatamente antes que los primeros sedimentos detríticos rojos del Wealdense, se desarrolla un lapiaz estructural a favor de una familia de diaclasas verticales.

• Dolinas

Su abundancia no es grande pues las fuertes pendientes no han favorecido su formación. Son frecuentes las hondonadas cuasicerradas que no llegan a ser verdaderas celadas. Las dolinas aparecen tanto en las laderas como en las cumbres (Foto 65) y en los valles, agrupándose a veces en áreas concretas, que dan lugar a campos de dolinas. En la Figura 24 sólo se han representado las más importantes. Estas formas han sido generadas por disolución y suelen tener forma de embudo simétrico si se emplazan en terreno llano. Si están ubicadas en las laderas suelen ser asimétricas. El fondo de algunas dolinas está tapizado de terra rossa colonizada de césped, y otras están parcialmente rellenas por sedimentos de conos de deyección de vaguadas que desembocan en ellas.

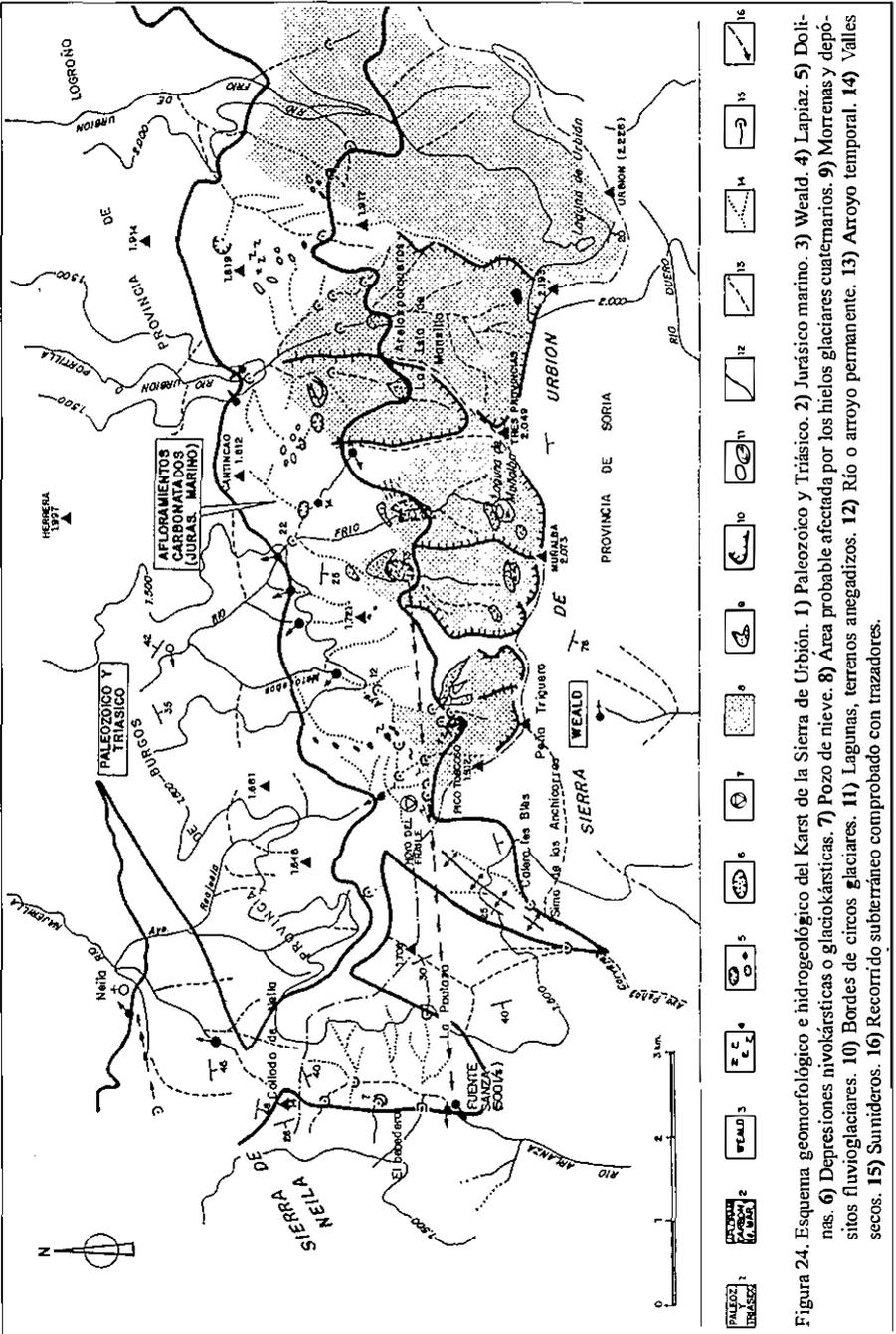


Figura 24. Esquema geomorfológico e hidrogeológico del Karst de la Sierra de Urbión. 1) Paleozoico y Triásico. 2) Jurásico marino. 3) Weald. 4) Lapias. 5) Dolinas. 6) Depresiones nivokársticas o glaciokársticas. 7) Pozo de nieve. 8) Área probable afectada por los hielos glaciares cuaternarios. 9) Morrenas y depósitos fluvio-glaciares. 10) Bordes de circos glaciares. 11) Lagunas, terrenos anegadizos. 12) Río o arroyo permanente. 13) Arroyo temporal. 14) Válfes secos. 15) Sumideros. 16) Recorrido subterráneo comprobado con trazadores.

Su distribución geográfica está condicionada por la geología, asociándose a niveles estratigráficos concretos o en el contacto de calizas diferentes. Hay también un control climático evidente, de tal manera que su presencia es debido a la acumulación de nieve en zonas altas por efecto de la ventisca que originan los vientos del Noroeste, lo que produce depresiones con un reborde más pronunciado en el lado NO, exactamente igual que lo que ocurre en los escarpes de los circos glaciares cuaternarios.

Hay dolinas de sufusión (dolinas aluviales de Cvijic, 1893) de pequeño tamaño (de 3 a 40 metros de diámetro), que se instalan sobre depósitos glaciares, fluvioglaciares, aluviales, o sobre suelos residuales arcillosos. Tienen forma de embudo simétrico o asimétrico, dependiendo si aparecen en ladera o sobre fondo plano. Algunas actúan como sumideros temporales del agua procedente de los deshielos. Hemos podido observar en otras una débil subsidencia. Unas pocas albergan pequeñas charcas que desaparecen en el estío. El origen de estas dolinas es sin duda posterior al glaciario y a la formación de las dolinas grandes.

En el Hoyo del Fraile (Fig. 25), cuyo afloramiento calcáreo está totalmente adolinado y lapiazado, hay unas dolinas pequeñas de paredes escarpadas que pueden considerarse como pozos de nieve (Schreckschnecken, de Cvijic, 1893) en cuyo fondo relleno de clastos de gelifración se conserva la nieve aún hoy en día durante largo tiempo (Foto 66). Creemos que su formación está ligada a la presencia de antiguos y pequeños

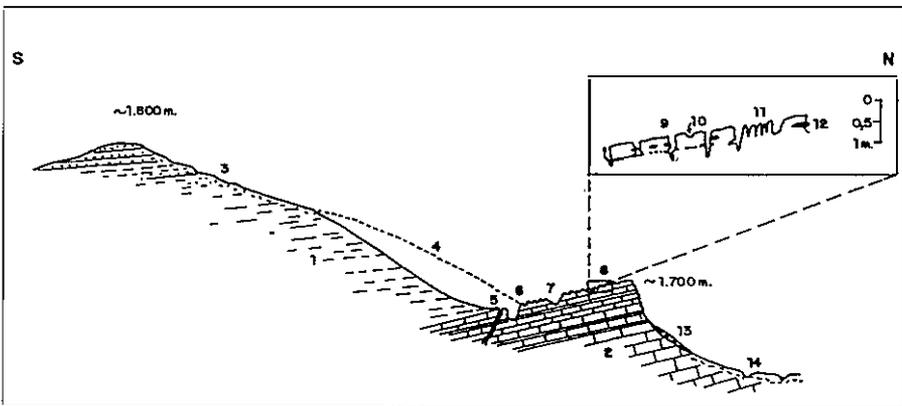


Figura 25. Perfil geomorfológico esquemático del Hoyo del Fraile. 1) Weald. 2) Jurásico marino. 3) Lóbulos de solifluxión. 4) Emplazamiento de antiguos nichos de nivación. 5) Sumideros. 6) Pozos de nieve. 7) Dolina en embudo. 8) Campo de lapiaz. 9) Klufthkarren. 10) Rudkarren. 11) Lapiaz en cuchillas. 12) Nódulos de hierro. 13) Derrubios de ladera. 14) Dolinas aluviales.

nichos de nivación emplazados en el Weald pero cerca del contacto con las calizas subyacentes.

El modelado kárstico tiene una impronta claramente nival. Bien se traten de formas heredadas o actuales, la intensidad y persistencia de la nieve, que aún hoy día recubre las laderas septentrionales por encima de los 1.500 m durante casi la mitad del año, es el factor determinante en su formación. Ya hemos citado que muchas dolinas se han generado por la ventisca y otras se sitúan al pie de antiguos neveros, donde la disolución ha sido especialmente intensa.

• Valles Secos

En la Figura 24 se puede observar la relativa abundancia de vaquadas secas por las que no suele circular el agua, pues se filtra por su fondo. En los talwegs de algunas de ellas hay dolinas aluviales que cierran los valles e impiden que el drenaje superficial progrese hacia abajo.

• Las depresiones glaciokársticas

Sin embargo, creemos que hay también una relación entre algunas formas kársticas superficiales y el glaciario cuaternario que afectó a la Sierra de Urbión. Nos referimos en concreto a las grandes depresiones cerradas o cuasicerradas que albergan lagunas o zonas

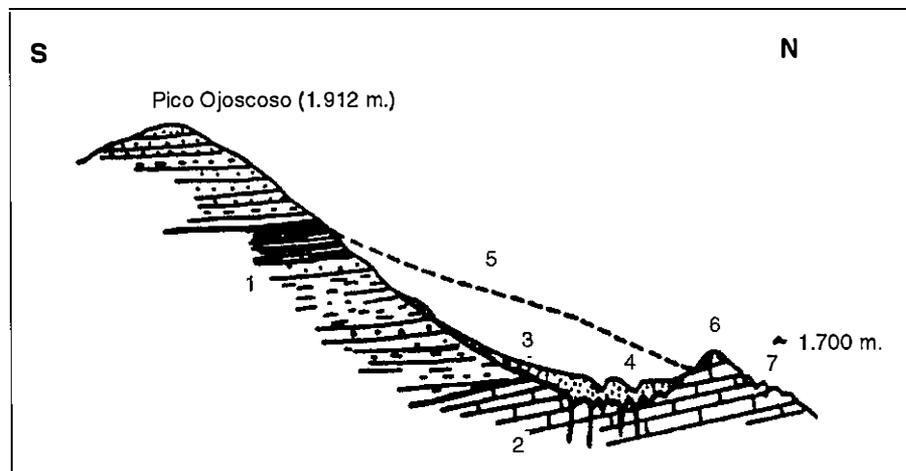


Figura 26. Perfil esquemático de la depresión nivokárstica del Pico Ojososo: 1. Weald. 2. Jurásico marino. 3. Relleno aluvial. 4. Depresión nivokárstica con dolinas aluviales 5. Antiguo nicho de nivación. 6. Morrena de nevé. 7. Morrena de nevé.

pantanosas. No hay duda que las grandes depresiones de Nilsa Chica y Nilsa Grande se han formado por cierres morrénicos, pero es también evidente que dichas hondonadas y llamazares son grandes dolinas rellenas y aluvionadas de sedimentos. Se trata pues de un efecto combinado de karstificación y acción glaciár. Los glaciáres se instalaron por lo general en zonas altas constituidas por el Weald, y bajaban hasta los primeros afloramientos calcáreos jurásicos. Las aguas de fusión glaciár pudieron inducir una mayor disolución, lo que dio lugar a las depresiones antes citadas.

Un ejemplo muy claro lo encontramos en el nicho de nivación anteriormente citado, que se sitúa al pie del Pico Ojoscoso (1.912 m), al Oeste de la Laguna de Oruga. El hondón principal del recuenco se instala sobre las primeras calizas jurásicas, y aunque se encuentra muy relleno de arrastres, el agua no tiene salida y se pierde en varias dolinas aluviales. En el borde inferior de la derecha se levanta una morrena de nevé de 5 metros de altura, perfectamente conservada, y que está constituida por bloques de arenisca y limolita procedentes del Weald, dentro de una matriz limoarcillosa (Fig. 26). La karstificación ha condicionado las características hidráulicas particulares de los circos glaciáres, como es la presencia de sumideros. El caso más llamativo se encuentra en Nilsa Chica, donde un arroyo de curso perenne y trazado mendriforme, encajado 2 metros en la plana que rellena la depresión, desaparece en un perdedero puntual para salir en la Fuente Sanza, de 500 l/s, que es el na-

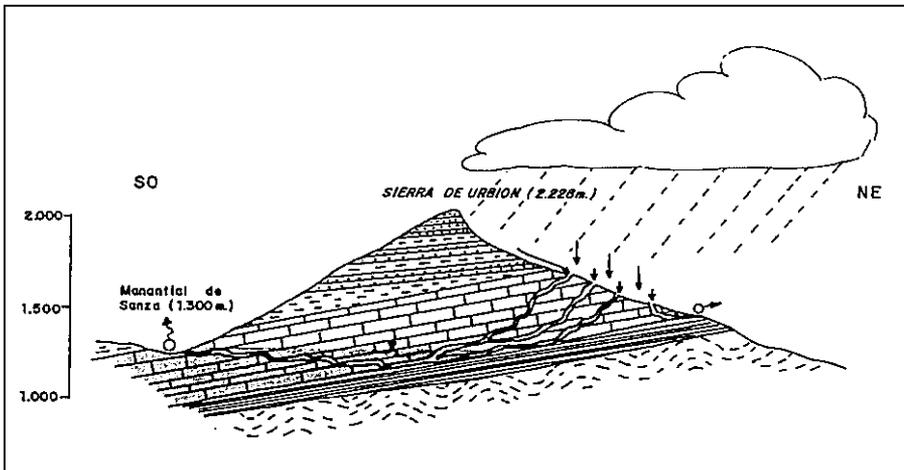


Figura 27. Corte hidrogeológico esquemático mostrando el trasvase de agua en el karst de la Sierra de Urbión desde la cara norte (cuenca del Ebro) a la fuente Sanza, nacimiento del río Arlanza (cuenca del Duero).

cimiento del río Arlanza, tras un recorrido subterráneo de 6 km (Sanz, 1996) (Fig. 27). Antes de la formación del sumidero y captura de todo el caudal del arroyo, este curso de agua continuaba dibujando un cauce en meandros, como delata la existencia de lagunajos alargados, curvados y alineados. Las dolinas aluviales sobre esta plana son de formación claramente postglaciar.

BIBLIOGRAFÍA

- Cvijic, J. (1983). Das Karstphänomen. Geogr. Abhand von A. Penck S(3), 215-319.
- IGME (1978). Mapa Geológico de España. E=1/50.000. Hoja 278. Canales de la Sierra.
- IGME (1982). Mapa Geológico de España E=1/50.000. Hoja 279. Villoslada de Cameros.
- Sanz, E. (1992). El karst de la Sierra de Neila (Burgos). Simposio de Hidrogeología. pp. 83-96. Alicante.
- Sanz, E. (1994). El karst de la Sierra de Urbión (Burgos), Geogaceta, 15: 86-89.
- Sanz, E. (1996). Hidrodinámica de los acuíferos kársticos de las Sierras de Urbión y Neila (Burgos). Estudios Geológicos, 52: 279-305.
- Sweeting, mM. (1972). Karst Landforms. Macmillan. 362. Págs.

1.4. EL RELIEVE DE LOS CONGLOMERADOS DE LA FACIES URBIÓN

1.4.1. Características generales

A parte de las formas glaciares y periglaciares, que son las que imprimen los rasgos principales del relieve de las zonas altas de la Sierra de Urbión, existe un modelado de mediano y pequeño tamaño que está ligado a la Facies Urbión. Esta formación geológica está constituida por conglomerados de naturaleza silícea, normalmente bien cementados.

Esta capa, de espesor variable, se intercala en otras litologías de menor consistencia, lo que conlleva a que resalte en el relieve. Presenta cambios laterales de facies y distinta competencia según su grado de cementación. Este cemento suele ser silíceo y a veces ferruginoso, pudiendo aparecer de forma esporádica restos de troncos fósiles, por lo general mal conservados. Cuando estos materiales adquieren una dureza significativa, tal como se ha dicho, sobresalen de las laderas de pendiente regularizada, dando lugar a balcones naturales, auténticos castillos y miradores de la vertiente meridional de la Sierra, normalmente cubierta de pinares.

Esta buena exposición a los vientos, junto con la acción del hielo que ha estado favorecida por la altitud y la existencia de una red de diaclasado importante, ha dado lugar a un relieve peculiar, vistoso, con numerosas formas de distinta geometría, aunque siempre características de este tipo de rocas.

Podemos observar los relieves almenados del Pico de Muñalba, donde una red de diaclasas verticales ha roto la muralla que forma allí la capa de arenisca y conglomerado. Podemos citar asimismo otros parajes acaso más llamativos como las Peñas de Las Gargantes, El Peñedo, Cuerda Orellano y Peña del Vaso en Quintanar de la Sierra. En Regumiel quizá destaque el Covarnate. En Duruelo, Covagrande y Castroviejo. El Portillón y los mismos Picos de Urbión, en Covalada (Foto 82). Prácticamente en todos los afloramientos de conglomerados suele aparecer una morfología similar. Este tipo de geomorfología la hemos observado en otros puntos algo alejados de esta zona, como ocurre en las areniscas y conglomerados de Mojón Pardo, en Navaleno.

En los conglomerados de Urbión se pueden presentar peñas o peñitas en forma de setas, como las “Peñas Marías” o la Peña del Vaso

(Quintanar de la Sierra), o las que aparecen en Castroviejo, semejantes a las que forman la ciudad Encantada o los Callejones de las Majadas en Cuenca, aunque éstas estén labradas en calizas.

Pueden aparecer igualmente arcos naturales y puentes, como en el Pico de Urbión. Hay también peñas gemelas que se levantan como columnas o mogotes. Es frecuente la formación de callejones que en planta dibujan un cuadrículado de tamaño decamétrico que se adapta a la red de diaclasas ortogonales. Así lo hemos visto en el Portillón y Ambascuerdas (Covaleda), o en el Berrocal de Duruelo (Foto 78-a).

Otras veces, los arroyos y ríos que cruzan estos estratos se despeñan en rápidos y cascadas, como el Tajo del Arlanza, que da lugar al Pozo Arenillas o Lago de las Princesas, y el Chorrón en el río Razón (Foto 81) (Foto 78-b).

Todas estas formas que estamos comentando son producto de la erosión diferencial que da lugar, a entrantes y salientes más o menos pronunciados según el grado de competencia de la roca.

En las superficies planas poco inclinadas pueden desarrollarse gnammas o pilancones. Se trata de pequeñas depresiones cerradas, poco profundas, de tamaño decimétrico, circulares o elípticas, muchas de ellas ocupadas por agua durante gran parte del año. Las hemos visto en casi todos los lugares aunque su abundancia no es grande. Por otra parte, el viento ha limado las paredes de estas rocas, resaltando las estructuras sedimentarias tales como la estratificación cruzada. En general, la parte superior de estos afloramientos da lugar a un mal país, rocoso, donde apenas pueden crecer los pinos por falta de suelo (“pinos garrapatos”).

Se pueden originar también balmas y cavidades, algunas de ellas de tamaño considerable, como son las cuevas del Covarnate en Regumiel de la Sierra, y de Covagrande en Duruelo. Nos ha parecido de interés topografiar dichas cavidades, no sólo por constituir quizás las cavidades más grandes sino porque están relacionadas con la historia local de la zona de Pinares. Covarnate constituyó, como se sabe, el refugio para los guerrilleros del Cura Merino durante la Guerra de la Independencia y las guerras carlistas posteriores.

1.4.2. Algunos parajes singulares

Se han seleccionado seis lugares de especial interés geomorfológico, uno de ellos situado en la cercana Sierra de Neila, cuya descripción se hace a continuación:

Las Calderas

Se encuentra este lugar en la vertiente meridional de la Sierra de Neila, al pie del Alto de La Campiña y a unos 1.600 m de altitud. Entre el pinar que se extiende por la ladera asoman de vez en cuando algunas moles de roca constituidas por conglomerados duros de las Facies Urbión.

Se trata de una peña de grandes dimensiones en la que aparece una superficie superior, desnuda y rocosa, con una pendiente que coincide aproximadamente con el buzamiento general de la estratificación, es decir, unos 10° o 15° hacia el S.SE. La roca es una pudinga con cantos de cuarzo muy redondeados, de 2 ó 3 cm de diámetro medio, en forma de elipsoides. Su matriz es arenosa, muy entramada con un cemento de naturaleza silíceo, por lo que la roca tiene una competencia elevada, solo alterada ocasionalmente en superficie cuando se encuentra arenizada por la meteorización. En el paraje de Las Calderas esto no ocurre, y la roca presenta un aspecto fresco, duro y macizo, con algunas evidencias de estratificación cruzada. En superficie tiene una tonalidad gris-clara, amarilleada por los líquenes característicos que crecen en este tipo de litologías silíceas.

Las marmitas de gigante

En la superficie ondulada de la roca se precipita un arroyo que recoge las aguas de lluvia y de fusión de las nieves del Alto de La Campiña. El agua corre en rápidos o se precipita en cascadas, dando lugar a cauces acanalados o a marmitas de gigante, respectivamente (Foto 69). Estas marmitas de gigante constituyen, sin duda, un microrrelieve muy interesante, pues sus formas son muy abundantes y de grandes dimensiones. Aparecen marmitas en forma de hoyo con diámetros comprendidos entre 2 y 15 m y de 1 a 5 m de profundidad. Son de forma circular o elipsoidal, y a menudo presentan un reborde superior que se halla por encima del nivel del agua actual. Cuando el arroyo cae en cascadas (las hay entre 1 y 5 m de altura), es cuando aparecen las marmitas de mayores dimensiones (Fotos 70 y 71). Las paredes y el fondo son lisas, aunque es muy frecuente la presencia de sedimentos formados por arenas, guijarros y grandes bloques desprendidos, algunos de ellos redondeados por la acción abrasiva de los cantos removidos por las turbulencias y remolinos; algunas marmitas se encuentran casi colmatadas por los sedimentos.

Las marmitas se sitúan en los planos de estratificación, que son superficies de debilidad a partir de las cuales ataca el agua, agrandan-

do y exagerando las cavidades menores iniciales. Es frecuente observar cómo las marmitas también se asocian a los cambios de estratificación cruzada. Entre marmita y marmita se suelen desarrollar canales esculpidos en la roca (Foto 69).

El trazado general del arroyo sigue una alineación clara que coincide con la dirección de máxima pendiente (de la ladera y del buzamiento) y con una fractura importante, que es la zona de debilidad preferente por la que se ha formado un cañón.

Otros relieves similares en litologías parecidas los encontramos, por ejemplo, en el tajo del Arlanza en Quintanar, que da lugar al Pozo Arenillas o Lago de las Princesas. O El Chorrón, en Sotillo del Rincón (Soria); se trata de un paraje bastante conocido, donde el río Razón cae en cascada a través de un canal en areniscas, dando lugar a una poza (Foto 81).

Los callejones

En una parte del afloramiento de Las Calderas se ha formado un relieve en callejones muy vistoso, que dan lugar a un reticulado ortogonal que coincide con dos familias de fracturas. En las paredes de estos pasillos naturales, de 4 ó 5 m de altura, la erosión diferencial da lugar a entrantes y salientes íntimamente condicionados por la estratificación (Foto 68).

El cañón

Más abajo, el arroyo origina un cañón en conglomerados, cuyo inicio tiene en planta forma de anfiteatro, y donde el arroyo se precipita sorteando los numerosos bloques caídos, algunos de muy grandes dimensiones.

Las paredes del cañón son diaclasas verticales y entre ellas, se abren algunas grietas de dirección NO-SE que coincide con otra familia de diaclasas importante. Hay también balmas en el pie y en la parte intermedia del cantil, el cual tiene una altura de unos 25 a 30 m y una anchura muy pequeña y constante de unos 40 m, de tal manera que el cañón tiene en planta forma rectangular, con paredes muy rectilíneas, como si de un gran callejón se tratase.

Génesis y evolución de las formas

La génesis de las marmitas de gigante es debida a la erosión por el agua del arroyo de La Campiña, que es de mediana entidad. El régimen hidrológico de este cauce, de naturaleza pluvio-nival, es muy irre-

gular, y está grandemente influenciado por los deshielos de las nieves pues nos encontramos a una altitud crítica, donde las precipitaciones en forma de nieve son importantes, aunque ésta permanece poco tiempo, pues se derrite rápidamente. Ello origina caudales punta frecuentes y relativamente importantes (400-2.000 l/s) y si a esto añadimos la gran velocidad que adquiere el agua, la caída libre en cascadas, y las condiciones geológicas del lecho rocoso (p.ej.: guijarros de cuarzo muy duros que hacen de abrasivo eficaz), se explica, quizá, la formación de estas marmitas tan grandes.

Inicialmente, Las Calderas constituyeron un relieve en Tor, donde la gelifracción agrandó las grietas. Posteriormente se encajó la red fluvial, primero en una fase de marmitaje (que es la que predomina en la parte superior de la cuenca del arroyo) y que derivó por coalescencia entre pilancones y la incisión vertical del arroyo a un cañoncete estrecho.

Las marmitas de gigante son relativamente frecuente en los lechos fluviales que atraviesan los conglomerados de la Facies Urbión y del Weald en general, aunque se suelen presentar de forma aislada, y en ninguna parte de las Sierras de Neila y Urbión llegan a adquirir la magnitud y desarrollo de Las Calderas. El nombre del Embalse de La “Cuerda del Pozo”, por ejemplo, proviene de la existencia en la cerrada de la presa de una poza en el lecho rocoso del Duero asociada a un cinto o estrato duro (“cuerda”).

En Las Calderas aparecen todo tipo de marmitas de la clasificación de Nemeč et al. (1982) excepto la F, es decir incluye desde formas primitivas a formas más evolucionadas y complejas; estas últimas son quizá las más frecuentes y suelen estar relacionadas con la presencia de cascadas. La madurez erosiva del lecho rocoso puede considerarse como bastante evolucionada. El paraje de Las Calderas es sin duda un relieve importante, no solo por su vistosidad sino por su interés geológico. Su situación altitudinal, el gran relieve pétreo con formas de callejones, el cañón en conglomerados que se abre más abajo y, sobre todo, el tamaño y número de marmitas de gigante que como un rosario se suceden unas tras otras, entre rápidos y cascadas en un arroyo de pequeña o mediana entidad, hacen de este lugar un paraje privilegiado dentro de la Sierra de Neila.

El Portillón (Covaleda) y Castroviejo (Duruelo)

El Portillón es un acantilado de los Picos de Urbión que se halla disectado por juntas verticales y que ha formado pasajes y complejos laberintos en los que es posible transitar una persona. Tal como indica la

etimología del topónimo: “portillos”, da lugar a una auténtica ciudad de roca parecida a la Ciudad Encantada de Cuenca o Los Callejones de las Majadas en esta misma provincia. Estos laberintos se han formado a expensas de una red de diaclasas muy definidas, que por alteración diferencial han individualizado cuerpos internos donde se han formado toda clase de formas peculiares: arcos naturales o ventanas (Foto 74), torretas o pilares de roca (Foto 76), abrigos que han evolucionado a formas en seta (Foto 72, 73, 75 y 77) (pedestal rock, de Robinson y Williams, 1994), gargantas por las que circulan las aguas de escorrentía y cuyo fondo está tapizado de arenas sueltas y cantos de grava de cuarzo y cuarcita. En Castroviejo (Foto 67) y en El Berrocal (Foto 78-a) también encontramos todas estas formas menores, aunque quizá aquí el relieve está más evolucionado.

Algunas de las masas rocosas se han separado ligeramente de los cuerpos principales de los acantilados, favorecido por el buzamiento a favor de la pendiente, dando lugar a pináculos, mesas aisladas o simplemente grandes desprendimientos de megabloques paralelepípedicos.

Estas formas tan vistosas se pueden presentar realmente en cualquier capa de conglomerados de la Facies Weald. Tenemos así las “Peñas Marías” o la Peña del Vaso (Quintanar de la Sierra), en forma de setas. Es de destacar igualmente la seta de piedra de San Leonardo de Yagüe.

El Covarnate de Regumiel (Burgos) y la Covagrande (Duruelo)

Al pie de los acantilados de conglomerado se pueden originar también balmas, cavidades y abrigos (basal undercutting) (Robinson y Williams, 1994), entre las que destacan Covagrande en Duruelo (Soria) y el Covarnate en Regumiel. Hay sin embargo otros muchos abrigos en la zona, como Cova Serena o Cueva de Taurus, o la Huérfana en Castroviejo (Duruelo), etc.

Estas formas han podido ser originadas por diversos procesos (alteración de rocas más blandas en la base de los acantilados, erosión eólica, etc.) pero por lo general tienen una causa común y originaria, como es la existencia de una mayor humedad en la base por estar en contacto con el suelo, lo que favorece la alteración y los desprendimientos.

El Covarnate de Regumiel de la Sierra (Burgos) está situado en el término de Regumiel, muy cerca del de Duruelo, a unos 1.500-1.600 m.s.n.m. Se trata de un gran peñón de conglomerado de gran interés estratégico en el tipo de guerra de guerrillas del siglo XIX. Su situación a gran altitud cerca de las cumbres, permitía a los seguidores del Cura Merino saltar la divisoria con facilidad y huir por las tierras de Neila y

EL COVARNATE DE REGUMIEL DE LA SIERRA (Burgos)

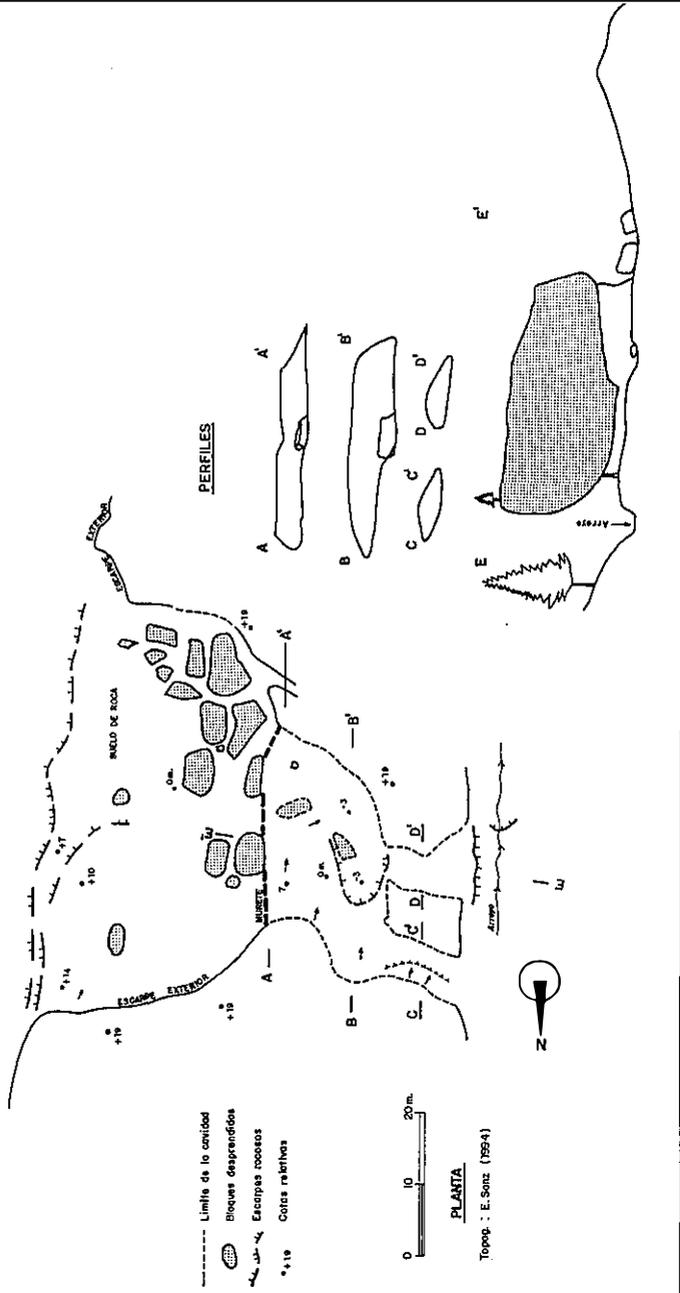


Figura 28. Plano del Covarnate de Regumiel (Sierra de Urbión).

La Rioja, en Cameros. Su ubicación dentro de la frondosidad del bosque impedía su fácil localización; y su altura con respecto a éste, permitía la buena observación de los movimientos del enemigo. Además, servía de refugio, pues en él cabrían más de 300 personas que podían suministrarse de agua del arroyo que corre junto al lugar; y con prados donde podrían pastar los caballos. Está bien ventilado, soleado y protegido del cierzo. El “Castillo” estaba también dotado de fácil defensa en caso de ser atacado, ya que frente a la boca principal (ver croquis de la Figura 28), hay una explanada rocosa que se eleva suavemente en resalte sobre el valle del río que surca el paraje. Dice la tradición oral que el Cura Merino oficiaba misa en la gran piedra que, desplomada del techo, se ubica en el centro de la cavidad.

Se trata el Covarnate de una gran caverna originaria de un abrigo que se ha agrandado con el tiempo. Está perforada de lado a lado, con una entrada posterior con dos bocas más pequeñas que la orientada hacia el SE. Tiene una longitud de unos 30 m, una anchura máxima de 25 m y una altura de 3-4 m. Actualmente se aprovecha como corral para las vacas que andan sueltas por el pinar (Fig. 28) (Foto 79).

La roca es una pudinga de aspecto masivo, de cantos de cuarzo y cuarcita, y con marcada estratificación cruzada. El paquete donde se instala la cueva tiene 12 m de potencia, y tanto el techo como el suelo coinciden con planos de estratificación. La cavidad se abre en una zona de debilidad dentro de este paquete; numerosos bloques de gran tamaño se reparten en el exterior, al pie de los escarpes del banco de conglomerado, delatando seguramente que la cavidad original fue mayor y que posteriormente el techo se hundió.

La Covagrande de Duruelo de la Sierra (Soria) se dice que sirvió de refugio a los carlistas de Merino en el siglo XIX. Es una “balma” más profunda que ancha, en forma de saco simétrico, mal ventilada, abierta en conglomerados de aspecto masivo (Fig. 29). Son también pudingas silíceas. El afloramiento presenta pocas diaclasas pero las que aparecen son importantes y as causantes de los desprendimientos existentes.

Tanto el techo como el suelo siguen el buzamiento de las capas, que se inclinan 10 ó 15 grados hacia el SO. La oquedad se ha abierto en un sector más blando y deleznable, intercalado en el conglomerado (Foto 80).

La Piedra Andadera

La Piedra Andadera citada por Palacios (1890) en su libro sobre la geología de Soria, es un bonito ejemplo de piedra oscilante que se en-

cuentra en posición de equilibrio tan delicado, pivotando sobre un punto, que se balancea con el empuje, sin esfuerzo, de una persona, moviéndose sola suavemente tres o cuatro veces hasta parar.

Se encuentra en lo alto de la Sierra de Umbría, en la divisoria de aguas del Duero con el río Ebrillos, a 1.495 m de altitud.

Tiene forma de cono invertido abierto, con una altura media de 2,5 m y un techo de planta elipsoidal de 5,5 y 4 m de ejes mayor y menor, respectivamente. Su peso es de aproximadamente 75 toneladas (Foto 84). La parte alta, bastante plana, presenta algunos pilancones.

La Piedra Andadera es un gran bloque de pudinga de color gris con guijarros de cuarzo redondeado de tamaño homogéneo y con alguna pasada de cantos más gruesos. Se apoya sobre el plano de estratificación de una capa de conglomerados que buza 10-12° hacia el Norte y que da lugar a la cresteria de la Sierra. La parte superior, de 2,5 m de espesor, más compacta y dura, se presenta aquí en un incipiente voladizo. Sobre la superficie lisa de estratificación sobresalen algunos guijarros de cuarzo alargados y redondeados de 2-4 cm de diámetro. El borde del resalte rocoso presenta en muchos lugares callejones y pasillos a favor de diaclasas que a veces individualizan cuerpos rocosos en forma de setas.

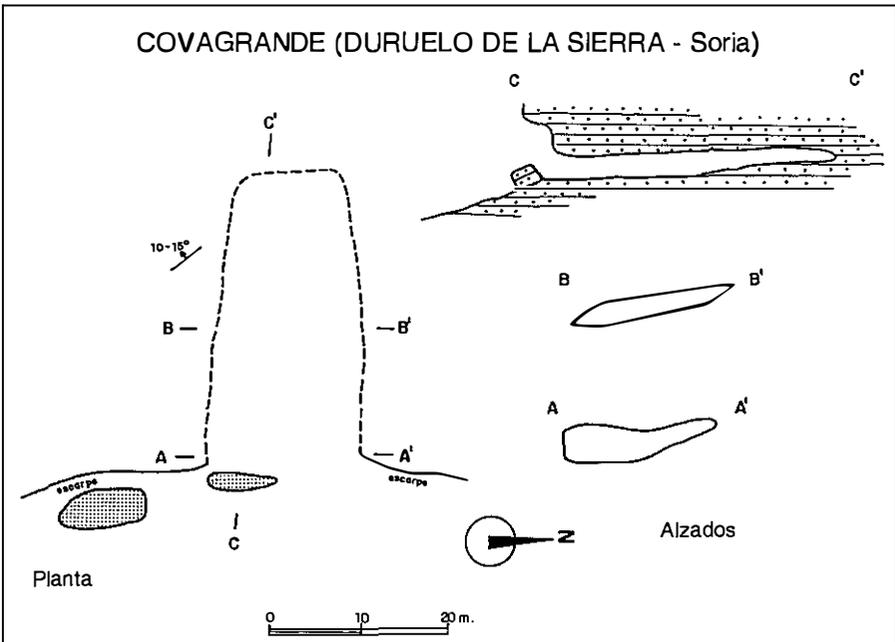


Figura 29. Plano de la Covagrande de Duruelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Palacios, P. (1890). Descripción Física, Geológica y Agrológica de la Provincia de Soria. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. 558 págs.
- Robinson, D.A. y Williams, R.B.G. (1994). Rock Weathering and Landform Evolution Edited by D.A. Robinson and R.B.G. Williams. Hohn Wiley & Sons Ltd. pp. 371-391.
- Sanz, E. (1994a). Inventario-Estudio sobre el glaciario y periglaciario de las Sierras de la Demanda y Neila. Red de Espacios Naturales. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Burgos. Junta de Castilla y León. (Inédito) 94 p.
- Sanz, E. (1994b). Estudio del glaciario, periglaciario y del karst en las sierras de Urbión y Cebollera. Consejería del Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Soria. Junta de Castilla y León. (Inédito) 114 p.
- Sanz, E., Meneses, J.M. y Molina, J.F. (1997). El relieve de los conglomerados en los espacios naturales de las sierras de Urbión y Neila (Burgos y Soria). III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico. Gerona pp. 81-85.



2. EL VALLE DEL DUERO Y VALONSADERO

Pico Frentes

Altivo Pico de Frentes;
macizo barco roquedo
embarrancado en el mar
verde de Valonsadero.

Si yo fuera capitán
en tu castillo de mando,
pronto levara tus anclas
para seguir navegando.

Navegando rumbo al cielo
por el mar de las espigas,
sobre los trigos dorados
de los mares de Castilla.

Hermoso Pico de Frentes,
varado en un verde mar;
deja que suba a tu puente
para hacerte navegar

(Virgilio Soria)

2. EL VALLE DEL DUERO Y VALONSADERO

2.1. EL CUATERNARIO ALUVIAL DEL DUERO EN LA VEGA CINTORA (*)

(*) Sanz, E; Báñez, S.; Menéndez Pidal, I; Pascual, C.; Jiménez, C.

2.1.1. Introducción

En la cabecera del Duero, aguas abajo de la presa del Pantano de La Cuerda del Pozo (Soria), este río transcurre por una ancha y bien definida cubeta llamada Vega Cintora. Su trazado meandriforme serpentea por una amplia llanura rellena de depósitos cuaternarios. El valle tiene dirección Este-Oeste y está flanqueado al Sur por el Monte Berrún, y al Norte por la Sierra de Carcaña y la terminación de la Sierra del Portillo de los Pinochos, que baja del Pico del Castillo de Vvinea (2.085 m), perteneciente a la Sierra Cebollera.

Este pequeño valle tiene unos 8 km de longitud y una anchura media de 3 km. Comienza un kilómetro aguas abajo de la cerrada del mencionado embalse, tras salir de un valle estrecho encajado en el sustrato wealdense, y termina en la majada de la Tejera, un kilómetro y medio aguas abajo de Hinojosa de la Sierra, donde este río se encaja otra vez en las rocas areniscas y calizas de la Facies Weald. Así transcurre en cuatro kilómetros hasta la cola del Embalse de Buitrago en Dombellas, a partir de donde, el río, con su dirección dominante Oeste-Este, presenta un gran desarrollo de terrazas hasta su confluencia con el río Tera en la amplia llanura de Garray. Es aquí donde el río cambia de rumbo, girando noventa grados hacia el sur, dirección que mantendrá 45 km hasta Almazán, donde nuevamente va a cambiar, tomando el rumbo definitivo Este-Oeste en dirección hacia el Atlántico.

2.1.2. Formaciones cuaternarias (Fig. 30 y 31)

Terrazas fluviales

Desde Soria hasta la Vega Cintora, se pueden distinguir los siguientes niveles de terrazas: una terraza alta a +60-80 m por encima del Duero, una terraza media situada +20-25 m, la terraza baja a +3-6 m y la llanura de inundación.

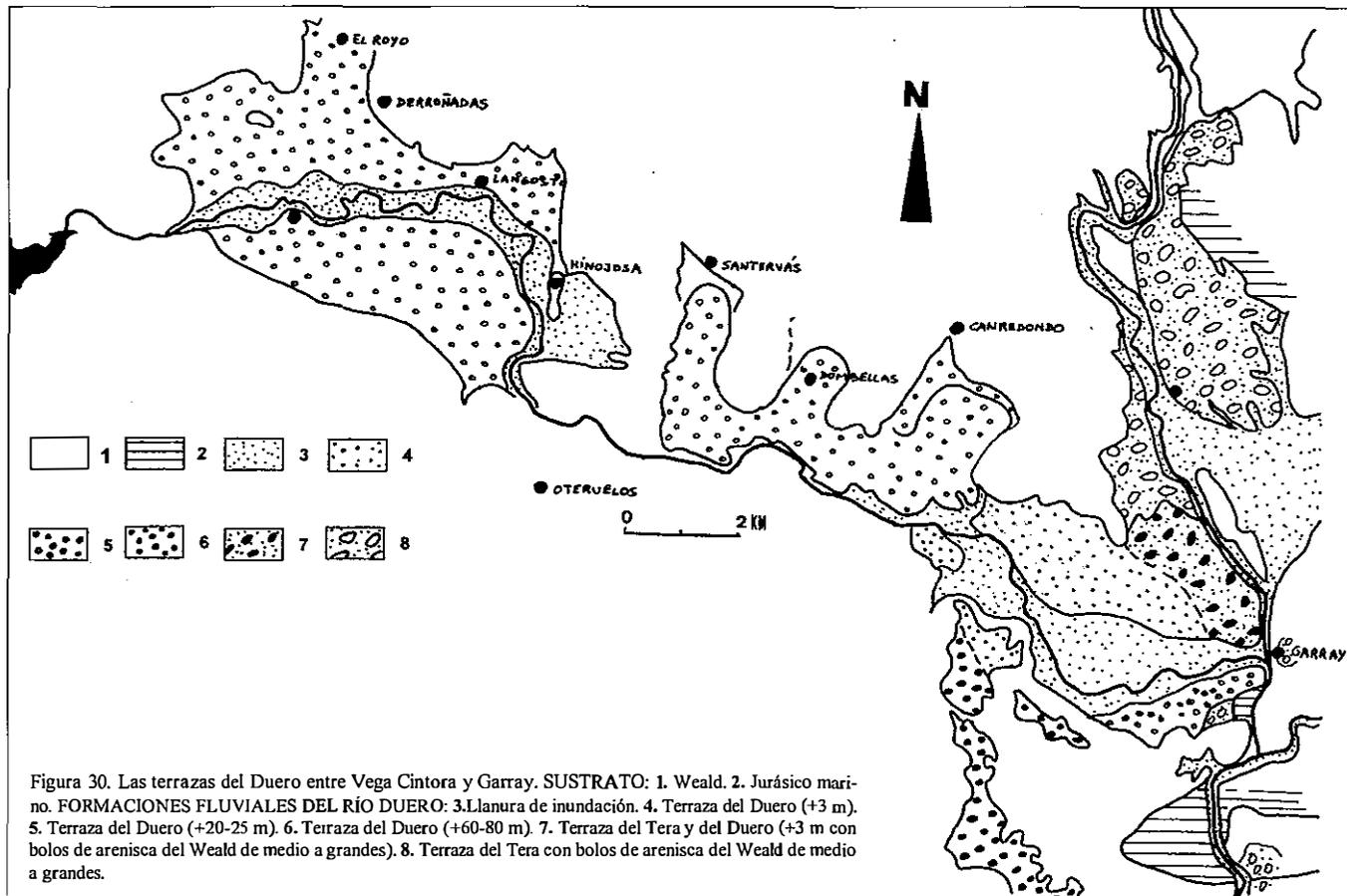


Figura 30. Las terrazas del Duero entre Vega Cintora y Garray. SUSTRATO: 1. Weald. 2. Jurásico marino. FORMACIONES FLUVIALES DEL RÍO DUERO: 3. Llanura de inundación. 4. Terraza del Duero (+3 m). 5. Terraza del Duero (+20-25 m). 6. Terraza del Duero (+60-80 m). 7. Terraza del Tera y del Duero (+3 m con bolos de arenisca del Weald de medio a grandes). 8. Terraza del Tera con bolos de arenisca del Weald de medio a grandes.

Sin embargo, en la cubeta de Cintora sólo es reconocible el nivel situado a +3 – 6 m y la actual llanura de inundación.

Terraza + 3 – 6 m

La mayor parte de la extensa Vega de Cintora (el 80% aproximadamente) está cubierta por un nivel de terraza situada a 3-6 m por encima del cauce. Constituye una planicie desarrollada en ambas márgenes y con ligera pendiente según la dirección del río, de la que sólo emerge el cerro alargado de Hinojosa y el cerro-isla de San Sebastián en El Royo.

El borde sur es rectilíneo y neto porque está condicionado por los contactos litológicos/estratigráficos de dirección Este-Oeste dentro del Weald de Monte Berrún.

El borde norte se adapta, sin embargo, a tres amplios entrantes de la Sierra de Carcaña que han sido aluvionados por grandes meandros de un antiguo y caudaloso Duero que se ha adaptado a los salientes y entrantes de la mencionada Sierra. De hecho, las terrazas que se conservan en este tramo no están directamente colgadas en las laderas, sino que corresponden a meandros acoplados a un relieve preexistente que han quedado preservados del encajamiento de éste.

Nos referimos a las rinconadas de El Plantío, El Royo y El Paul de Langosto. Esta tónica continuará aguas abajo hasta la confluencia con el Tera, dando lugar a las vegas de Santervás de la Sierra, Dombellas y Canredondo (en referencia a un campo redondo o meandro), pueblos situados precisamente en la ladera baja de la Sierra y con vegas agrícolas bien definidas por la existencia de estas terrazas. La morfología de estos depósitos ha conservado la antigua forma en meandro y es fácil adivinar un antiguo cauce en la periferia del valle de Canredondo, por ejemplo, que condiciona la refracción del trazado de la red actual de drenaje de las laderas y la propensión a encharcarse pues son zonas deprimidas, así como la orientación de los prados y fincas de labor. Aunque a veces hay un paso gradual de los coluviones de ladera a la terraza, por lo general los contactos son bastante nítidos.

No hay buenos afloramientos de estos depósitos salvo en la gravera de Hormisoria en Dombellas y otra, mucho más pequeña, situada en Vilviestre de Los Nabos. En ellas se puede ver que la granulometría predominante es limo arenosa, con cantos de cuarcita de unos 5 cm de diámetro medio. El depósito tiene un color de rojizo a amarillo. En la gravera de Vilviestre de Los Nabos predominan sin embargo las gravas: hay cantos de cuarcita y cuarzo redondeados que en ocasiones parecen delimitar cuerpos canalizados amplios. En otras ocasiones hay arcillas

arenosas rojizas en lechos de pocos centímetros de espesor que lateralmente pasan a gravas. El espesor visto que se observa en esta cantera es de unos 4,5-6 m. En todos los sitios el lavado de la capa superior deja en superficie una capa de cantos de cuarcita. La cuarcita y el cuarzo suelen estar muy redondeados y provienen de las formaciones de gravas y conglomerados sin cementar del Weald de la cabecera del Duero y sobre todo

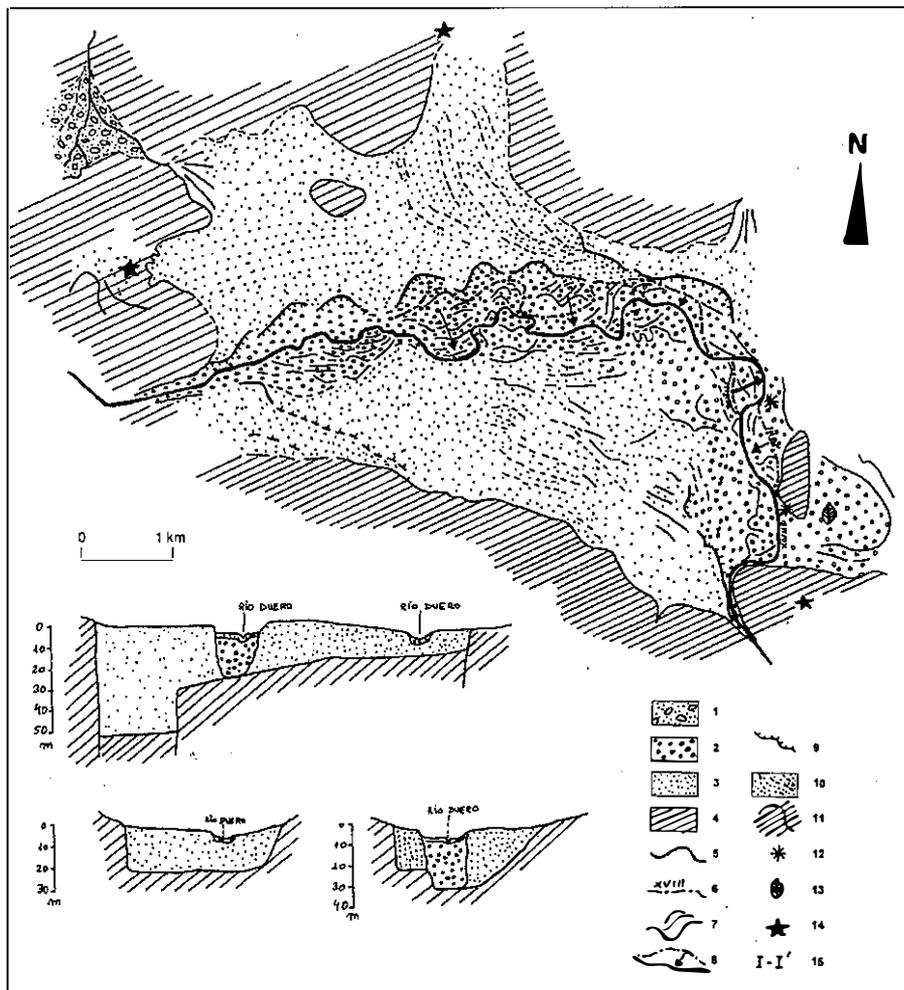


Figura 31. El Cuaternario del río Duero en la cubeta de Vega Cintora. 1. Conos aluviales. 2. Llanura de inundación. 3. Terraza +6 del Duero. 4. Substrato wealdense. 5. Curso actual del Duero. 6. Cauce antiguo del Duero (siglo que era funcional). 7. Meandros abandonados. 8. Sentido de desplazamiento del cauce del Duero. 9. Escarpe de terraza. 10. Acreciones de la sedimentación. 11. Cauce erosivo colgado. 12. Obras hidráulicas antiguas de modificación del cauce del Duero. 13. Yacimiento de paleovegetación. 14. Yacimiento de industria lítica. 15. II-I' Cortes geológicos.

de la del Ebrillos, su afluente, en la que ya de por sí están muy redondeados, por lo que el transporte fluvial durante el Cuaternario ha supuesto otro desgaste posterior añadido. En la cuenca del Ebrillos hay capas que contienen arenas, areniscas y gravas casi conglomeráticas, con el mismo tipo de cantos de cuarcita que tiene la terraza. A lo largo del aluvial cuaternario del Ebrillos hay cantos de este tipo y no en la del Duero y Revinuesa (o más escasamente). Como vemos, la mayor parte de los aportes de sedimentos procedían de la cuenca del Ebrillos, lo que lleva a pensar que este río era más importante que el Duero en la época en la que se formó la terraza. Si ésta época coincidiese con alguna glaciación, y suponiendo unas divisorias de aguas semejantes a las actuales, una explicación plausible podría residir en el hecho que gran parte de la superficie de las cuencas del Duero y del Revinuesa estaban “protegidas” de la erosión fluvial por las capas de hielo glaciario y suelos helados, mientras que la del Ebrillos, por debajo de los 1.600 m, estaba libre de los efectos glaciares y periglaciares, y contribuía más que ahora a la aportación de sedimentos.

El contacto de esta terraza con la llanura de inundación es preciso y nítido en la margen izquierda, con escarpes recientes en forma de arco y de radio parecido, susceptibles de erosionarse algo todavía por la acción del río. En la margen derecha sin embargo, el contacto es gradual y poco definido, y en la superficie de la terraza se adivina en fotografía aérea alineaciones producidas por la acreción lateral de sedimentos. Estas alineaciones tienen dirección Este-Oeste ligeramente curvadas, con la concavidad hacia el SO, según la traza general del río actual.

En la margen izquierda, a la entrada del valle de Vega Cintora, hay una llanura de erosión-sedimentación, en la que se reconoce, excavado en su fondo rocoso wealdense, un cauce erosivo meandriforme con dirección general Este-Oeste, a pesar que la mayor parte del replano está semicubierto de un depósito de terraza.

También en la margen izquierda, a la salida del valle, donde se sitúa el yacimiento de industria lítica de Martín Nuño a + 6 – 8 m, hay un replano de erosión y lagunas, con retazos de sedimentos que rellenan estas depresiones.

Llanura de inundación

La llanura susceptible de inundarse ocupa unos 5 km², lo que representa el 20% del fondo del valle. Como se ha dicho, su contacto con la terraza + 3 – 6 m es más o menos gradual en la margen derecha al Sur de Langosto y Oeste de Hinojosa, lo que indica un encajamiento suave y

menor capacidad erosiva del río en este lado, pues es el lado cóncavo de la curva que dibuja el trazado general de esta corriente fluvial.

En superficie, los depósitos de la llanura de inundación están constituidos mayoritariamente por arenas blancas, que han dado lugar a una toponimia significativa (Los Arenales, Las Conejeras), salvo en el meandro abandonado de la Serna, donde se han reconocido entre 2 y 6 m de arcillas en la parte superficial.

El trazado del río es actualmente meandriforme, con radios bastante uniformes.

Geometría y profundidad de las terrazas

Se ha realizado un reconocimiento geofísico consistente en sondeos eléctricos verticales convenientemente situados y alineados, para poder levantar algunos cortes geológicos de la cubeta cuaternaria. Así mismo, se cuenta con la información proporcionada por un sondeo situado en el meandro abandonado de la Sierra que atraviesa todo el Cuaternario, y otros sondeos poco profundos que servían o sirven para extraer agua subterránea. Según esta prospección podemos indicar las siguientes observaciones:

1. El sustrato presenta unas profundidades entre 18 y 50 m, aunque por lo general es bastante constante y plano, situándose el contacto a unos 20 m de profundidad. La zona más profunda se sitúa al NO del Cerro de San Sebastián, bajo la Casa del Rincón, en la ermita de Santa Lucía.
2. A juzgar por los altos valores de resistividad parece que los depósitos de la llanura de inundación están constituidos por materiales de granulometría más gruesa y limpia que los de la terraza + 3 – 6 m, la cual presenta resistividades variables y heterogéneas (desde depósitos quizá orgánicos –turberas– hasta gravas) aunque también son abundantes los materiales detríticos. En la superficie de la llanura de inundación, sin embargo, predominan los arenales.
3. Los depósitos de la llanura de inundación se hallan encajados en la terraza, y su fondo ha llegado al sustrato aunque parece que no lo ha excavado mucho.
4. El meandro abandonado en la Serna tiene una superficie de aproximadamente 1 km², y según el sondeo se reconocen 2 m de arcillas y 17 m de arenas.

5. Hay amplias zonas donde el fondo de la cubeta está por debajo del umbral de salida del Duero y puesto que el sustrato está constituido por rocas wealdenses mayoritariamente impermeables, es muy posible que estas zonas hayan estado permanentemente por debajo del nivel freático, por lo que este acuífero de gran permeabilidad ha condicionado la buena preservación de restos vegetales.

Coluviones y conos aluviales

En general, los límites de las terrazas de la margen izquierda del río Duero situadas a +3 – 6 m en los entrantes de El Royo, Vega de Langosto, Santervás, Dombellas y Canredondo, no chocan bruscamente contra las laderas de la Sierra Carcaña, sino que enlazan con coluviones que recubren las faldas.

Estos coluviones tienen una extensión y un espesor considerables, incluso en el área de cumbres de la Sierra, por lo que hay que pensar en una alteración in situ importante ligada a periodos climáticos más propicios, y que los procesos de arroyada posteriores han transportado hacia abajo.

Existe, por otra parte, en el arroyo del Hocino, un cono aluvial adosado a una hombrera situada al NO de la casa del Rincón, unos 30-45 m por encima del Duero. Aunque el drenaje actual predominante es a través de un cauce que confluye directamente al Duero dos kilómetros aguas arriba de la Vega Cintora, dentro del valle encajado del Duero en el sustrato wealdense, uno de los radios del abanico drena y se dirige a la Vega Cintora por la Casa del Rincón, dando lugar a otro abanico de dimensiones reducidas, injertado entre la terraza + 3 – 6 m del Duero.

2.1.3. Cronología de los depósitos cuaternarios

2.1.3.1. Yacimientos de industria lítica

A lo largo del río Duero y entre las localidades de El Royo y Garray, se conocían dos localizaciones con materiales del Paleolítico: “Martín Nuño” y “Los Gollizos”, siendo el primero más importante, por el gran número de material lítico hecho en cuarcita, que ha sido recogido de los cantos de la misma terraza.

La segunda localización conocida (Los Gollizos), cerca de Canredondo, se sitúa en coluviones y está datado también como Paleolítico medio. En este caso el material es muy pobre.

A parte de estos yacimientos, se han encontrado otros dos nuevos:

-En la propia localidad de El Royo ("La Rebollosa"), en las terrazas-coluviones de un arroyo. Se ha recogido una abundante industria en cuarcita que ha sido tomada de los cantos rodados de la terraza próxima del Duero y que son bastante abundantes.

-El segundo yacimiento encontrado ("Las Veguillas") es mucho más pobre y se halla en una terraza + 30 m de la margen izquierda del río. Son vestigios sueltos bajo el suelo que se ha desarrollado sobre estas terrazas, que se encuentran a unos 60 cm de profundidad.

Yacimiento de Martín Nuño

Características generales del yacimiento de Martín Nuño.

El material documentado en este yacimiento se halla en una superficie de unos 100 m por 75 m, sobre los depósitos de gravas de una terraza +8/12 m, y se encuentran inmersos en una matriz fangosa de color negro que define también un área de similares dimensiones.

Morfológicamente se encuentra en una zona deprimida y alargada en dirección Este-Oeste, flanqueada por afloramientos wealdenses, y casi paralela al cauce actual del Duero en ese mismo tramo. Se trata de un paleocanal que desarrolló una cubeta de unos 50 m de anchura por 300 m de longitud, con suaves laderas, que actualmente está rellena por gravas fluviales de la terraza. En su zona más deprimida presenta depósitos fangosos de color negro con alto contenido en materia orgánica, de unos 40 cm de potencia. El origen de este depósito está íntimamente relacionado con la formación de la terraza. Se trataría de un zona muy próxima al cauce del río, e interconectada con él por medio de canales abandonados que serían activos en épocas de crecida. Por lo tanto, la zona habría estado sometida a inundaciones periódicas o estacionales, que provocaron la formación de una zona palustre, con unas condiciones eminentemente anóxicas.

Este fenómeno es visible y muy frecuente actualmente en toda la ribera del Duero a su paso por la Vega Cintora. Se localiza en zonas marginales del cauce principal (antiguos canales) sometidas a inundaciones periódicas, casi permanentes, en las que se produce un importante desarrollo de vegetación hidrófila, y abundantes depósitos fangosos, muy ricos en materia orgánica.

Cronología

Se trata de los restos de industria lítica más antiguos del alto Duero. En un estudio realizado por Redondo Martínez en 1993, se dividió el material lítico encontrado en dos series tipológicas distintas, que corresponden a dos momentos culturales diferentes.

El más antiguo, representado por SR-II, sería contemporáneo con la formación de la terraza +8/12 m. Dicha industria puede ser equiparada a las documentadas en la terraza +12/14 m del Tormes, como las de "La Maya I", zona 1, IV (Alba de Tormes, Salamanca) o Villagonzalo (Villagonzalo de Tormes, Salamanca), o a la de Burganes III (Burganes de Valverde, Zamora), serie rodada en la terraza de +10/12 m del Río Tera. Correspondería a un Achelense medio/Achelense superior, situado en el límite del Pleistoceno superior (Redondo Martínez, R. 1993).

El segundo momento, más moderno, está representado por SR-I, siendo posterior a la terraza mencionada. Esta serie tendría un paralelismo válido con la serie de Calvarrasa I (Calvarrasa de Abajo, Salamanca), situada en la terraza +6/8 m del Tormes. La industria documentada en SR-I correspondería por tanto a un momento Achelense superior/Epi-achelense medio, situándose cronológicamente ya dentro del Pleistoceno superior (Redondo Martínez, 1993).

El grupo SR-I es el más numeroso, con un 80% de piezas sobre el total. Está compuesto por 920 lascas y fragmentos no retocados, 274 utensilios y 194 núcleos. Se caracterizan por presentar las aristas producidas en la talla desgastadas, con capas de alteración moderadas.

El grupo SR-II, lo forman 229 lascas y fragmentos no retocados, 71 utensilios y 51 núcleos. Son piezas con las aristas producidas en la talla muy desgastadas, y con frecuencia difíciles de reconocer. En la mayoría de los casos la cuarcita ha perdido su coloración original, presentando un color blanquecino anémico que pone de manifiesto la exposición de estas rocas a unas condiciones fuertemente reductoras.

Condiciones hidroquímicas durante los dos momentos culturales

En este medio reductor el hierro, presente en las cuarcitas en forma de óxidos, sufre cambios relativos al número de valencia con que actúa, y pasa de actuar con valencia 3+ a actuar con valencia 2+. Como resultado se produce un lavado de los óxidos de hierro, lo que provoca que aparezca una orla de color blanco, más o menos penetrativa, que recubre la roca en su parte más externa. El proceso actúa con mayor in-

tensidad en las aristas de la roca, produciendo un redondeamiento de las mismas sin la necesidad de que exista transporte. Se trata de un proceso que solo afecta a SR-II, por lo que, ni durante, ni con posterioridad al momento cultural representado por SR-I existieron las condiciones reductoras descritas para SR-II.

Todos los materiales, tanto SR-I como SR-II, están dispuestos sobre las facies de gravas de la terraza, e inmersos en la matriz fangosa de color negro. Habría sido en el momento de la implantación del medio palustre, cuando se dieron las condiciones reductoras que afectaron a la industria lítica de SR-II, pero que ya no afectaron a SR-I.

La secuencia de procesos para SR-II sería la siguiente:

Recolección de la materia prima --> Talla --> Uso-Abandono --> Rodamiento fluvial → Alteración química.

El rodamiento fluvial no fue muy intenso, ya que el área de dispersión del material es muy reducida, por lo que habría que recurrir a una combinación de la alteración química y el transporte fluvial para explicar el fuerte grado de redondeamiento de las aristas.

Yacimiento de “Las Veguillas”

Características generales del yacimiento

El yacimiento se encuentra a unos 4 km de El Royo, en una zona de amplios pastizales conocida con el nombre de “Las Veguillas”. El hallazgo del yacimiento fué posible gracias a la realización de una zanja de drenaje que dejó al descubierto el depósito de la terraza del río Duero, sobre la que se encuentra el material lítico.

El depósito visible, de un metro de potencia, está compuesto por tres niveles. El superior corresponde a un suelo negro húmico, muy rico en materia orgánica, de 60 cm de espesor. El segundo nivel, o zona de mezcla, está compuesto por abundantes cantos rodados envueltos en una matriz de las mismas características que el nivel superior. Tiene 20 cm de espesor. El tercer nivel corresponde a la terraza fluvial, aflorando únicamente la parte superior de esta. La industria recogida pertenece al segundo nivel, de lo que se deduce que la industria lítica comenzó a ser depositada una vez que la terraza ya estaba formada.

Industria lítica-Paralelismos

El 100% de la industria se presenta en cuarcitas. Todas las piezas tienen una erosión externa considerable, así como una pátina de aspecto aceitoso y color marrón, posiblemente originada por la acción del viento.

Se recogieron 10 núcleos, 15 lascas, 2 cantos trabajados, 1 hendedor y 1 triedro. Tipológicamente son similares a la industria documentada en el yacimiento de Martín Nuño, y más en concreto a las piezas englobadas dentro del grupo SR-II.

Yacimiento de La Rebollosa

Características generales

Este yacimiento se encuentra a unos 500 m de la localidad de El Royo, en el paraje conocido como La Rebollosa, enclavado en el fondo del valle del Arroyo del Hocino. Tiene una extensión de 300 m por 50m. Todo el material recogido proviene de una pequeña terraza-coluvión del Arroyo del Hocino, hoy en día colgada unos 2,5 m sobre el cauce de dicho arroyo, y que actualmente se está erosionando en algunas partes próximas al arroyo, hecho que ha posibilitado el hallazgo del yacimiento, ya que en las zonas restantes está cubierta casi en su totalidad por vegetación arborea o pastizales.

Presenta una fuerte pendiente en su parte más cercana al arroyo (5º), y enlaza suavemente con la ladera oeste del valle mediante el paso de coluvión a terraza. Se encuentra rellenando un pequeño paleo-relieve desarrollado sobre el Grupo Oncala, en Facies Weald, lo que da lugar a que la distribución del depósito sea algo irregular. La potencia es variable (entre 50 cm y 10 cm), dato que puede ser engañoso, debiéndose tratar con prudencia, ya que los afloramientos existentes son producto de la erosión actual y en algunos casos llega a desmantelarlo por completo. En el contacto entre el sustrato y la terraza se puede apreciar un pequeño horizonte, de 3 ó 4 cm de espesor, compuesto por arcillas ricas en limonita, lo que puede indicar el desarrollo de un paleosuelo.

El depósito está compuesto por gravas subredondeadas de un tamaño bastante homogéneo (máximo 3 cm), entre las cuales aparece una matriz arenosa, poco abundante, y bloques dispersos. La litología de las gravas está formada por areniscas de granulometría variable, provenientes de la desintegración del sustrato wealdense. El conjunto se

puede interpretar como un depósito de génesis mixta, originado por la combinación de procesos fluviales de escasa envergadura y aportes derivados de la dinámica de laderas.

Industria lítica y momento cultural del yacimiento (Fig. 32)

A juzgar por la industria lítica recogida, y a la espera de un estudio tipológico más exhaustivo, el yacimiento ha sido clasificado como Musteriense, sin especificarse todavía la facies a que corresponde.

Los utensilios y productos de talla fueron fabricados casi exclusivamente a partir de cuarcita, estando presente en un pequeño porcentaje el sílex y el cuarzo (Tabla 1). El material mayoritario procede de cantos rodados recogidos en la terraza + 3 – 6 m del río Duero. El sílex a pesar de no ser abundante en el yacimiento, sí está presente en los alrededores, localizándose buenos afloramientos en las calizas lacustres wealdenses de la Sierra de Carcaña, que distan apenas un kilómetro de La Rebollosa. Estas preferencias a la hora de utilizar una materia prima u otra, hacen pensar en causas relacionadas con el modo de vida y con la mayor abundancia de la cuarcita frente al sílex, para explicar las proporciones tan desiguales de las materias primas utilizadas. Hay que señalar también que el sílex de la Sierra de Carcaña suele presentarse bastante fracturado, siendo imprescindible realizar un proceso de selección, en ocasiones laborioso, para encontrar un nódulo apto para la talla.

Se recogieron un total de 194 artefactos, de los cuales 48 son utensilios (Tabla 2). De ellos, 45 han sido tallados en cuarcita y tres en sílex. Entre los útiles predominan el gupo de las raederas (31.25%), seguido de lascas retocadas (16.6%), denticulados (12.5%) y cuchillos de dorso (8.3%). El grupo del Paleolítico superior también está representado, con un 12.41% del total (Tabla 3). Todo el material se encuentra en buen estado de conservación, si bien presenta un débil rodamiento, homogéneo y común a todas las piezas.

Con respecto a la técnica de talla utilizada, hay que mencionar que los productos levallois son frecuentes, habiéndose recogido 10 lascas levallois, dos puntas levallois y tres núcleos de buena factura. Por otra parte, la mayoría de los utensilios han sido realizados sobre soportes no levallois, en su mayoría lascas simples o de descortezado secundario. También es significativo que el número de talones facetados entre útiles ronde el 70%.

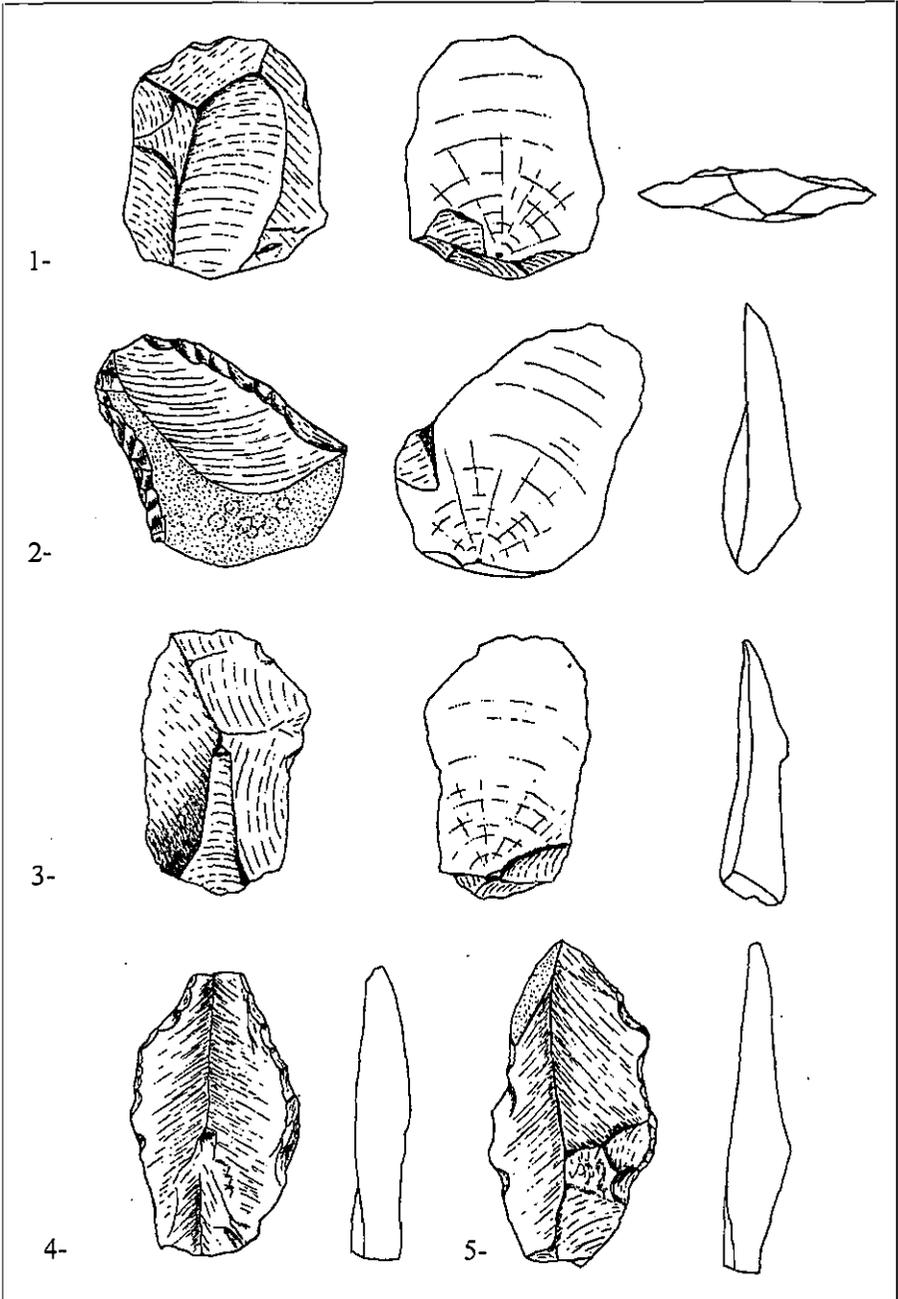


Figura 32. Industria lítica del yacimiento de la Rebollosa (El Royo).

Tabla 1: Materias primas.

| MATERIA PRIMA % | | |
|-----------------------|----------------|-----------------|
| Cuarcita 183 (92.4 %) | Sílex 14 (7 %) | Cuarzo 1 (0.6%) |

Tabla 2: Estudio Técnico.

| TOTAL INDUSTRIA RECOGIDA | LASCAS | | NÚCLEOS | PERCUTORES | |
|--------------------------|------------------|-----|--------------------|------------|----------|
| 194 | Corticales | 12 | Núcleos de lascas | 7 | 2 |
| Artefactos | Semicorticales | 57 | Núcleos agotados | 6 | Sílex 1 |
| | Simples | 71 | Núcleos Levallois | 3 | Cuarzo 1 |
| | Láminas | 2 | Núcleos de láminas | 1 | |
| | Lascas Levallois | 10 | | | |
| | Restos de talla | 23 | | | |
| | TOTAL: | 175 | | | |
| | (90% del total) | | | | |

Tabla 3: Estudio de utensilios.

| TIPO DE UTENSILIO | NÚMERO DE UTENSILIOS | MATERIA PRIMA | % SOBRE EL TOTAL DE UTENSILIOS |
|---------------------|----------------------|---------------|--------------------------------|
| Lascas retocadas | 8 | C | 16.6 % |
| Raederas | 15 | 12C/3S | 31.25 % |
| Escotaduras | 2 | C | 4.16% |
| Denticulados | 6 | C | 12.5 % |
| Bifaces | 1 | C | 2.08% |
| Cuchillos de dorso | 4 | C | 8.3 % |
| Puntas Musterienses | 1 | C | 2.08 % |
| Puntas retocadas | 3 | 2C/1S | 6.25 % |
| Puntas levallois | 2 | C | 4.16 % |
| Buriles | 2 | C | 4.16% |
| Perforadores | 3 | C | 6.25 % |
| Raspadores | 1 | C | 2.08 % |
| Total: | 48 | | (24.8 % del total) |

Materias primas: C, cuarcita. S, sílex.

Paralelismos y cronología

En la provincia de Soria existe muy poca documentación referente al Musteriense. La estación más próxima se localiza en las cercanías de la población de Dombellas, que dista 8 km de El Royo. Se trata de una pequeña colección, recogida en superficie, y tallada mayoritariamente en cuarcita, asignada, en principio, al Paleolítico medio.

Las restantes referencias se sitúan en la región del Cañon del Río Lobos, y corresponden a estaciones pobres en industria y por lo tanto de difícil asignación cronológica.

Dos de ellas se conocen desde 1912, y fueron descubiertas por H. Breuil y el P. Saturio González. Son los yacimientos del Barranco del Río Lobos y del Barranco del Río Uceró. En ellos se documentó la existencia de una pobre industria tallada en cuarcita, que incluía varias lascas, una raedera y dos discos, todos ellos recogidos en superficie.

El tercer y último yacimiento localizado hasta la fecha en esta región, es el de Uceró I. Fue encontrado a lo largo de las excavaciones realizadas en la "Necrópolis Celtibérica de Uceró" por Ernesto García-Soto y Concepción Fernández de Rojas. Se sitúa sobre una terraza mixta del río Uceró y del arroyo de Valdeavellano, a unos 10 m por encima del curso actual del río. El total del material inventariado es de 23 artefactos, casi todos tallados en cuarcita, y está compuesto por dos núcleos con preparación periférica, 9 lascas, 8 lascas retocadas, una punta pseudolevallois, un limace, una raedera desviada y una raedera simple convexa (García-Soto y Fernández de Rojas, 1982). Se puede considerar que la asignación de la industria al Paleolítico medio es acertada, pero la escasez de material hace muy difícil establecer una comparación entre este yacimiento y el de El Royo.

El resto de yacimientos próximos se localizan en la provincia de Burgos. Merecen especial mención las estaciones de La Ermita y Cueva Millán, de características similares, y en las cuales se han descrito importantes colecciones Musterienses de facies Charentiense del subtipo "La Quina" (Moure Romanillo y García-Soto, 1983.). En este conjunto no existe representación alguna de la técnica Levallois, unido también a una falta total de bifaces y cuchillos de dorso. En principio, y como se ha dicho anteriormente, a la espera de realizar un estudio más detallado del yacimiento de El Royo (tanto en el plano arqueológico como en cuestiones geológicas y de cronología absoluta), parece existir alguna divergencia entre estos yacimientos y el que ocupa nuestro estudio, sin duda debido a la presencia bien representada de la técnica Levallois en "La Rebollosa" que la acercaría más hacia la facies La Ferrasie, considerando

en todo momento que no se trata de establecer límites infranqueables entre las distintas facies.

2.1.3.2. El paisaje vegetal en el Musteriense Superior de la cabecera del Duero: el yacimiento de restos vegetales del meandro de la Serna en el río Duero (Hinojosa de la Sierra)

Sedimentología del yacimiento

Aparte de los yacimientos de industria lítica, hemos de reseñar la datación absoluta por radiocarbono de los restos vegetales encontrados en un sondeo de 21,5 m de profundidad en el meandro abandonado de la Serna. Ha resultado una edad de casi 29.000 años BP, (según determinación del Instituto Rocasolano del CSIC), es decir los sedimentos del fondo de la llanura de inundación pertenecen al Pleistoceno Superior, Musteriense en la clasificación arqueológica.

Los restos fueron extraídos por una sonda de perforación de pozos de agua subterránea mediante el método de rotopercusión que en ese momento hacía un sondeo para la Consejería de Medio Ambiente de Soria con la intención de extraer agua para la recuperación de la laguna de la Serna. Se levantó la columna estratigráfica correspondiente y se recuperó el material que no ha podido ser muy abundante pues el sondeo es de pequeño diámetro. En el sondeo aparecieron de techo a base los siguientes sedimentos:

2 m de arcillas.

17 m de arenas blancas muy sueltas con alguno nivel de gravas. Las paredes del sondeo se caían. El nivel freático se situaba (Agosto 1999) a 2,80 m de profundidad. La arena de abajo salía de color gris, con mucha materia orgánica. El agua bombeada del pozo era también blanquecina, con mucha materia orgánica.

2'5 m de arcillas rojas compactas y limolitas. Pertenece al sustrato, y presentan agua ferruginosa.

Los dos primeros niveles pertenecen al Cuaternario y las arcillas y limolitas duras del fondo al sustrato wealdense.

Los restos vegetales salieron entre los 15 y 19 m de profundidad, en muy buen estado de preservación. Esto ha sido posible debido a que han existido unas buenas condiciones reductoras dentro de este acuífero aluvial arenoso de gran permeabilidad (se ha calculado una transmisividad de 7 m²/día según pruebas de bombeo y una permeabilidad de K =

0,4 m/día). Este acuífero, dada su proximidad al Duero y sobre todo porque el fondo del Cuaternario está por debajo de la cota del umbral de salida del Duero de la cubeta de Vega Cintora, ha debido estar siempre saturado en agua por debajo del nivel freático, lo cual ha impedido el contacto con el aire y la buena conservación de los restos vegetales. Los colores grises de las arenas están relacionados con la existencia de condiciones altamente reductoras. Es muy posible que en todo este Cuaternario, y en especial en el meandro de La Serna, existan otros yacimientos de restos vegetales importantes, y la parte que se estudia de éste se apoya en una pequeña muestra.

Los restos vegetales están constituidos principalmente por piñas de diversos tamaños, generalmente pequeño, cortezas, fragmentos de ramas, madera carbonizada, etc. Las piñas tienen una gran elasticidad, y algunas de ellas se encuentran aplastadas por el peso de los sedimentos. Según la clasificación realizada por Fernando Manzanque y Carlos Morla, de la Escuela de Ingenieros de Montes de Madrid, las piñas pertenecen a *Pinus silvestris* y las cortezas son de abedul.

2.1.4. Dinámica fluvial

Los bordes de la actual llanura de inundación y el trazado general del río presenta algunos rasgos que interesa reseñar:

El Duero, al salir de la garganta de sustrato wealdense que es rectilínea, condiciona que por inercia mantenga su dirección por la vega cuaternaria, hasta que choca y rebota en la ladera de Langosto y del borde de la terraza, dirigiéndose hacia el Sur, buscando su salida en otra estrechura entallada en el sustrato.

Al salir de la primera garganta, el flujo se expande y el trazado del río cobra libertad de movimiento dando bandazos a izquierda y derecha, dentro de un área de llanura de inundación que dibuja una forma elíptica, definida por los bordes de terraza erosionados y con escarpes de entalladuras semicirculares o cóncavas de radio pequeño.

Los diversos trazados cambiantes vuelven a reunirse en un punto estable donde se juntan los bordes de terraza de ambas márgenes, punto que ha sido aprovechado para la construcción de un puente que justifica la situación del pueblo de Vilviestre de los Nabos, población fundada hacia el siglo XII.

Vuelve después el río a originar una llanura de inundación de forma elipsoidal pero menos definida, donde se aprecian las entalladuras de la margen izquierda en la terraza, con concavidades de erosión.

El borde de la margen derecha no es nítido, no hay escarpes importantes, sino que forma un talud de suave pendiente que indica que en la parte cóncava de este macromeandro el río ha ido sedimentando a la vez que se encajaba.

En la llanura de inundación y sobre todo en la actual margen izquierda, se reconocen una serie de cauces abandonados que presentan curvaturas de sinuosidad semejantes a las del cauce actual del río. Se observa que estos cauces abandonados conservan todavía una toponimia sugerente: Río Viejo, por ejemplo, que da idea de las variaciones de trazado seguidas por el río en los últimos siglos. Es fuente de información un cuadro del siglo XVIII de la Vega Cintora pintado al óleo donde se pueden confirmar algunos pequeños cambios en ciertos meandros de reducidas dimensiones. Se identifica muy bien un antiguo trazado de cauce relativamente reciente a juzgar por su vegetación, morfología, etc., que coincide con el actual en ciertos sitios y que indica que ha habido un desplazamiento del cauce hacia el Sur en los últimos siglos. En la mayor parte de las veces no se conoce bien cuándo el río ha sufrido estos cambios naturales, pero se cree son relativamente recientes en los últimos siglos. La dificultad estriba en que, como veremos más adelante, toda la llanura de inundación ha pertenecido al común de los pueblos de este valle por lo que los cambios habidos no pueden identificarse en el Catastro.

En esta llanura de inundación se observan acreciones sedimentarias en los meandros y tendencias evolutivas claras de los mismos en algún caso; otros son totalmente caóticos. La Serna constituye un gran meandro abandonado que ha sido colmatado por inundaciones, apreciándose una capa de arcillas de 2 y 6 m de potencia, según sondeos realizados en ella.

Ha habido intervenciones humanas históricas para modificar con obras de ingeniería el curso del río. Teniendo constancia de dos, una de ellas importante pues consistió en la construcción de un muro de 700 m de longitud para ganar al río la laguna fluvial de La Serna. De estas intervenciones nos referiremos en el siguiente capítulo.

Antes de la construcción del Pantano de La Cuerda del Pozo (incluso en avenidas extraordinarias también actualmente), en las riadas habituales, el río se desbordaba y aquellos cauces abandonados volvían a ser funcionales, actuando como canales de crecida y brazos ciegos. Así ocurría que La Serna quedaba inundada todos los años formándose una laguna que se vaciaba después mediante una acequia de drenaje. En la figura 31 se indican los cambios de trazado del Duero que ha habido en un periodo relativamente reciente.

En la actualidad, la presa de La Cuerda del Pozo ha logrado estabilizar el cauce del río, estando casi totalmente sujeto y controlado por el hombre. Se trata pues de un único cauce funcional de curvaturas desarrolladas y regularizadas.

2.1.5. Discusión

Al final del Plioceno, la cuenca del Duero termina de rellenarse y comienza un periodo en el que los ríos empiezan a profundizar en sus propios sedimentos. Los restos aluviales de un Duero divagante por una llanura muy alta aparecen en las cercanías de la capital con la existencia de terrazas a la altura de 1.100 m. Posteriormente el río se fue encajando y depositó las terrazas situadas a + 60-80 m, + 20-25 m y + 3-6. m En la Vega Cintora aparece muy bien desarrollada el nivel más bajo, y tan solo en las Veguillas, en el extremo occidental, se ha conservado una terraza a + 30 m.

El trazado del Duero con dirección Este-Oeste se incurva hacia el Sur, adaptándose el arco al cierre periclinal del sinclinal de Frentes en el Wealdense, tal como atestiguan las terrazas altas cercanas a la capital, yendo el Duero entonces más al occidente, por Valonsadero, y desplazándose con el tiempo hacia el Este y hacia el Norte. Este cambio de dirección del Duero hacia Almazán podría haberse favorecido por el empuje del Tera que, viniendo encauzado por su valle norte-sur, arrastraría con su inercia al Duero. Los sedimentos de grandes cantos redondeados que posee la Formación Numancia aparecen a lo largo del Valle del Tera y se prolongan hacia Garray y Soria; no aparecen hacia el Oeste y sí hacia el Este. Aunque la Fm. Numancia debe estar relacionada con las terrazas altas del Duero, si bien carecemos de datos precisos sobre su encuadre cronológico, es posible que en el Cuaternario antiguo el Tera colaboró en dirigir al Duero hacia el Sur.

Una nueva profundización del río y su consiguiente relleno, conlleva a la construcción de la terraza mejor desarrollada y conservada en la zona. El río definitivamente se instala en una canal que va al pie de Sierra Carcaña, ensanchándose en la Vega Cintora y en la confluencia con el río Tera en Garray. Se adapta esta ancha vega a los entrantes y salientes de Sierra Carcaña, conformando los grandes meandros colgados de las vegas de El Rojo, Langosto, Dombellas y Canredondo. El borde Sur se adapta a la estratificación Este-Oeste de capas de distinta competencia. Esta canal, en cuya configuración han podido intervenir fallas, cruza el Tera y condiciona el trazado de un afluente izquierdo, el arroyo Zarranzano. La existencia de zonas del sustrato en Vega Cintora a cota inferior del desagüe del río podría indicar la intervención tectónica.

ca en la formación de esta cubeta, como la fosa también cuaternaria que rellena el valle del río Razón.

Según la naturaleza de los cantos, parece que en aquella época el río Ebrillos tenía mayor importancia que en la actual, y contribuía decisivamente en la aportación de sedimentos al Duero. Los cantos más voluminosos del Revinuesa no progresaron más allá de Vinuesa, expandiéndose a modo de delta en su confluencia con el Duero, y este era incapaz de transportar los grandes cantos de origen glaciar y fluvio-glaciar, arrastrados por corrientes originadas por la rotura de lagos proglaciares. A partir del ápice calcáreo de Sierra Carcaña, hacia Garray, en la zona cercana a Tardesillas, los cantos destacan por su tamaño mayor y menor redondez, pues se hallan mezclados con los arrastres del Tera.

En la Vega Cintora, y según la industria lítica, ha sido posible asignar esta terraza al Achelense medio / Achelense superior, situada en el límite del Pleistoceno medio con el superior.

Esta terraza fue profundizada posteriormente hasta el sustrato. El meandro de la Serna podría haber existido desde el comienzo de la profundización; los restos de vegetación fósil encontrados en una turbera de su fondo sitúan este encajamiento en 29.000 BP, en el Pleistoceno superior (Musteriense) y en plena glaciación Würmiense, donde el río ya habría erosionado la terraza anterior, y atestiguan una vegetación arbustiva en la cuenca superior del Duero de pino silvestre. El relleno posterior de la caja durante el Pleistoceno y Holoceno configuraron a la Serna como meandro abandonado que se llenaba por desbordamientos fluviales con clara sedimentación lacustre arcillosa en los metros superiores.

BIBLIOGRAFÍA

- Bordes, F. (1952): Essai de Classification des industries monsteriennes. Bulletin Société Préhistoire Française, 50, nº 7-8: 457-466.
- García-Soto, E. & Fernández de Rojas, C. (1982). 1^{er} Simposium de Arqueología Soriana. Pg. 127-137.
- Moure Romanillo, J.A. & García-Soto E. (1983). Cueva Millán y la Ermita. Dos yacimientos Musterienses en el valle medio del Arlanza.
- Redondo Martínez, R. (1993). Inventario del Yacimiento de Martín Nuño. Memoria de Licenciatura.

2.2. EL MURO DE LA SERNA ⁽¹⁾

2.2.1. Uso del suelo en la vega Cintora desde el siglo XII

Según la documentación archivada por la Hermandad de San Benito, que constituía una sociedad de propiedad comunal de explotación de la tierra, especialmente ganadera, y que se remonta al siglo XII, estudiada en el bien documentado trabajo de Carnicero (1980), las tierras que se situaban en la terraza de la Vega Cintora han sido tradicionalmente cultivadas o dedicadas a pastos y explotación de pinos resineros, ya que no sufrieron habitualmente inundaciones.

Sin embargo, la llanura de inundación ha sido aprovechada casi exclusivamente (al menos antes de la construcción del Pantano de La Cuerda del Pozo) como dehesa para el ganado, tanto lanar como vacuno. Es interesante observar que toda la llanura de inundación pertenecía a la Hermandad de San Benito, que se extendía nueve kilómetros, desde el Molino de Pelayo hasta el Puente de Hinojosa de la Sierra. Sus límites coinciden con los bordes de la terraza, lo cual quiere decir que en los últimos 700 años no ha habido variaciones sustanciales ni erosiones grandes por parte del río en la terraza. Este terreno pertenecía al común de los pueblos de El Royo, Vilviestre, Derroñadas, Langosto, Hinojosa de la Sierra y otros ya desaparecidos. Posiblemente, los frecuentes cambios de curso del río haría inútil la fijación de mojoneras dentro de la llanura de inundación; por eso se optó en elegir los bordes de la terraza como linderos estables y dejar la llanura al común (Figura 33) levantando tres puentes en Vilviestre, Langosto e Hinojosa para que hubiese facilidad de tránsito de una a otra orilla. Como se ha dicho anteriormente, los límites o linderos de la Hermandad no han variado sustancialmente desde el siglo XII, por lo que ha de suponerse que no ha habido erosiones importantes por parte del río, y que las revisiones de los mojones que en los archivos se comentan son más bien debidos a cuestiones de pleitos, por las invasiones de los propietarios de tierras de cultivo colindantes. En estos mismos archivos se habla de las “mudanzas” que hacía el río, por ejemplo, en tiempo de los Reyes Católicos. Una noticia de 1759 habla de los atajos que utilizaba el río para inundar la vega, quedándose a veces el ganado aislado en islotes. En la llanura de inundación y sobre todo en la

(1) Extracto del artículo: “Una vieja obra hidráulica. El muro de la Laguna de la Serna en Hinojosa de la Sierra (Soria)” publicado por E. Sanz, C. Sáenz y J.M. Meneses en la Revista de Soria (año 2001, pp. 83-91).

actual margen izquierda, se reconocen una serie de cauces abandonados que presentan curvaturas de sinuosidad semejante a la del cauce actual del río. Se observa que estos cauces abandonados conservan una toponimia sugerente: Río Viejo, por ejemplo, que da idea de las variaciones de trazado seguidas por el río en los últimos siglos.

La propensión de esta vega a las inundaciones a través de sus numerosos brazos muertos, y la cercanía del nivel freático, aseguraba tener una dehesa verde y fresca en verano, con fresnedas, y que era aprovechada para el ganado de los pueblos del valle. Se ejercía aquí una trashumancia local, donde el ganado subía en verano a las vecinas sierras de Carcaña y Cebollera dentro de los propios términos municipales y bajaban a la Hermandad en verano. Constituía también una reserva de pasto seguro durante las sequías, como la de 1658 y la de 1754-65, que quedó reflejada en las numerosas denuncias a las incursiones que hacían los rebaños de particulares a los agostaderos frescos de la Hermandad, dada la ausencia de pastos fuera de ella. Así se explica la gran pro-

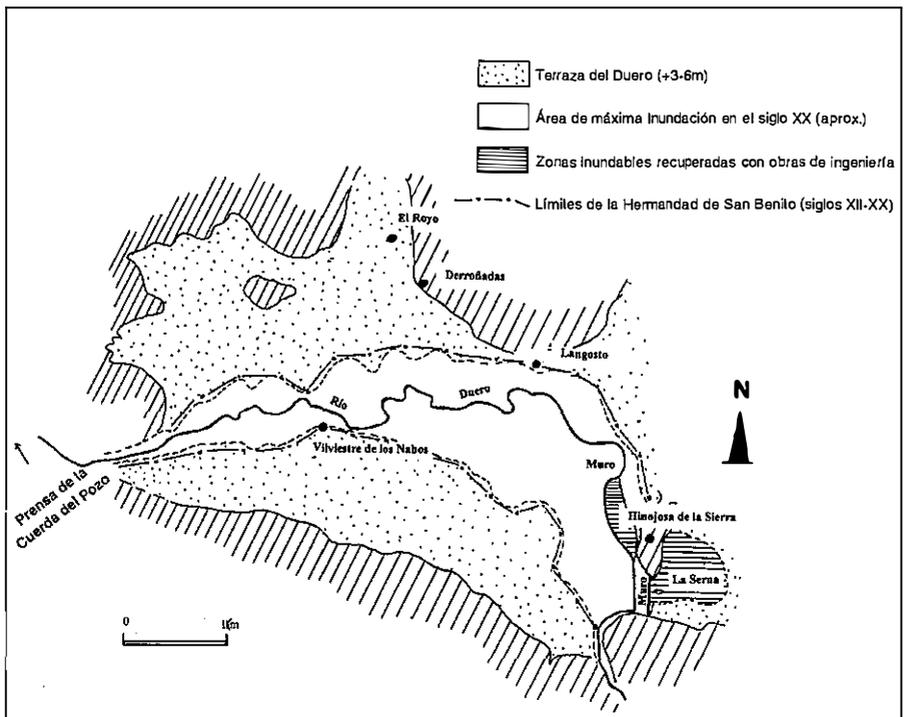


Figura 33. Límites de la Vega Cintora y superficie inundable, antes de la construcción del embalse de la Cuerda del Pozo (tomado de Sanz et al. 2001).

tección y cuidado que se tenía a esta dehesa debido al enorme valor que representaba.

En el siglo XVIII subió el precio de los cereales y por consiguiente se empezó a labrar los prados. Entonces la tierra era el principal bien económico y tenía mucho más valor que ahora, por lo que no es de extrañar que ante esa coyuntura se quisieran recuperar las tierras yermas y anegadas de la ribera del río. Así es cuando surgen dos actuaciones ingenieriles promovidas probablemente por la potencia económica de los Hurtado de Mendoza, cuyo palacio-residencia y demás propiedades se encontraban en Hinojosa de la Sierra.

2.2.2. El Muro de la Serna

Por un lado se construyó un muro de 700 m de longitud que cerraba el meandro de La Serna y lo protegía de inundaciones (Figura 34). Se excavó una acequia que drenaba hacia el río la laguna que por lluvias se formaba en La Serna, dejando un boquete en el muro que se cerraba con sacos terreros en las riadas del Duero. El terreno así saneado suponía una superficie de unos 0'5 Km² que fue destinado a terreno de cultivo y a prados (Foto 85-a), superficie nada despreciable y que justificaba la realización de dicha obra.

Además, se ganó otro meandro del río situado junto a Hinojosa, cerrando con un rústico muro de piedras un brazo del río, desviando el curso que antes pasaba bajo el antiguo puente de Hinojosa. El terreno fue rellenado de tierras y se practicó un muro en el nuevo puente del Duero a fin de encauzar sus aguas, muro del que sólo quedan los cimientos. Esta parte sólo pudo ser aprovechada para pastos, pues en crecidas quedaba inundada y el antiguo cauce del Duero volvía a ser funcional, pasando otra vez el río por el puente antiguo.

En la figura 33 se representa, dentro del valle de Cintora, la zona aproximada que quedaba expuesta a las inundaciones del Duero antes de la construcción del Embalse de La Cuerda del Pozo en 1940. Es el área inundada por crecidas que podríamos considerar ordinarias, y que se repetían estacionalmente. Así por ejemplo, se recuerda cómo las aguas del río llegaban hasta el palacio de los Hurtado de Mendoza en Hinojosa (cota 1.031 ms.n.m.) e inundaban toda la Serna (también a 1.031 ms.n.m.), quedando como laguna, tal como ha ocurrido en el lluvioso año de 2001.

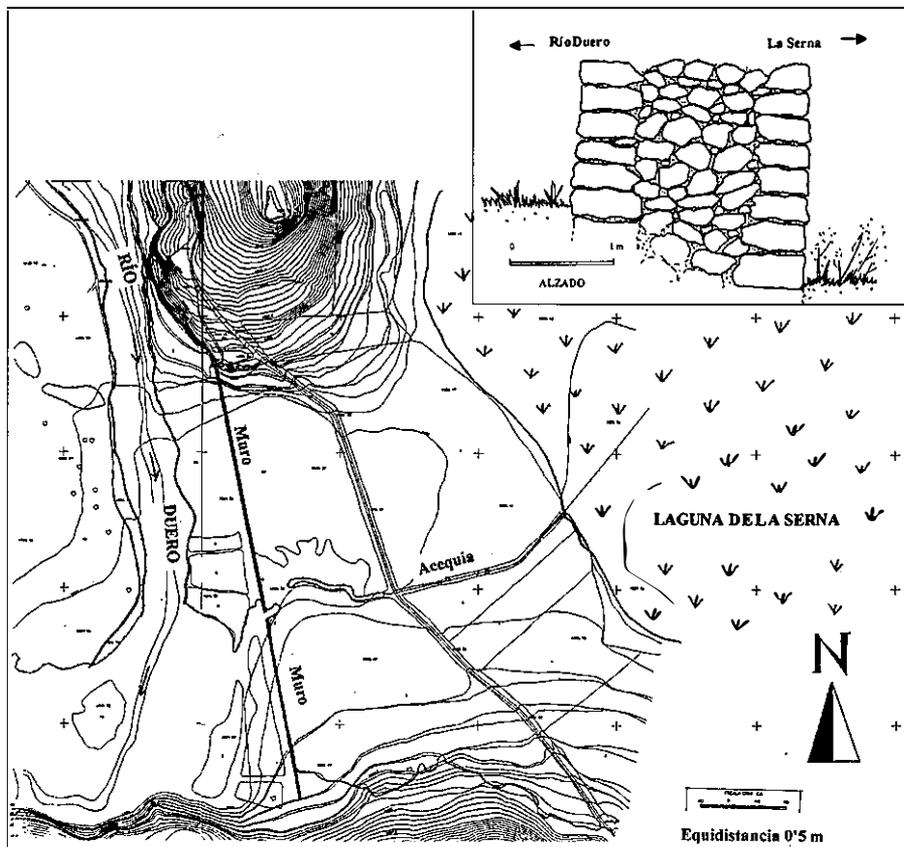


Figura 34. Planta y sección del muro de la Serna, en Hinojosa de la Sierra (tomado de Sanz et al. 2001).

El muro de Hinojosa se construyó como defensa de las crecidas del río a fin de recuperar el meandro abandonado pero inundable de la Serna. Como se sabe, “serna” indica un territorio dedicado a la labranza y agricultura y que parece lo liga a un Señorío. La superficie que se ganaba al río suponía más de 50 hectáreas, superficie no despreciable, similar a la vega de Langosto, y con la ventaja de estar en la misma orilla que el pueblo. Habría que añadir por otra parte el saneamiento de una zona insalubre, que expondría a la población a enfermedades como el paludismo.

Se ha conservado por tradición oral cual era la finalidad del muro aunque ya casi se ha perdido, por lo que esta obra debe tener cierta antigüedad. Como decíamos antes, y debido a su buena conservación, pa-

rece sin embargo que haya podido utilizarse no hace mucho tiempo. Además de desconocer cuándo se construyó exactamente cabe preguntarse también el cuándo y por qué dejó de utilizarse.

Nos inclinamos a pensar que su construcción estuvo ligada al Palacio de los Hurtado de Mendoza que se levantó en el siglo XV.

El óleo de Hinojosa y alrededores que se conserva en la Chancillería de Valladolid es sugerente: este cuadro, del siglo XVII-XVIII muestra el castillo semiarruinado de Hinojosa y el palacio tal como está hoy en día. En el cuadro no aparece el muro, y la Serna parece se dedicaba a dehesa, y los bordes más altos a tierras de cultivo. Llama la atención que una obra tan útil no esté en un plano pintado precisamente por cuestiones de pleitos, por lo que hay que admitir que la construcción del muro es posterior al cuadro.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Carnicero Arribas, M (1980). *Economía y Sociedad en tierras de Soria: "Hermandad de San Benito 1600-1800"*. Tesis de Licenciatura (Inédita). Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.
- Sanz, E., Saénz, C. y Meneses, J.M. (2001). Una vieja obra hidráulica. El muro de la Laguna de la Serna en Hinojosa de la Sierra (Soria). *Revista de Soria*, nº 33, pp. 83-91.

2.3. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL ENTORNO DE VALONSADERO

2.3.1. Introducción

El monte de Valonsadero se encuentra situado en la altimeseta Soriana, formando parte del denominado Valle de Lara, que se extiende en dirección Este-Oeste, encajado entre el Cordón Calizo de Soria (Saénz, 1951) representado por la Sierra de Cabrejas y su terminación oriental de la Sierra de la Llana, y las montañas Distércidas de Urbión y Cebollera.

En concreto comprende un territorio de 4 km de anchura que va desde el murallón acantilado de Pico Frentes (1.380 m) al sur, hasta el Duero en Dombellas. Predomina un relieve alomado con altitudes que oscilan entre los 1.015 m del río Duero y los 1.125 m del cerro de La Cabeza, siendo quizá su rasgo morfológico más destacado las sucesivas alineaciones de cuevas de peñas areniscas que, al decir de Pedro Palacios (1885) erizan la superficie de las laderas.

En los apartados que siguen se ofrecerá una explicación de las características estratigráficas de los terrenos que afloran en Valonsadero, así como los rasgos más sobresalientes de su relieve. Especial hincapié se hará aquellas formas geomorfológicas que modelan las peñas de arenisca, y la utilización de esta roca como piedra de sillería.

2.3.2. Estratigrafía de Valonsadero ⁽¹⁾

El terreno de Valonsadero se encuentra constituido por capas sedimentarias depositadas a lo largo de muchos millones de años. Todas las rocas presentes allí son de origen continental, habiéndose originado entre dos grandes episodios marinos del Mesozoico, el Jurásico y el Cretácico superior, si exceptuamos las terrazas cuaternarias y el resto de depósitos de esta misma edad.

Facies Purbeck-Weáldicas

Tras la retirada del mar a finales del Jurásico (Kimmeridgiense), un extenso territorio entre el macizo de la Demanda y el paralelo de Soria, por un lado y dos líneas, con dirección NO-SE, que siguen los bor-

(1) Apartado redactado por Carlos Pascual

des de cuencas de los ríos Duero y Ebro, por otro, fue hundiéndose, recogiendo los sedimentos que desde sus bordes recibía y originando lo que hoy se llama la Cuenca de Los Cameros. A lo largo de poco más de 30 millones de años, se acumularon más de 9.000 metros de sedimentos que, en algunos casos, erizan el tortuoso terreno de la mitad norteña soriana y meridional de las provincias de Burgos y La Rioja.

Son capas mesozóicas en facies continentales, con un espesor que sobrepasa los 1.000 metros. Están constituidas, en su mayoría, por calizas, conglomerados, areniscas y arcillas variadas.

Las capas más antiguas de esos tiempos aparecen a escasos kilómetros de Valonsadero. Son las capas de arcillas rojas, conglomerados y calizas de la base del cerro Bellosillo. Constituyen los primeros estratos depositados al finalizar el Jurásico. Los 120 m de sedimentos medidos allí, (Gómez Fernández, 1992), se consideran depositados en un ambiente de abanicos aluviales y por su contenido en carófitas, Gómez Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1994) las consideran de edad Titónica.

Las primeras capas presentes en nuestra Dehesa son unas calizas grises que corren paralelas a la margen derecha del Duero, en parajes como Peña La Sierpe, Cuesta Rubla, Peña La Isla..., todos al Norte de Valonsadero, con suave buzamiento hacia el SO. Resultan difíciles de seguir, en algunos casos, por encontrarse cubiertas de abundante arbolado, generalmente quejigos, y por las terrazas del río. A lo largo de los años, estas rocas constituyeron materia prima para numerosas caleras en la zona, algunas de las cuales, derruidas, todavía se conservan, pudiéndose localizar en los límites de separación entre estas capas y las superiores. En general, están muy desgastadas por la erosión tanto de los elementos atmosféricos, como por la acción del río, el cual ha ido decapitando sus asomos según iba profundizando su cauce. En algunos puntos, es posible localizar alguna sima y asomos de incipiente lapiaz.

Sobre estas calizas se depositaron, areniscas claras (amarillentas y gris claro), microconglomerados, así como limos arenosos rojizos, cuya erosión más fácil puede apreciarse en el terreno por formación de pequeños barranquillos. Sus capas se extienden con dirección N.NO-S.SE desde el Cerro Cabeza hasta Majada Grande, por un lado, y desde las espaldas del cerro Bellosillo hasta la vega de Cubillo, en la parte más oriental, estando cubiertas, en parte, por terrazas del Duero, a 1.075 m en los alrededores de la Casa de la Ciudad y en la Vega de Baturio, y a 1.100 m en la parte Este. Su techo puede apreciarse en las cercanías del Puente del Canto.

Se apoyan discordantemente sobre las calizas de la Formación Matute, como puede verse en la bajada del Cerro Cabeza hacia el río Duero, siendo su dirección y buzamiento similares a los de las capas subyacentes. La edad asignada por gran parte de los autores es Barremiense, sobre todo, superior, sin que existan datos paleontológicos para confirmarlo. El contacto con las capas de arriba es discordante y erosivo. Sus capas apenas dan relieves en cuesta, originando, sobre todo en la vertiente que mira hacia el río Duero, por degradación y transporte, suelos arenosos en los que crecen abundantes rebollos. Por esta causa, resulta mucho más difícil seguir su estratificación.

Las areniscas conglomeráticas y los microconglomerados, por su dureza, se utilizaron, no hace muchos años, para la construcción de ruedas de molino, como puede apreciarse en la desembocadura del río Pedrajas y en la solana de Peña Umbría (Foto 94). Al otro lado del Duero, en las laderas de la Sierra Carcaña, cerca de Canredondo, también se han labrado muelas para los molinos de este río. Esta característica y la ausencia de relieves en cuesta, permiten separar este conjunto de capas de la formación siguiente que recibe el nombre de Fm. Abejar.

Corresponden con lo que Clemente (1987) denomina miembro areniscas y arcillas del Pantano de la Cuerda del Pozo, perteneciente a su Formación Areniscas, calizas y arcillas del Pantano-Golmayo; también puede relacionarse con la parte inferior de la Formación Areniscas y arcillas del pantano de la Cuerda del Pozo (Clemente y Alonso, 1990) y es equivalente lateral de lo que Giraud y Seguret (1985) en zonas más alejadas a la zona de estudio, denominan Ciclotema II. Su potencia se evalúa en unos 400 m en la zona del pantano. Aquí, presumiblemente debe ser de unos 650 m.

Los conglomerados y microconglomerados forman cuerpos lenticulares, lateralmente discontinuos, de base ligeramente curva erosiva y techo plano cubierto por costras ferruginosas con estratificación planar y de surco a gran escala, así como deformaciones sinsedimentarias. Estos cuerpos se intercalan entre arcillas arenosas de color rojo, aunque su pureza y potencia es mucho menor que en la zona del Pantano de La Muedra. Las areniscas se presentan en cuerpos lenticulares de escaso espesor con laminación horizontal y de ripples.

Morfológicamente, estas capas dejan de dar el típico relieve en cuesta tan propio de la siguiente formación, salvo en el final, aunque en este caso de forma menos clara.

Clemente (1987) considera que se han depositado en un ambiente fluvial con una amplia llanura de inundación por la que discurrían

una red de canales someros de 100-150 m que ocupaban solo una parte de la llanura. La pendiente de la llanura sería relativamente elevada (Clemente y Alonso, 1990). El relleno de los canales debió realizarse en varias épocas. Los nuevos rellenos parecen producirse sin que exista migraciones laterales de los mismos, lo cual supondría que las orillas de los canales eran relativamente estables. La subsidencia tectónica debió ser también grande, dado el espesor de los canales y la migración lateral casi inexistente.

En cuanto a su evolución, en la base aparecerían canales desconectados entre sí, rellenos de conglomerados o areniscas microconglomeráticas. En la parte media discurrirían canales, básicamente arenosos de menor tamaño y con hábito a veces meandriforme. Por último, hacia el techo, los sedimentos depositados aumentarían su tamaño de grano y los cuerpos arenosos originados serían también mayores, interconectándose, además, entre sí.

Encima se sitúa un conjunto de capas de areniscas, arcillas y limos arenosos que corresponden con el miembro Areniscas y arcillas de Valonsadero de la Formación Conglomerados, areniscas y arcillas de Herreros-Frentes, perteneciente al Grupo Abejar, de Clemente (1987) y con parte de la Formación Conglomerados y arenas de Abejar (Clemente y Alonso, 1990). Constituye el núcleo de Valonsadero, extendiéndose en la misma dirección que las capas anteriores, excepto en el Este donde tuercen hacia el Sur (Bustarejo...). Se distinguen por su acusado relieve en cuestras, presente en Cañada Honda, los Castillejos... Son sin duda las rocas más familiares para los sorianos y demás personas que disfrutan de este bello paraje. Así mismo, sus peculiares características han dado lugar a la aparición de formas de modelado especiales, como tafonis, gnamas..., siendo frecuente encontrar restos de troncos fósiles en la base de los canales. En ellas, el hombre prehistórico dejó huellas de su paso en forma de pinturas rupestres. A lo largo de todo Valonsadero, y en lugares próximos, las areniscas fueron explotadas para la obtención de piedra de sillería, como lo muestran diversos documentos. Muchos de los monumentos sorianos fueron levantados a expensas de sus rocas dada sus características: dureza y facilidad para labrarlas.

Clemente (1987) reconoce en ellas areniscas de grano medio a grueso, formando cuerpos de 6-10 m de geometría lenticular, con base plana o ligeramente curva erosiva con lag de cantos y restos de maderas ferruginizadas. El techo es plano. En su interior se observa estratificación cruzada planar y de surco a gran escala, laminación parale-

la y a veces laminación de ripples a techo. La amplitud de estos cuerpos son de 60-100 m, a veces, amalgamados o superpuestos.

Las areniscas son de grano de tamaño fino y alternan con limos y arcillas con laminación de ripples y laminación horizontal con potencia de 1 a 2 m.

Ambos tipos de cuerpos se intercalan entre arcillas arenosas rojizas y verdes con rasgos edáficos.

La potencia medida por esta autora en la zona es de 744 m, asignando a las mismas una edad Barremiense superior.

Se considera (Clemente, 1987; Clemente y Alonso, 1990) originado en un sistema fluvial con canales, que en la base son muy sinuosos, el cual dio lugar a cordones arenosos de geometría tabular; hacia la parte media abundan los canales poco profundos y de acreción vertical y en un solo episodio; mientras en el techo aparecen canales más amplios (300 m) con varios episodios de relleno separados por erosiones.

Sobre las capas anteriores se depositan nuevamente areniscas, conglomerados y limos arenosos. Cubren de NO a SE gran parte de Valonsadero, incurvándose sus capas, nuevamente en el extremo Este hacia el Sur en la zona periclinal del sinclinal de Frentes (hacia la granja de Frentes).

En su zona Sur, aparecen, por cambio lateral de facies, el miembro Areniscas y limos carbonosos de Frentes (Clemente, 1987), que posteriormente es considerado con la misma categoría dentro de la Formación Abejar (Clemente y Alonso, 1990). Su parte final equivale al tramo C de Meléndez (1978).

En el corte de la vía de ferrocarril, fuera del paraje, pero justo en su borde, donde sus capas se aprecian con claridad, contiene areniscas, limos y acumulaciones de vegetales carbonizados (lignitos).

Las areniscas de grano fino, arcillas y limos negros con lignito, forman alternancias rítmicas de escala milimétrica o centimétrica de 4-5 m de espesor. Se ve laminación horizontal y ripples, así como deformaciones de carga a pequeña escala.

Las areniscas de tamaño de grano medio-grueso aparecen en cuerpos de base ligeramente curva erosiva y techo plano con costras ferruginosas. Presentan estratificación cruzada planar y de surco de gran escala y media, pseudonódulos y otras estructuras de deformación de carga. Cuerpos de unos 0,5 m, a veces de 1,5-2 m.

Su espesor es de unos 172 m en corte tipo (Clemente, 1987), observándose que los 5 m señalados por Meléndez (1978) corresponde a su parte final, donde son más abundantes los lignitos.

Se apoya sobre la unidad anterior en paso gradual, aunque localmente puede aparecer algún conglomerado. El paso a la unidad superior es por conglomerado o por costras ferruginosas (corte de la vía del tren). En el corte tipo parece existir discordancia entre estas capas y las superiores, aunque no se puede tener certeza a causa de una pequeña fallita presente en el contacto.

Clemente (1987) señala que no ha podido datarse paleontológicamente por falta de polen en las capas carbonosas. Aún así, por su posición estratigráfica las data como comprendidas en el tramo Barremiense-Aptiense.

Clemente (1987) y Clemente y Alonso (1990) consideran que el ambiente de depósito podía ser fluvioacustre, originándose canales que discurrían por amplias llanuras de inundación, en las que se situaban charcas y lagos someros donde se acumularía el fango y el carbón, ligado al gran desarrollo de vegetación. La existencia de una gran tasa de sedimentación origina la aparición de estructuras de deformación hidrolásticas de carga, lo cual requeriría una gran subsidencia. Los canales podrían estar anastomosados en llanuras pantanosas donde crecería abundantemente la vegetación.

Separados por un conjunto de capas ferruginizadas o por un conglomerado aparecen los "Conglomerados y arenas del alto de la Negra", (Clemente, 1987), equivalente a la parte final de la Formación Abejar (Clemente y Alonso, 1990). Sus capas se depositan sobre el Miembro areniscas de Valonsadero o sobre el miembro anterior, por cambio lateral de facies. Señalan que su buzamiento es menor que el de las formaciones anteriores, lo cual hace pensar en la posibilidad de que el conjunto de capas anteriores sea más bien la culminación de la anterior formación que la de ésta, si tenemos en cuenta que el techo de ese miembro parece discordante sobre estas capas. La abundancia de arenas da lugar, por degradación y transporte, a suelos con abundantes cantos de cuarcita o arenosos muy blancos, llevando a veces a que se confundan con rañas o terrazas. Destaca su importancia en el mundo de la construcción, explotándose varias canteras.

Clemente (1987) las describe como formadas por conglomerados y gravas de cantos de cuarcita, arenas blancas, caoliníferas, de grano grueso. Localmente, aparecen areniscas de grano fino alternando con limos y restos vegetales asociados a costras ferruginosas. Son poco com-

pactas y poco cementadas. Se aprecian dos tipos de conglomerados: con cantos en contactos y casi sin matriz, y conglomerados con mucha matriz y cantos sin contacto directo.

Los conglomerados son de base plana o convexa, con imbricación de cantos, granoselección negativa, y estratificación horizontal, cruzada planar y de surco. A veces, aparecen intercalaciones de lentejones de arenas. Las arenas poseen estratificación cruzada de surco de escala media.

Se pueden apreciar ciclos sedimentarios que comienzan con conglomerados y terminan con arenas, presentando una tendencia grano-decreciente.

Clemente (1987) aprecia un espesor de 311 m en el corte tipo, aumentando hacia el Oeste y disminuyendo hacia el Este a causa de su erosión antes de depositarse la Unidad Arenas de Tejada, en Facies Utrillas. Esta última circunstancia hace que el contacto superior sea discordante. Puede encontrarse, como en las anteriores formaciones, restos de troncos fósiles.

Por su posición estratigráfica, (Clemente 1987 y Clemente y Alonso, 1990), las consideran de edad Barremiense-Aptiense.

Las autoras citadas las consideran formadas por un sistema fluvial braided de gravas y arenas originados por abanicos aluviales húmedos relacionados con la Falla de San Leonardo (Clemente, 1987).

Sus últimas capas, consideradas por otros autores como parte de las capas en Facies de Utrillas, miembro inferior, (Meléndez y Vilas, 1980; Marfil, Callaba y Gómez-Gras, 1992) contienen un nivel de areniscas con estructuras de superplegamientos cargadas de óxidos de hierro, bastante constantes a lo largo del borde Sur (Peña del Hierro, Peña Parda) (Foto 93), ya ligeramente fuera de Valonsadero y que vuelven a aparecer en las cercanías del Centro de Investigación de Valonsadero.

Cuaternario

Cubriendo diversas de esas capas, aparecen los depósitos cuaternarios. Están constituidos por gravas de cantos de cuarcita subredondeados de variado tamaño que pertenecen, generalmente, a terrazas del Duero.

Los primeros depósitos se presentan a escasa altura del río, a unos 2-3 m y constituyendo el suelo del paraje de la Junta de los Ríos, junto al Due-ro, cubriendo a trozos las calizas de la Formación Matute. Están formados por sedimentos arcillosos rojizos. La primera terraza se

sitúa a unos 5 metros, constituyendo el resto de la planicie de este lugar. A diez metros del nivel actual del río aparece la segunda terraza, vestigios de la cual se ven a la izquierda del camino que lleva a la Presa de Buitrago desde el último paraje. La tercera terraza puede observarse hacia los 20-25 m sobre el nivel del río. Constituye una repisa que se sitúa encima de las calizas de la Formación Matute, ocultando, en parte, el contacto con la siguiente formación siliclástica. La siguiente terraza aparece a 1.075 m. Puede observarse junto a la Casa de la Ciudad y en el llano, donde se sitúa el Centro de Investigación de Valonsadero. La última terraza podemos observarla en todo el llano del polígono industrial hacia Las Camaretas.

Por lo general, las distintas terrazas se identifican con los cuatro periodos glaciares. Gunz, Mindel, Riss y Wurm. Una mayor pluviosidad y el aporte de agua a los ríos como consecuencia del aumento de nieve en las cabeceras de los mismos, hizo posible una acción erosiva mayor y el transporte de elementos detríticos subredondeados de tamaño medio (hasta 20 cm) tal como podemos ver en la parte superior de las terrazas.

2.3.3. Geomorfología del entorno de Valonsadero

2.3.3.1. Elementos geomorfológicos (Fig. 35 y 36)

A. Relieves residuales.

– La superficie de Erosión Fundamental y el replano superior prefinimioceno

La Sierra de Cabrejas y su remate oriental final de Sierra Llana, estuvo afectada por una larga etapa de denudación que tuvo lugar a lo largo del Neógeno superior. En sentido regional dicha etapa trajo consigo el relleno de la Cuenca de Almazán y el enrasamiento de la mayor parte de los macizos montañosos al Norte y Sur de dicha cuenca. De ahí el nombre de Sierra Llana, culminación plana, elevada 100 ó 150 m sobre el territorio que le rodea.

Este aplanamiento generalizado se extiende entre los 1.240 y 1.280 m, aproximadamente, con pendientes suaves, ligeramente inclinadas hacia el Sur. Su nacimiento puede estar marcado por un cambio de pendiente en las rampas o los glacis de los macizos residuales. Las rampas aparecen muy bien definidas y con laderas regularizadas al Sur del pueblo de Cabrejas del Pinar, desde donde se sube a otro replano supe-

rior, más antiguo (prefinimioceno). En el Pico Frentes este aplanamiento se encuentra basculado unos 5° o 6° hacia el Sur; no tiene rampa y su arranque coincide con una traza de falla. La red de drenaje actual empieza a encajarse según la dirección de máxima pendiente, y una intensa karstificación representada por pequeñas dolinas y lapiaces corroen esta superficie. Algunas de estas celadas están capturadas por la incipiente red de vaguadas.

Más al Sur, en los llanos y parameras de Villaciervos y Fuente-toba, la superficie de erosión fundamental se identifica perfectamente alrededor de la cota 1.250 m. Aquí también aparecen algunas uvalas de pendientes muy suaves de 1 km² de superficie, como la de Peña Cruz, dotada de sumidero funcional solo durante lluvias y que alimenta el manantial de Cueva Pachón, nacimiento del río Izana.

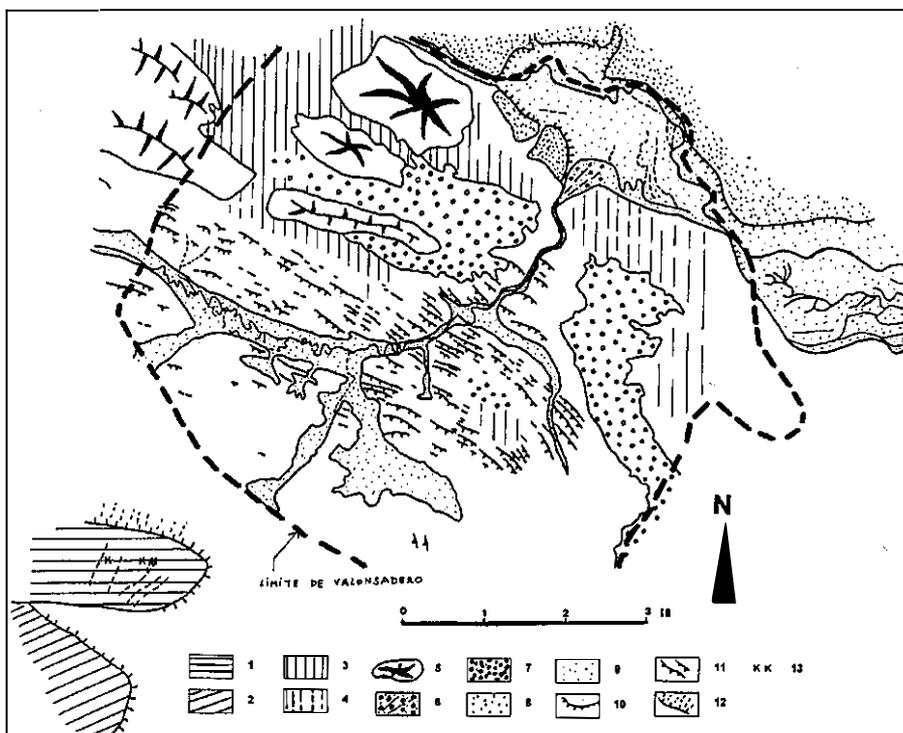


Figura 35. Mapa geomorfológico de Valonsadero. I RELIEVES RESIDUALES: 1. Replano superior prefinimioceno. 2. Superficie de Erosión Fundamental. 3. Plataforma prefluvial. 4. Idem (degradada). 5. Monte - isla. II RELIEVES CUATERNARIOS Y RASGOS MORFOESTRUCTURALES IMPORTANTES: 6. Abanico aluvial. 7. Terraza alta del Duero (+60-80m). 8. Terraza (+3-6m) del Duero. 9. Relleno aluvial holoceno (cauces abandonados). 10. Escarpe de terrazas. 11. Alineaciones de relieves en cuesta. 12. Escarpe de erosión abrupto y derrubios de ladera. 13. Karstificación.

Relieves invertidos

Es característico el relieve invertido de Pico Frentes, sinclinal colgado asimétrico de dirección Este-Oeste biselado por el replano inclinado prefinimioceno. Estos relieves invertidos, en anticlinales o sinclinales, son por otra parte bastante frecuentes en toda la Sierra de Cabrejas; podríamos nombrar el anticlinal desventrado de la Cuenca, de Cantalucia, etc.

Macizos residuales

En la comarca se pueden reconocer montes-isla o inselbergs cuyas altitudes raramente superan los 1.300 m. Nos referimos a las sierras de San Marcos, Santa Ana, Hinodejo, etc. Algunos de estos relieves presentan un glacis de erosión en su base, como el que modela las laderas septentrionales de San Marcos, Santa Ana, Hinodejo, etc... En San Marcos se encuentra un cauce encajado y abandonado del río Golmayo denominado La Callejuela (Sáenz, 1955).

Pero más al norte de Pico Frentes, en el área de Valonsadero y Garray, también hay otros relieves residuales de menor entidad y de cotas menores, con formas suaves y pendientes regularizadas. Nos referimos al Cerro Bellosillo, Cabeza Bermejo (1.148 m), Alto de la Sierpe (1.123 m), La Cabezuela (1.091 m), etc.

Plataforma prefluvial

Una superficie o pediplano antefluvial ha labrado en Valonsadero tanto el sustrato wealdense arenoso como el calizo, constituyendo las rampas y mesetas que rodean los relieves residuales anteriormente citados.

Este pediplano se conserva bien en algunos sectores reducidos, donde se halla aflorando por debajo de los niveles superiores de las terrazas del Duero que lo fosilizan. En otras zonas se encuentra semidegradado por la erosión y en amplios sectores ha sido eliminado por la morfogénesis erosiva cuaternaria.

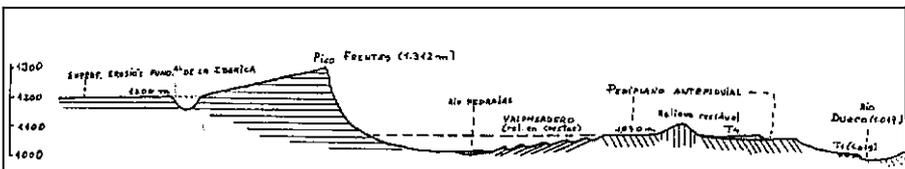


Figura 36. Perfil geomorfológico esquemático Norte-Sur de Valonsadero.

B) Morfogénesis cuaternaria.

Relieve en cuestras

Los inselbergs labrados en el Wealdense presentan por lo general laderas regularizadas aunque, debido a la erosión diferencial, empiezan a conformarse resaltes en cuesta poco pronunciados.

Sin embargo, no es aquí donde las cuestras se manifiestan con toda su energía, sino allí donde la erosión ha desmantelado el pediplano prefluvial y las terrazas altas del Duero. El sustrato constituido por capas alternantes de areniscas y limos de diferente competencia, dispuestas monoclinamente y buzando siempre al Sur, ha quedado expuesto a la erosión que ha atacado por desigual a los estratos blandos y a los duros.

El resultado final ha sido la formación de magníficos ejemplos de relieve en cuesta de areniscas, con frentes de 2 a 15 m orientados al Norte, y con dorso hacia el Sur. Su continuidad lateral varía entre unas pocas decenas de metros hasta varios centenares (Foto 85-b). Ya que estos relieves constituyen el soporte de las pinturas rupestres neolíticas de la zona, nos ocuparemos más detenidamente en apartados posteriores (Fotos 86 y 91).

Terrazas altas del Duero

Sobre la cota 1.080, es decir, unos 60-80 m sobre el cauce del Duero, se encuentran unos depósitos de grava de pocos metros de espesor que fosilizan el pediplano fluvial y se extienden en replanos, como el de las Verguillas, Casa de la Ciudad, etc. Estas formaciones superficiales están constituidas por gravas silíceas y matriz areno-limosa; están poco cementadas y presentan un color característico rojizo. Han sido explotadas en pequeños yacimientos.

Terraza + 20 m del Duero

Esta terraza se halla poco desarrollada y degradada en la margen derecha, a diferencia de los amplios replanos que se extienden en la izquierda, donde son objeto de importantes explotaciones de graveras.

Los arenales de esta terraza son aprovechados por los tejones para hacer madrigueras, dando lugar a verdaderas ciudades subterrá-

neas, como ocurre en los parajes de las Tasugeras, debido al nombre con que se les denomina en el país a estos mustélidos.

Aluvial del Duero

Desde la Presa de Dombellas se abre una amplia llanura aluvial de inundación, con numerosos rastros de cauces abandonados, que eran funcionales hasta la regulación del Duero con la construcción del Pantano de La Cuerda del Pozo en los años treinta. El río Pedrajas utiliza en su tramo final de desembocadura una de estas madres viejas hasta la Junta de los Ríos. El Duero le ha obligado a quebrar bruscamente su curso hacia la derecha a la salida del valle estrecho por donde circulaba encajado en el sustrato wealdense. Pero también el modesto río ha empujado al Duero a desplazarse hacia el Norte mediante la formación de un abanico aluvial, edificado durante crecidas en la vega del Duero.

Aluvial del río Pedrajas

El río Pedrajas drena la vallonada que se extiende a los pies de la Sierra de Cabrejas, desde Villaverde del Monte, pasando por Cidones, Toledillo y Pedrajas; aprovechando un tramo más blando dentro del Wealdense, y siguiendo la dirección de las capas Este-Oeste. Al llegar a Valonsadero se le unen los derrames de los arroyos de Los Altillos y de San Millán; este último se circunscribe al cierre periclinal del sinclinal de Pico Frontes. Se forma una amplia plana aluvial donde el río Pedrajas y estos arroyos divagan en trazado meandriforme, con curvas cerradas que se han abandonado en crecidas. Las que aparecen en la margen derecha del Pedrajas a la altura del cruce con la carretera que da acceso al hotel-restaurante, entre Peña Reajo y el Frontón, constituyen un bonito ejemplo de meandros abandonados por el Pedrajas y que están siendo utilizados por el arroyo de Los Altillos en su desembocadura con aquel río. El puente que hay en el parque de la Casa del Guarda, junto a la vía romana, induce a pensar que se trata de un puente que se ha quedado sin río en un cambio brusco del cauce del Pedrajas; sin embargo se originó por un desvío del río que se hizo artificialmente.

El mencionado cierre periclinal obliga al río Pedrajas a cambiar bruscamente su curso Este-Oeste en la Casa del Guarda hacia el Norte, atravesando perpendicularmente las capas de areniscas y ha convertirlo en un río obsecuente. Confluyen a él otros arroyos subsecuentes como el de la Vega del Cubillo e incluso el de Cañada Honda, que a pesar de su menor entidad llama la atención precisamente por la hondura de

su vaguada y que destaca sobre todos los demás callejones que hay en Valonsadero entre alineaciones de peñas.

Desde la Casa del Guarda la caja del Valle se estrecha mucho, con una reducida plana aluvial por lo que el culebreo del río se restringe obligatoriamente a meandros de radio más reducidos. El lugar más estrecho y punto más estable fue aprovechado (y con un buen criterio ingenieril) precisamente, para cruzar el río por el Puente del Pico, cuyos estribos se apoyan ya sobre orillas rocosas estables y no quedando la obra a merced de los cambios caprichosos de la corriente.

Acusa el Pedrajas crecidas fuertes, debido sobre todo a que la mayor parte de su cuenca la ocupan terrenos de baja permeabilidad. Aunque no se tienen registros de aforo, se sabe que en los últimos sesenta años el río ha llegado a inundar la vega de la Casa del Guarda subiendo el nivel del agua hasta la base de los muros de la misma, y cubriendo casi por completo los tres ojos del Puente del Pico. Por el contrario, en estiaje sufre mermas severas en el caudal, quedando el cauce seco en largos tramos aunque conservando charcas en los que se resguarda la fauna piscícola y flotan los nenúfares.

Pequeñas dolinas aluviales de pocos metros de diámetro se pueden ver en las vaguadas de Peñas Blancas, por ejemplo, que sirven de sumideros para las aguas que corren por el fondo.

2.3.3.2. Hipótesis de evolución geomorfológica

Podemos decir que tras el modelado del replano superior prefinimioceno y de la superficie de Erosión Fundamental de la Sierra de Cabrejas, se generó a cota inferior un pediplano que nivela el sustrato wealdense. Este pediplano se ve en las cercanías de Soria fosilizado por la Formación Numancia, constituida por grandes bloques. Los relieves que sobresalen de estas superficies de erosión se configuran en montes-isla.

Tras estas etapas, el Duero derramó sobre dicho pediplano los depósitos de sus terrazas más altas, sin erosionar demasiado esta superficie. El rebajamiento del nivel de base del Duero condiciona la labor de zapa de sus afluentes que se han encajado en el sustrato, desmantelando parcialmente este pediplano y las propias terrazas altas que quedan ya colgadas. La erosión diferencial en este periodo va creando la disposición en cuestras y la configuración del relieve tal como lo conocemos hoy día.

2.3.3.3. Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purberck-Weald del noroeste de la cordillera ibérica

Introducción

En los relieves en cuesta de las areniscas de las Facies "Purbeck-Weald", que se extienden a lo largo del Valle de Lara en la Altimeseta Soriana, se ha desarrollado un meso y micromodelado por meteorización muy peculiar. Sobre la superficie desnuda del reverso de las cuestas se localizan numerosas depresiones cerradas de pequeño tamaño ("gnammias") y grietas poligonales (polygonal craking), mientras que el frente se halla afectado por procesos de tafonización y cavidades en la base.

Aunque este modelado se halla repartido de manera generalizada en aquella formación geológica, en las inmediaciones de la capital soriana, en la Dehesa y Monte de Valonsadero, se pueden reconocer la mayor parte de las formas más representativas descritas en este trabajo. En este estudio, se han distinguido las diferentes condiciones genéticas de formas en ocasiones similares, en particular de los tafonis y cavidades que en nuestra área de estudio aparecen casi siempre juntas.

El área de estudio

El ámbito de estudio abarca el sector donde afloran estas areniscas del "Weald" dentro de la provincia de Soria. Se localiza al Norte de la Cordillera Ibérica y, dentro de la Altimeseta Soriana, en la depresión que se extiende de Este a Oeste entre los grandes macizos Distérficos de Urbión, Cebollera y Neila al Norte, y el Cordón Calizo de Soria (Sierra de Cabrejas) al Sur. La zona, con altitud variable entre 1.000 y 1.300 m incluye en la provincia de Soria la región de Pinares y Campiña de Cidones, dentro de la cual se encuentra Valonsadero. Comprende un rectángulo de unos 60 a 70 km de longitud, por 20-30 km de anchura, que coincide con el denominado "Valle de Lara" de Saénz (1951), y que es por donde discurren, en sentido opuesto los ríos Arlanza, hacia el Oeste, y el Duero, hacia el Este.

En esta zona se han reconocido numerosos afloramientos, entre los que podemos destacar: Valonsadero, alrededores de Pedrajas, Oteruelos, Cidones, Golmayo, Carbonera, Covaleda, Herreros, orillas del Pantano de La Cuerda del Pozo, etc.

En cuanto a la climatología se refiere, ésta presenta unas características mediterráneas relativamente húmedas y frías. La precipitación media anual es de unos 750 mm, aunque varía entre la isoyeta 550

mm que se halla cercana a Soria y la de 1.000 mm de Vinuesa, por lo que se observa un aumento de SE a NO de más de 400 mm en una distancia de 30 km. El 74% de las precipitaciones se efectúan en los meses de temperatura baja, habiendo dos máximos que corresponden al otoño y a la primavera; esto evita que la evaporación sea mayor. En Soria, la humedad relativa oscila entre el 78% y el 53%, siendo la media del 60%. La temperatura media anual es de 10° C. En la estación de Soria los procesos hielo-deshielo son muy importantes, ya que el número medio anual de heladas es de 98 días. Todo ello da idea de la variabilidad de la temperatura durante el día y a lo largo del año. Los días de rocío son 44 y los de escarcha 41.

Los materiales involucrados pertenecen a las Facies "Purberck-Weald", que aquí están representados, de muro a techo, por los Grupos Tera, Oncala y Urbión (Beuther et al., 1965), aunque es el Grupo Oncala el que se hace más ostensible. El grupo Tera es de naturaleza eminentemente detrítica, y el Grupo Urbión está formado por alternancias pelítico samíticas, con un conjunto detrítico grosero en la base formado por conglomerados que definen el relieve de las eminencias de los Montes Distéricos. El Grupo Oncala está constituido por facies detríticas, entre las que destacan las alternancias de bancos de arenisca con limos y arcillas de color rojo y verdoso (Palacios y Sánchez Lozano, 1885; Sáenz, 1933).

Estas capas de areniscas del Grupo Oncala suelen tener un espesor entre 2 y 15 m, y un desarrollo longitudinal variable desde varias decenas hasta algunos centenares de metros, pues presentan una geometría lenticular suave, pasando lateralmente a limos arenosos, limos y arcillas. En ocasiones aparecen niveles de cantos de cuarzo. En superficie, la arenisca presenta un color amarillento, ocre o rojizo. Es de aspecto homogéneo, aunque hay zonas más blandas; se hace patente la estratificación cruzada de tipo planar y de surco (IGME 1988 y 1991). Esporádicamente se observan estructuras diagenéticas, como los anillos de Wilson. Son rocas de relativa poca consistencia, muy fáciles de labrar, utilizadas como piedra de sillería en la mayor parte de las iglesias y casas de la zona y de Soria capital.

Las características petrográficas y mineralógicas de la roca están descritas en Fort y Bustillo (1990); los autores han utilizado microscopía de polarización y análisis de difracción de Rayos X. Así, las areniscas de Valonsadero pueden ser clasificadas como subarcosas y arcosas, estando constituidas por cuarzo (60-80 %), feldespatos potásicos (10-30 %) y mica (2-5 %). Suelen ser de grano medio, subangulosos y con una selección de tamaños buena. La matriz es de naturaleza arcillosa y no supera el 5 %.

Esta matriz esta constituida básicamente por illitas y en menor medida por caolinitas. Es de origen diagenético y procede de la descomposición de los cantos blandos de arcilla y de la transformación de los feldespatos potásicos, moscovitas e illitas. El grado de alteración de estos minerales es variable según los afloramientos.

La roca presenta una cementación de tipo ferruginoso que engloba a los clastos y a la matriz. El cemento procede de la alteración de biotitas, hematites y otros minerales opacos. El volumen de cemento en la roca es muy variable pero en general es bastante importante (5-10 %), observándose un aumento hacia la superficie de la roca y en las juntas de estratificación. La porosidad de la roca, de tipo intergranular, no supera el 20 %. La abundancia de manantiales ferruginosos en la zona está íntimamente relacionada con la presencia de este cemento (G. Yélamos y Sanz, 1994).

La tectónica se resuelve en estructuras sencillas, con pliegues de amplio radio y series monoclinales de buzamiento suave (IGME, 1988 y 1991). Predominan, como se ha dicho, relieves en cuesta donde el dorso coincide con el plano de estratificación superior, dando lugar a una plataforma estructural inclinada entre 15° y 30° y, orientada de manera casi invariable en la dirección Este-Oeste. Las areniscas presentan un grado de fracturación medio, destacando algunas diaclasas importantes y siendo frecuente que el frente de las cuestas esté definido por planos de diaclasas verticales.

Descripción y distribución de formas (Fig. 37)

Abrigos-cavidades (“basal undercutting”).

La meteorización en la arenisca ha producido un retroceso progresivo del frente de la cuesta, profundizando más en su parte inferior, y dando lugar a una morfología en abrigos de entre 0,5 y 6 m de altura (“basal undercutting” de Robinson y Willians, 1994). Este modelado se ha desarrollado en aquellos lugares donde la potencia de los estratos de arenisca es de varios metros (Foto 86).

Se observa en muchos de ellos una costra que va desprendiéndose hasta que aflora la roca fresca. Tiene este modelado una tipología uniforme, con grandes abrigos alargados según la estratificación. Las paredes están intensamente tafonizadas y resulta difícil distinguir cuándo se trata de cavidades o de tafonis. Aunque son formas similares y aquí aparecen casi siempre juntas, su origen y formación puede ser diferente.

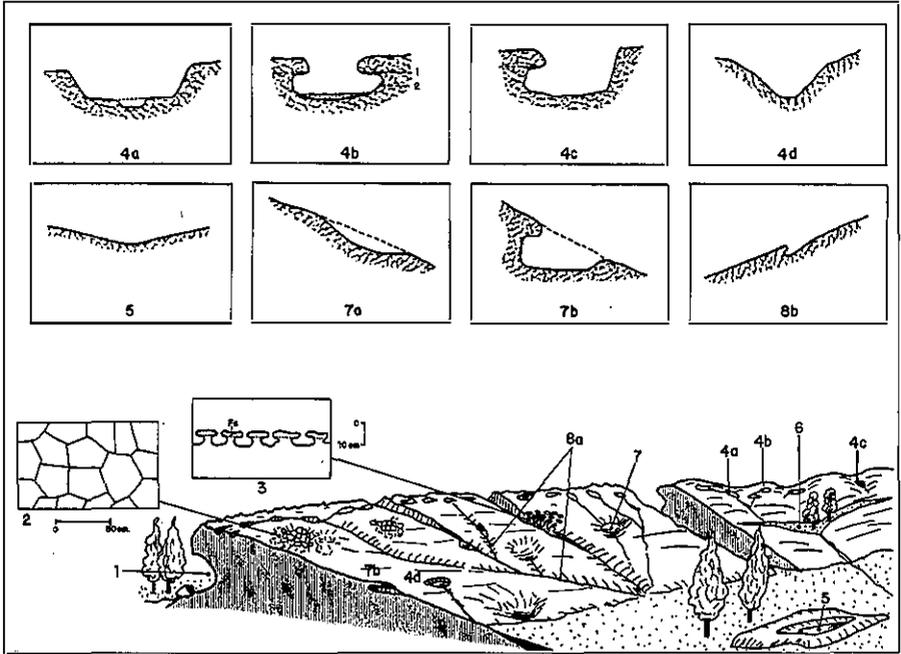


Figura 37. Esquema de las microformas de arenisca. 1. Abrigos y tafonis. 2. Grietas poligonales. 3. "Setas poligonales". 4. Pilancones o gnammas de pequeñas dimensiones (pans). 5. Gnammas de bordes tendidos. 6. Gnammas en vertientes de gran tamaño. 7. Gnammas en vertientes. 8. Canales de piedra.

Tafonis

En las partes bajas de los acantilados del frente de las cuestas y en los abrigos aparecen tafonis que están asociados a puntos texturalmente más débiles, como las juntas de estratificación o estratificaciones cruzadas. En sus paredes pueden aparecer alveolos más pequeños de reciente creación. En otros sitios aparecen formas menores asimilables a los "honeycombing" de Robinson y Willians (1994).

Grietas poligonales ("polygonal craking", "Polygonal tessellation").

Ocupan gran parte de la superficie del reverso de las cuestas, y donde hay una costra superficial patente que tiene un espesor que normalmente no suele sobrepasar los 4 cm (surface crusting). Esta capa presenta dos niveles más o menos definidos: uno superior, constituido por una costra más ferruginosa de 2-3 cm de espesor, paralela a la superficie topográfica, y otra interior, menos competente, formada por un nivel arenoso de gran porosidad (30 %), que cuando aflora sin la costra puede estar colonizada por musgos y líquenes. El resto de la superficie de la

cuesta se halla menos alterada, ya que la acción erosiva actual ha destruido en parte esta capa costrificada, o se halla ocupada por gnammas.

La costra adquiere un desarrollo significativo en pendientes mayores, siendo frecuente la aparición de grietas poligonales bien desarrolladas o esbozos incipientes. Las formas mejor conservadas tienen un perfil plano o suavemente convexo hacia arriba, con diámetros variables entre 10 y 50 cm. Los bordes suelen estar más colonizados de musgos que contribuyen activamente a la arenización lineal de la roca. Hay así casos evolucionados que, por la acción incisiva y vertical de las aguas de escorrentía y de la acción vegetal, forman unos microrelieves en setas, con pasillos o corredores de drenaje profundos (entre 4 y 35 cm) y estrechos, donde las paredes tienen voladizos (Fig. 37) (Foto 89).

Las gnammas

Siguiendo en parte la clasificación de Twidale y Corbin (1963), que no es posible aplicar aquí de forma taxativa pues existen formas no contempladas por estos autores, hemos reconocido los siguientes tipos de gnammas diferentes (Fig. 37):

- Gnammas semejantes a los “pans” de Twidale y Corbin (1963), de bordes abruptos, poco profundos, muchas veces con voladizos y de fondo plano (Foto 87). Algunas tienen en el fondo un manto de arenas procedente de la disgregación de las paredes y suelo, evidenciando así su funcionalidad. Los voladizos pueden aparecer en un lado o en todo el borde. En planta tienen una forma elipsoidal y a veces circular. El diámetro varía entre pocos centímetros y 2 m, con profundidades entre 1 cm y 70 cm.

Su localización está muy relacionada con la pendiente de la cuesta, de tal manera que se concentran en su mayor parte dentro de la culminación, en una banda estrecha cerca del borde, donde la pendiente es nula o pequeña. Aquí las gnammas son muy abundantes; las más pequeñas se ajustan al borde justo de la cuesta, y son de forma alargada pero retorcida. En las laderas entre 5° y 25° de pendiente, pueden aparecer algún tipo de gnamma asimétrica de pequeña dimensión de hasta 4 m de diámetro y 1,5 m de profundidad, con voladizos de 30 cm. Excepcionalmente aparecen en zonas llanas, en cuestas muy bajas y erosionadas, grandes pans de 5-7 m de diámetro, generalmente alargadas, con alturas de hasta 2 m. Dentro de su fondo se están formando otras más pequeñas.

- Gnammas de bordes tendidos (“Spread rim gnammas”). Son depresiones cerradas, amplias, poco profundas (<0,5 m), alargadas,

de perímetro irregular aunque tendiendo a ser elipsoidales. Son muy frecuentes en cuestras aisladas de baja altura y de pendiente suave que emergen de los prados. Muchas de ellas se encuentran total o parcialmente rellenas de arenas donde arraiga la vegetación. Pueden aparecer también un tipo mixto de gnammas de pendientes algo más pendientes.

- Gnammas en vertiente o “armchair”. Generalmente son de grandes dimensiones, con sección transversal circular, aunque a veces aparecen con fondo plano. Se sitúan en vertientes, algo alargadas según la estratificación. Son frecuentes aunque no especialmente abundantes.
- Gnammas gigantes alargadas. Realmente se trata de una subvariedad de las “armchair”, pues aparecen en las vertientes, aunque son de dimensiones mucho mayores, desarrolladas a lo largo de la estratificación, ya que llegan a alcanzar 30-40 m de longitud y 4 m de anchura máxima, pues a los lados se estrechan gradualmente. Normalmente, estas depresiones se hallan rellenas de arenas que dan un suelo plano y recubierto de arbustos y matas de robles. En planta suelen tener forma de V muy abierta, pues esta condicionada por los afloramientos de los estratos.

Controles que condicionan la morfometría y localización de las gnammas:

Sin descartar que pueda haber otros factores, los principales controles que se observan en campo son los siguientes:

a) Buzamiento y dirección de las capas.

La mayor parte de las gnammas de tipo “pans” se localizan en las cumbres de poca pendiente de las cuestras de cierta altura. Las de borde tendido aparecen también en pendientes subhorizontales, aunque en cuestras bajas. Las gnammas de grandes dimensiones y de vertiente se sitúan casi siempre en las laderas entre 10° y 25° de pendiente. Los canales casi siempre aparecen en vertientes.

Aunque no se han hecho medidas estadísticas suficientes, es clara la relación entre el eje mayor de las elipses que suelen dibujar estas formas en planta con la dirección de máxima pendiente de la cuestra, es decir, con la dirección de buzamiento. En segundo lugar influye la dirección de la capa o la dirección de su afloramiento, habiendo muchas con el eje mayor orientado de ONO-ESE ó OSO-ENE, sobre todo en las gnammas que empiezan a formarse.

b) **Fracturación.**

La fracturación explica la orientación de otras de estas estructuras, aunque es significativamente menos importante. En los pasillos o corredores, sin embargo, la fracturación y las juntas de estratificación influyen tanto o más que la dirección de máxima pendiente. Puntualmente, se observa cómo los anillos de Wilson y otras formas de encostramiento diagenético pueden también condicionar su localización y forma.

Surcando el dorso rocoso de las cuestas aparece una red de pasillos muy numerosos que comunican unas gnammas con otras o, simplemente constituye un sistema natural de drenaje lineal entallado en la superficie de la roca, sin relación alguna con aquellas formas. Aunque no son gnammas propiamente dichas, constituyen un relieve muy interesante que está íntimamente relacionado con ellas, genética y funcionalmente. Individualmente, su longitud es variable, dependiendo lógicamente de las dimensiones de la cuesta, aunque es relativamente frecuente que alcancen más de 20 m y 40 m si son oblicuos a la pendiente. Dan lugar, como se ha dicho, a una red de drenaje con canales principales y afluentes, que drenan prácticamente el 80 % de la superficie de la roca.

Hay gnammas que tienen dos pasillos, uno superior abandonado, y otro inferior funcional, que indica la profundización acelerada de la alteración hacia abajo. Se observa también cómo algunos de estos canales tienen en su lado sur un voladizo parecido al de las gnammas, lo cual parece sugerir que aunque son formas básicamente diferentes, tienen evidencias que las hacen ser genéticamente semejantes.

En la vertiente, por lo general, tienden a disponerse según la dirección de máxima pendiente, aunque se hallan muy ligadas también a la orientación del diaclasado, a la estratificación y a la malla poligonal que forman las grietas poligonales, como se ha dicho anteriormente.

Los canales adquieren un notable desarrollo cuando son el desahúe de gnammas de vertiente de gran envergadura, o cuando la red de drenaje externa a la cuesta cruza ésta de manera perpendicular, entallando un pasillo en la roca. Algunos de estos pasillos ha quedado colgado en el frente, debido al rebajamiento diferencial del terreno, más acusado en los materiales arcillosos que en las areniscas. En otros casos, se ha observado como la evolución de la red entrecruzada de canales ha dado lugar a un pavimento en areniscas ("sandstone pavement"), con la formación de células convexas de 3-5 m de diámetro y 1,5 m de altura.

Consideraciones genéticas

En lo que sigue no se pretende analizar y demostrar de manera exhaustiva las causas del origen de estas formas del relieve, sino más bien de describir algunos hechos y observaciones que están relacionados con su génesis. El estudio global de los procesos y mecanismos genéticos ha contado con un apoyo analítico de la roca fresca, encostramientos superficiales y productos de alteración (residuo sólido y agua de la gnammas, concreciones, escamas y eflorescencias salinas de los tafonis, etc.).

Cavidades en la base del frente de las cuevas.

En este trabajo se quieren apuntar algunas ideas generales sobre el desarrollo de las cavidades, basadas en las características petrofísicas de la roca y en las observaciones realizadas en campo, donde se ve que estas cavidades, de forma generalizada, sufren descamaciones en las costras, que se presentan total o parcialmente desprendidas en algunos casos, y en otros, sin embargo, se observa su formación incipiente.

En los estudios que han tratado el origen de este tipo de formas (Robinson y Willians, 1976, 1994; Twidale y Campbell, 1992), se señalan diversos factores que influyen en su formación: presencia de rocas más blandas en la base que son más fácilmente alterables, erosión eólica, efecto del agua que sube por capilaridad y del haloclastismo, desprendimientos debido a la alteración, etc. Se remarca que, independientemente de cual sea el proceso, la principal causa es el aumento de la humedad en la parte inferior de la roca.

Benito et al. (1993) estudian los procesos de alteración que afectan a las cavidades con pinturas rupestres de la Sierra de Albarracín, entre los que destacan la alteración por sales y la disolución de la sílice.

Sancho et al. (1994) estudian la alteración de la arenisca de las pinturas rupestres de El Cogul (Lérida), donde se comprueba que las formas y productos de alteración están relacionados con procesos de haloclastismo y la fijación en la superficie de la arenisca de sustancias de diversa naturaleza.

Como se sabe, las características petrofísicas influyen de gran manera en los procesos de meteorización; se han hecho en este sentido diversos estudios basados en trabajos de laboratorio con diversos tipos de roca, donde se destaca la importancia de la humectación, la crioclastia, etc. en la formación de la alveolización (Cooke y Warren, 1973; Willians y Robinson, 1981; Fahey, 1983; Sperling y Cooke, 1985)

En este sentido, las características petrofísicas de las areniscas de Valonsadero, estudiadas por Fort y Bustillo (1990), muestran un alto

grado de absorción de agua, especialmente en su forma de absorción libre y de capilaridad. La absorción libre se realiza sobre todo por el agua del rocío y la capilaridad es debida al ascenso del agua a través de los poros a partir del contacto con el suelo, generalmente bastante humedecido y con un nivel freático somero (entre 0 y 5 m aproximadamente, según el inventario de puntos de agua realizado en la zona de Pedrajas y Valonsadero); se alcanzan así alturas por capilaridad entre 30 y 50 cms. La absorción de agua depende mucho del contenido en matriz arcillosa, siendo alta si la meteorización de la roca es mayor.

En cuanto a los ensayos de alterabilidad (Fort y Bustillo, 1990), y ensayos realizados para este estudio, las variaciones de humedad-sequedad muestran incidencias muy bajas sobre la degradación de la roca, perdiendo sólo el 0,5 % de su masa. Solo en un caso de muestra de roca procedente de la base ha perdido una parte sustancial de su masa. Los procesos de hielo-deshielo son los que producen una mayor degradación de las areniscas, observándose pérdidas de masa significativas (hasta el 17 %). Según los ensayos de envejecimiento artificial acelerado realizados por Alvarez de Buergo et al (1991), la pérdida de masas de las muestras de arenisca de monumentos románicos de Soria procedentes de Valonsadero sometidas a los ciclos de cristalización de sales fue de 0,13-0,21 % y en el caso de ciclos hielo-deshielo fue de 0,19-0,30 %, es decir, en ambos casos no se produce un deterioro significativo.

El desarrollo de los abrigos parece estar ligado a la absorción del agua por las areniscas (rocío, lluvias, vapor de agua y, sobre todo, el agua del suelo que sube por capilaridad), produciendo una mayor alteración en los feldespatos. Según Fort y Bustillo (1990), los feldespatos de las muestras recogidas de los abrigos están más alterados que los del resto del macizo rocoso.

Por otra parte, es muy corriente que las paredes de estos abrigos estén tapizadas de costras que por lo general tienen 1 % de hierro, 10 % de sílice y el resto de sílice. Entre esta costra y la roca silicea alterada se produce una mayor absorción de agua pues es una zona débil, abierta, que posteriormente se descama. Es posible que la arenisca alterada, al quedar al descubierto, absorba más agua y favorezca la formación de otra costra, que con el tiempo se llegará a desprender.

Hay que señalar que todos estos mecanismos son más rápidos en las zonas bajas, donde hay una mayor absorción de agua capilar, dando lugar a sobreplosos que, cercados, dan lugar a cerramientos de ganado. (Basal Sapling) (Mabbut, 1977). Aunque los ciclos de hielo-deshielo inhiben algunos de los procesos de alteración mencionados, también deben

favorecer la meteorización en los abrigos, dadas las severas condiciones climáticas de la zona y la susceptibilidad de la roca a la degradación mecánica tal como se evidencia en los ensayos de laboratorio realizados. Ello estará también favorecido por la humedad de la roca y por la orientación en umbría de los frentes de cuesta, más expuestos a los frecuentes vientos fríos del N.NO, lo que favorece la intensidad y persistencia de las heladas, así como el transporte de las distintas partículas disgregadas.

Los tafonis

Como se sabe, los procesos iniciales de formación de los tafonis están relacionados con diversos factores que condicionan la intensidad de meteorización en puntos concretos de la roca: diferente grado de cementación o contenido en matriz arcillosa, y presencia de debilidades estructurales o texturales, las cuales favorecen la absorción de agua y la eficacia de los procesos de hielo-deshielo (Mabbut, 1977) (Hollermann, 1975) (Martini, 1978) (Mustoe, 1983) (Vidal Romaní, 1983). En la zona de estudio se ha observado la presencia de tafonis asociados a juntas de estratificación y a la estratificación cruzada, por ejemplo.

Es de destacar en ámbitos cercanos al nuestro (Depresión del Ebro), aunque con condiciones climáticas distintas y características petrológicas algo diferentes, los trabajos de Rodríguez y Navascués (1982), donde se relacionan la litología, el clima y los factores biológicos en la génesis y desarrollo de la tafonización. Sancho y Benito (1990) demuestran mediante la aplicación estadística, cómo la tafonización está controlada por la inclinación de la superficie, la existencia puntual de feldespatos y por otro lado, los fenómenos de haloclastismo, humectación, y secado. Tena et al. (1984) estudian la influencia de la cristalización de las sales, y Sancho y Gutiérrez (1990) proponen una clasificación morfológica de los tafonis en base al análisis de los factores geométricos, mineralógicos y/o texturales que controlan las diferentes tipologías.

Alvarez de Buergo et al. (1991) han observado en las muestras de areniscas de Valonsadero procesos de disolución tanto del cemento filossilicatado, como de los feldespatos potásicos. También han detectado sales solubles, como sulfatos cristalizados sobre feldespatos, HCO_3^- , Ca^{++} , K^+ , Mg^{++} y Na^+ .

El haloclastismo y la disolución deben jugar seguramente un papel importante en los procesos y mecanismos genéticos de los tafonis y, en cambio, la gelifracción debe inhibir su desarrollo. En los análisis

realizados para este estudio se han detectado cantidades importantes (hasta un 28%) de sulfatos en eflorescencias, aunque no se han encontrado cantidades apreciables de cloruros y casi nada de carbonatos.

Las grietas poligonales

El origen de este tipo de formas no es bien conocido aunque existen diversas interpretaciones. Por un lado, Netoff (1971) propone que se han formado por procesos de desecación en areniscas con alto contenido en arcilla, Robinson y Willians (1989) sugieren que son el resultado de cambios de temperatura o de humedad verificados durante o después de la formación de una costra superficial rica en arcilla y en cemento silíceo. Para areniscas con elevado cemento silíceo en las capas externas, Branagan (1983) explica que esta "tesselation" es debida a esfuerzos superficiales, que actuando a lo largo del tiempo producen grietas de fatiga, tal como se observan en los vidrios antiguos. En todo caso parece que la génesis de estas formas está íntimamente ligada a la presencia y formación de una corteza endurecida en la roca. Se sugiere así que la evaporación del agua de los poros de la parte externa de la arenisca favorece el depósito de sílice que se seca y encoge (Young y Young, 1992).

En nuestra zona de estudio parece ser que estas formas no son actuales, sino subactuales pues en numerosos puntos, la corteza a la que están asociadas está erosionada, sus lados colonizados por musgos y líquenes que van agrandando los bordes y, en otros casos, la erosión lineal los ha profundizado claramente, lo que ha originado el desarrollo de una red de canales de drenaje con dibujo en malla poligonal.

"Gnammas" y pasillos

Las "gnammas" en areniscas se forman en condiciones climáticas muy distintas, aunque por lo general, se citan mecanismos de formación semejantes. Al igual que en lo tafonis, y aprovechando debilidades texturales y estructurales, los procesos más importantes son los de disgregación granular, la descamación y el haloclatismo en ambientes secos y cálidos con intensa evaporación. La disolución es, en otros casos, el principal mecanismo de formación. Así, Gutiérrez e Ibáñez (1979) consideran que el proceso genético más importante en la formación de las "gnammas" de Alcañiz es la disolución, ya que la arenisca es eminentemente calcárea. Otros trabajos que tratan sobre el origen de estas formas podemos encontrarlos en Fránzle (1971), Bakhaus (1972), Twidale (1980), Alexandrowicz (1989), Robinson y Willians (1992).

En Robinson y Williams (1994) se explica cómo en granitos y areniscas arcólicas la hidrólisis de los feldespatos es probablemente un proceso importante. En cuarzoarenitas el origen de las gnammas es más dudoso. El proceso dominante para muchos investigadores es la disolución química o bioquímica de los granos y cemento de la arenisca, aunque el mecanismo concreto no está todavía aclarado. Es incierto también la influencia de los procesos mecánicos aunque parece que la gelifracción también interviene (Matthes, 1930; Dahl, 1966). Los líquenes (Fränzle, 1971) contribuyen a la disgregación granular en la base de las gnammas. En algunas areniscas las gnammas se desarrollan por la descamación de la costra dura superior y la excavación de la roca blanda del interior.

Se quieren apuntar algunas observaciones que seguramente están relacionadas con los procesos que han intervenido en la formación de las gnammas:

1º) En nuestra zona, y según la clasificación de arcosa de la roca, parece que la hidrólisis de los feldespatos podría jugar un papel importante. En este sentido, es interesante observar que la composición mineralógica de los residuos arenosos de las gnammas está constituida en su mayor parte (80-95 %) por granos de cuarzo y muy pocos de feldespatos.

2º) Meteorización biológica: es muy frecuente que en la parte inferior de las paredes de las gnammas existan musgos que pueden producir un efecto de arenización. Según análisis efectuados, el 50 % de los residuos de muchas gnammas están constituidos por materia orgánica. Los ácidos húmicos de estos musgos y la materia orgánica en descomposición (hojas de robles y musgos, sobre todo, que se concentran en las aguas estancadas de las piletas) deben producir aguas agresivas con gran capacidad de disolución.

3º) Puede ser importante el haloclastismo. Se han detectado sales de sulfatos en las aguas de las piletas y su conductividad media es algo superior a la de las aguas de los ríos.

4º) Según los ensayos de laboratorio recopilados de la bibliografía, la descamación por humectación-secado y el hielo-deshielo, o el efecto combinado de los dos podría producir así mismo una liberación de partículas que hay que tener en cuenta.

5º) Independientemente de los mecanismos formadores de las gnammas, parece que la presencia del agua favorece la mayor parte de los procesos de alteración. Como la disgregación de la roca puede estar en función del tiempo de permanencia del agua en las gnammas, se ha realizado una estimación del número de días que estos pilancones están

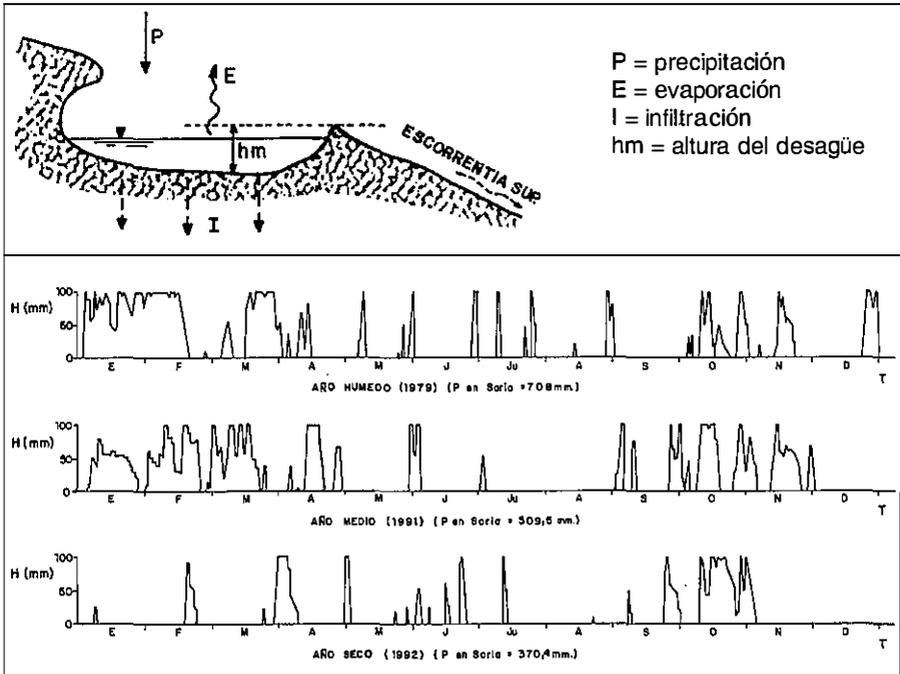


Figura 38. Variación del agua almacenada en las gnammas de Valonsadero (Soria).

encharcados. Para ello se va a efectuar en una gnamma ideal (Fig. 38) un balance hidrológico establecido por las siguientes ecuaciones:

$$\text{Si } H_i \leq h_m \rightarrow H_i = H_i + P_i - E_i - I_i$$

$$\text{Si } H_i > h_m \rightarrow H_i = H_m$$

donde

H_i = Altura del volumen del agua almacenado en el período i (mm)

h_m = altura del desagüe de la gnamma con respecto a su fondo ($h_m = 10$ cm)

P_i = precipitación diaria expresada en mm en el período i

E_i = evaporación diaria expresada en mm en el período i

I_i = infiltración diaria expresada en mm en el período i

Se trata de un balance simplificado pues no se tiene en cuenta, por ejemplo, ni el agua sustraída por capilaridad, ni la desecación que sufre la roca durante la evaporación.

Los cálculos se han efectuado para un pilancon de 1 m² de superficie, con una altura media de desagüe con respecto al fondo de la gnamma de 10 cm acorde con la realidad. Se ha considerado una infiltración del 4 % del agua almacenada, según los ensayos de absorción libre de agua (Fort y Bustillo, 1990). Se han utilizado los datos de precipitación y evaporación diaria de la estación de Soria, y se han ensayado para tres años representativos de periodos húmedos, secos y medios. Los resultados obtenidos se reflejan en la figura 38, donde se puede ver la variación de volúmenes de agua almacenados en la gnamma para los tres tipos de años considerados. Los resultados teóricos han sido verificados durante el año 1992 mediante la medida de volúmenes de agua en varias gnammas de una cuesta cercana a Pedrajas, donde se pudo ver que las variaciones eran similares.

Los resultados obtenidos hay que considerarlos mínimos por las siguientes razones: 1º No se considera la entrada de agua de escorrentía superficial, que es muy importante como se ha explicado anteriormente al describir los pasillos. 2º La estación meteorológica de Soria es la más calurosa y seca de la zona. 3º No se consideran tampoco otras fuentes de agua, como el rocío, escarcha, y el efecto de almacenamiento que producen los musgos. 4º No se ha tenido en cuenta el efecto de retraso que supone la congelación del agua y las precipitaciones en forma de nieve. Por estas razones, creemos que hay que considerar el año húmedo en la estación de Soria como el representativo de la zona de estudio.

De cualquier manera, los resultados son muy ilustrativos y nos indican que el 44 % de los días del año (161 días), hay presencia de agua en las gnammas. Para un año medio en la estación de Soria desciende al 30 % (108 días, con 93 de lluvia). La susceptibilidad de estas areniscas a la disgregación granular por la acción directa del agua ha quedado fehacientemente comprobada en el Pantano de la Cuerda del Pozo, donde algunas cuestas sumergidas han quedado desmoronadas en menos de 20 años, dando lugar a playas, sobre todo en las orillas meridionales, donde la acción del oleaje generado por los vientos del Norte ha contribuido sin duda a su erosión. Los procesos de secado en las gnammas son mucho menos numerosos, aunque si consideramos los 10 primeros centímetros de las paredes, estos son muy frecuentes, pues el nivel está casi siempre variando. Si a estos efectos añadimos el de las heladas, que se solapan bastante en el tiempo con el de la permanencia del agua, se explica la acción intensa de la meteorización, sobre todo en las partes inferiores, que pueden traer como consecuencia la profundización progresiva de los pi-

lancones y el retroceso de sus paredes, con la consiguiente formación de voladizos.

Se observa también que las gnammas de mayores dimensiones parecen ser subactuales pues tienen los bordes algo erosionados y hay gnammas más pequeñas en su fondo.

La circulación superficial del agua a través de las trazas de diaclasas y planos de estratificación, o según la dirección de máxima pendiente, va iniciando pasillos en donde suelen crecer los musgos, que a su vez favorecen la meteorización lineal; se pueden observar toda clase de pasillos con diferentes estados de desarrollo. Como la humedad se concentra en el lado inferior, dentro del mismo pasillo, el ataque resulta allí más importante, dando lugar a una sección asimétrica, y con la formación de un voladizo, que en algunos casos está en proceso de destrucción.

Los pasillos se han formado a veces por la unión de gnammas alineadas, aunque también puede darse el caso contrario: que las gnammas, aprovechando puntos de debilidad dentro de los pasillos, se hayan instalado en ellos.

La mayoría de las gnammas están asociadas a pasillos, lo que indica que en ciertos momentos la precipitación era mayor que la evaporación y que se necesita por tanto la evacuación del agua sobrante como escorrentía superficial. Estos pasillos por lo tanto deben estar asociados a periodos climáticos más húmedos que el actual. Es frecuente encontrar arenas en el fondo de estas piletas, pues los finos (arcillas y limos) han sido evacuados por el aliviadero. Solo las gnammas más pequeñas pueden estar aisladas. Lo normal es que el drenaje se efectúe en su mayor parte hacia el dorso de la cuesta, aunque en las inmediaciones del borde puede realizarse hacia el frente.

2.3.4. La arenisca de Valonsadero como piedra de sillería

La arenisca de las peñas de Valonsadero, clasificada como subarcosas, se ha empleado tradicionalmente para la extracción de piedra de sillería en la construcción de los monumentos civiles, religiosos y militares de Soria y pueblos de alrededor. La piedra es bastante blanda y fácil de trabajar y presenta por otro lado una consistencia apropiada. Estas propiedades, añadidas a la cercanía de Valonsadero a Soria, la falta de yacimientos mejores y la propiedad comunal primero y municipi-

pal después del monte y dehesa, hacen comprender las razones de la importancia que tuvo este paraje como cantera natural en los últimos diez siglos.

Se puede estimar que en Soria capital se han utilizado unos 35.000 m³ de piedra de Valonsadero para sus edificios más nobles, sin contar con el resto de casas y construcciones. Nos referimos a las iglesias, conventos, palacios, puentes, instituto de enseñanza, etc. Tan solo en la muralla se emplearon en sillares y sillarejos más de 10.000 m³ y es la piedra dominante respecto a otras como calizas, cantos rodados del Duero, etc.

En los documentos del Archivo Municipal de Soria se hace constar que en Valonsadero hubo en 1939 sesenta y dos canteras registradas para su uso en la ciudad, las cuales estaban numeradas (todavía se conserva en campo el número de alguna de ellas) y distribuidas en doce parajes a unos 5 km de la capital, es decir, los más cercanos a Soria (Fig. 39) ⁽¹⁾. Del total de estas canteras, 21 se consideraban agotadas en la fecha citada, 24 estaban en explotación y otras 16 se calificaron con piedra de inferior calidad pues habían dado malos resultados. Es interesante resaltar que en una misma peña había roca de buena y mala calidad si bien es de suponer que estos calificativos también dependería del uso que se le diera a este material.

Desde un punto de vista geológico resulta extraño que las alineaciones de cuevas de arenisca no tengan en Valonsadero continuidad hacia la margen derecha del río Pedrajas. No parece que haya ningún motivo natural que justifique dicha interrupción que supone de hecho una incoherencia geomorfológica. La explicación que damos está relacionada precisamente con la explotación de la piedra. Los volúmenes mencionados anteriormente supondrían la desaparición de varias peñas de "tamaño normal" de Valonsadero, y de hecho se observan las bases de estas peñas explotadas desde tiempo inmemorial y algunos restos petreos in situ, como la Peña del Gorrión, donde se pueden observar los agujeros de las barrenas. Con la desaparición de estos relieves rocosos se ganaban además prados para la dehesa.

(1) Estos parajes se donominan: Puente del Cardo, Corral del Bosque, Peñas Labradas, Peñagorda, Cochachuela, Peñagorrión, Peñaprado, Valle Hermoso, Majada Grande, Gustarejos, Carretera y Cordel de Fuentetoba.

De peñas de arenisca silíceas más dura, cercanas al Duero, se extrajeron piedras de molino algunas de las cuales se conservan in situ, parcialmente labradas, incluso soldadas todavía a la roca, pero que se rompieron antes de terminarlas (Foto 94).

2.3.5. Valonsadero: un itinerario geológico (*)

Muchas son las áreas que pueden ofrecer al visitante una imagen representativa de la geología de Valonsadero, pero a la hora de elegir

(*) Dicho itinerario está explicado en un tríptico y en el campo en unos trípodas, cuyo texto y figuras fueron realizados por Pilar Hernández, Pedro Latorre, Carlos Pascual y Eugenio Sanz.

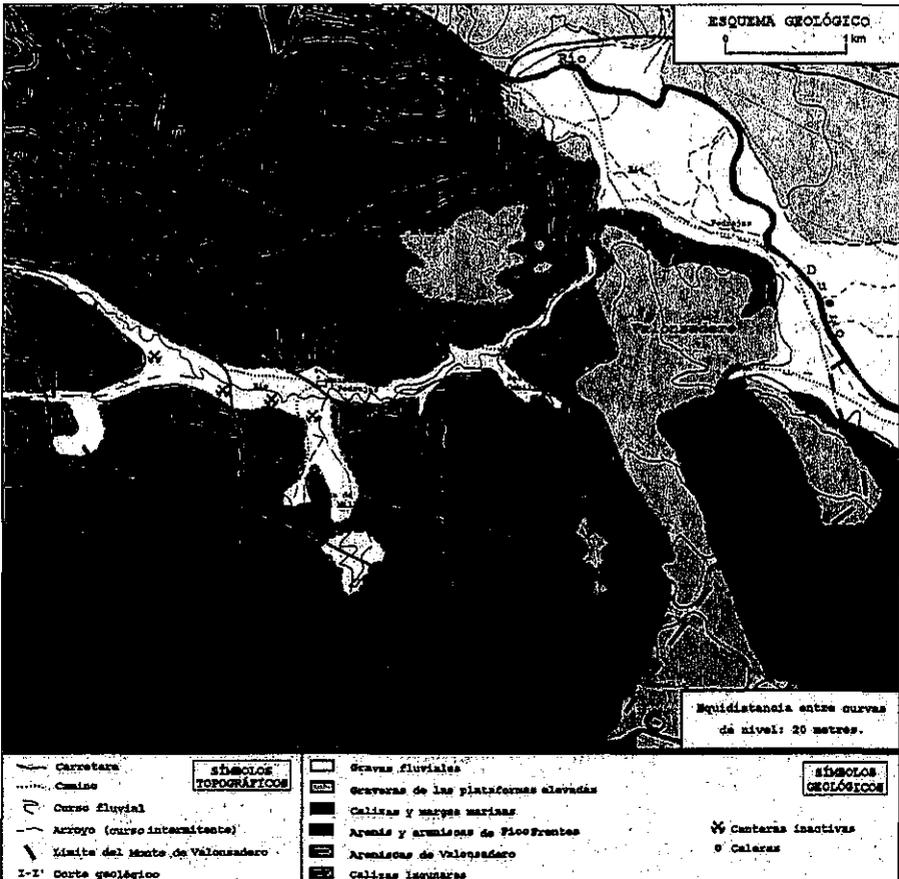


Figura 39. Situación de las principales canteras de arenisca de Valonsadero utilizadas desde la Edad Media (tomado de Hernández et al. 1999).

unos puntos concretos de observación, hemos considerado oportuno que estos fueran próximos a los lugares más conocidos tradicionalmente (pinturas rupestres, parajes sanjuaneros, zonas de recreo...).

Aunque se propone un itinerario de estaciones de observación numeradas, estas son independientes entre sí y todas nos indican algún aspecto relacionado con la geología.

En cada punto se encontrará un trípode, con una breve información apoyada en figuras, que nos facilitará la observación y comprensión de los principales rasgos geológicos que encontraremos a nuestro alrededor.

1. **Bustarejo:** tafonis en nido de abeja.
2. **Merendero de Autoridades:** microrrelieves en las areniscas.
3. **Casa del Guarda:** relieves en cuesta.
4. **Cañada Honda:** grietas poligonales y estructuradas almohadilladas (Foto 90).
5. **El Tubo:** alteración de las areniscas y huellas de troncos fósiles (Foto 92).
6. **Restaurante:** Pico Frentes y meandros del Río Pedrajas (Foto 88).
7. **Peña del Hierro:** costras ferruginosas y estructuras contorsionadas (Foto 93).
8. **Río Pedrajas:** piedras de molino (Foto 94).

BIBLIOGRAFÍA

- Alezandrowicz, Z. (1989): Evolution of weathering pits on sandstones tors in the Polish Carpathians. *Z. Geomorph. N.F.* 33: 3,275-289.
- Alfa Medina, M (1942). Excursión geológica a Guadalajara, Soria y Logroño. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* XL, 137-156.
- Alonso, A., Meléndez, N. y Mas, J.R. (1991). Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. *Acta Geológica Hispánica*, 26 (1), 35-54.
- Alvarez de Buergo, M; García, MA.; Prendes, N. y Soriano, J. (1991): Estudio de la degradación de los materiales pétreos de la Iglesia de Santo Domingo (Soria, España). *Ingeniería Civil*. Núm. 81, 53-62.
- Backhaus, E. (1972): Die geologische Deutung der Felsschüsseln ("Opfersteine") im Buntsandstein der Pfalz, mittels Stoffwanderungen. *Mitt Pollichia* 19: 79-96.
- Beltrán, J., Ríos, J.M. y Ríos, L.M^a. (1980). Cabrejas del Pinar. Mapa Geológico de España. E=1/50.000. I.G.M.E. 20 páginas. Madrid.
- Benito, G., Machado, MJ. y Sancho, C. (1993). Sandstone weathering processes damaging prehistoric rock paintings at the Albarracin Cultural Parck, NE Spain. *Enviromental Geology*, 22: 71-79.
- Beuther, A.; Dahm, H.; Kneuper-Haak, F.; Mensink, H y Tischen, G. (1965). Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien, *Beih. Geol. Ib.*, 44, 225 págs.
- Beuther, A. (1996). Geologische Untersuchungen in Wealden un Utrillas-Schichten im Westtell der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten) (Spanien). *Beig. Geol. Jb.*, 44, 103-121. Hannover.
- Branagan, D.F. (1983). Tessellated pavements In: Young RW, Nanson G.C. (eds) *Aspects of Australian Sandstone landscapes*. Aust. NZ Geomorphol Grp, Wollongong, pp. 11-20.
- Brenner, P. y Wiedmann, J. (1975). Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. 1^o Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca 1974. 123-134. Cuenca.
- Clemente Vidal, P. (1987). La megasecuencia Barremiense-Aptiense (Cretácico inferior) en la Sierra de Cabrejas. Soria. *Estratigrafía y Sedimentología*. 184 páginas. Tesis de Licenciatura. UCM.
- Clemente Vidal, P. (1988). Sedimentos fluvio-lacustres en la base de la megasecuencia Hauteriviense Sup.-Aptiense, borde meridional de la cuenca de los Cameros, provincia de Soria. *Geogaceta*, 5, 19-21. Madrid.

- Clemente, P. y Alonso, A. (1988). Estratigrafía del Cretácico inferior de la Sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de los Cameros. *Sedimentología de la unidad basal*. II Congr. Geol. Esp., 1, 63-66.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990). Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la cuenca de Los Cameros. *Estudios. Geol.*, 46, 257-276. Madrid.
- Cooke, R.U. y Warren, A. (1973). *Geomorphology in Dessert*. Anchor Press, London. 394 p.
- Dahl, R. (1966). Block fields, weatering pits ad tor-like forms in the Narvick Mountains, Nordland, Norway, *Geografiska Annaler*, 45 A, 55-85.
- Fahey, B.D. (1983). Frost action and hydration as rock weathering mechanisms on schist: a laboratory study. *Earth Surfare Processes and Landforms*, 8: 535-545.
- Fallot, P. (1931). Note préliminaire sur le Crétacé de la région de Soria. *Bulleti de la Institució Catalana d'Historia Natural*. XXXI, 212-218. Barcelona.
- Fort, R. y Bustillo, M (1990). Estudio de la degradación en las areniscas de Valonsadero (Soria) y su incidencia en las pinturas rupestres (Abrigos de El Tubo y El Mirador). Ayuntamiento de Soria. 57 págs.
- Fränzle, O. (1971). Die Opferkessel im quarzitischen Sandstein von Fontainebleau. *Z. Geomorph.* 15,2: 212-235.
- Gómez Fernández, J.C. (1992). "Análisis de la Cuenca sedimentaria de Los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica" Tesis doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- Gómez Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1994). Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 121-239.
- González Yélamos, J. y Sanz, E. (1994). Hidrogeoquímica de los manantiales sulfhídricos y ferruginosos de las facies Purbeck-Weald del Noroeste de la Cordillera Ibérica (provincia de Soria). *Estudios Geol.*, 50: 215-228.
- Gutiérrez, M y Ibáñez, MJ. (1979). Las "gnammas" de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos*, 35: 193-198.
- Hernández Pacheco, E. (1927). Modificaciones de la red fluvial en España. La captura del Duero en Numancia. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*, VI, serie IV, 165 Madrid.
- Hernández Pacheco, E. (1928). Cinco principales ríos de España y sus terrazas. *Trabajos del museo de Ciencias naturales. Serie Geología*, 36. Madrid.
- Hernández Pacheco, E. (1932). Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. *Boletín de la R. Soc. Hist. Nat.*, t. XXXII, pág. 479.

- Höllerman, P. (1975). Formen kavernöser verwitterung (tafoni) añ Teneriffa, Catena, 2: 385-410.
- Hoyos, MA., Leguey, S. y Rodríguez, J. (1973). Estudio mineralógico de las terrazas del río Duero en la provincia de Soria. Anales de Edafología y Agrobiología. XXXII. 143-160. Madrid.
- Kneuper-Haack, F. (1965). Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). Beih. Geol. Jb., 44, 165-209.
- IGME (1988). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Hoja nº 317 (Vinuesa). Memoria, 41 págs.
- IGME (1991). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Hoja nº 350 (Soria). Memoria, 70 págs.
- Mabbut, J.A. (1977). Desert landforms. MIT. Press, Camberra, 340 p.
- Marfil, R., Callaba, A. y Gómez-Gras, D. (1992). Materia orgánica en la Fm. Arenas de Utrillas de Picofrentes (provincia de Soria): diagénesis mineral y orgánica. Geogaceta, 12, 43-36. Madrid.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992). Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de Facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta norcastellana. Rev. Soc. Geol. España, 5 (3-4) 101-115.
- Martini, J.P. (1978). Tafoni weathering. With examples from Tuscany, Italy. Zeitschrift für Geomorphologie, 22: 44-67.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993). Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-neocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). Rev. Soc. Geol. España, 6 129-144.
- Matthes, F.E. (1930). Geologic history of the Yosemite Valley. United States Geological Survey, Professional Paper, 160.
- Meléndez, N. (1978). El Cretácico inferior en la zona de Pico Frentes-Las Fraguas (Provincia de Soria). Tesis de Licenciatura. UCM.
- Meléndez, N. y Vilas, L. (1980). Las facies detríticas de la región de Pico Frentes (Soria). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol), 78, 157-174. Madrid.
- Mensink, H. (1965). Stratigraphie and Palaogeographie des marinen Jura in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). Beith. Geol. Jb., 44, 55-102.
- Murillo-Velarde, M^a. J. y Meléndez Hevia, F. (1972). La falla de San Leonardo: interpretación paleogeografica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). Estudios Geológicos, XXXVIII, 65-76. Madrid.
- Mustoe, G.E. (1983). Cavernous weathering in the Capitol reef desert, Utah. Earth surface processes and landforms, 8: 517-526.

- Navarro Vázquez, D. (1991). Soria 359 (23-14). Mapa Geológico de España. E=1/50.000. I.G.M.E. 70 páginas. Madrid.
- Netoff, D.I. (1971). Polygonal jointing in sandstone near Boulder, Colorado. Rocky Mtns. Assoc. Geol. 8: 17-24.
- Normati, M and Salomon, J. (1989). Reconstruction of a Berriasian Lacustrine. Paleoenvironment in the Cameros Basin (Spain). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 70, 215-223.
- Ortego Frías, T. (1953). Por la vega del río Pedrajas: otras estaciones de arte rupestre, Celtiberia, nº 66, 209-216.
- Palacios, P. y Sánchez Lozano, R. (1985). La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño, Not. Com. Map. Geol. Esp., 12, 109-140.
- Palacios, P. (1890). Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. Mem. Com. Map. Geol. Esp., 16, 558 pp.
- Platt, N.H. (1989a). Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: The Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 70, 187-197.
- Platt, N.H. (1989b). Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the western Cameros basin (northern Spain). Sediment. Geol., 64, 91-109.
- Quintero Amador, I. y Trigueros Molina, E. (1956). La Cordillera Ibérica. En: El Cretácico en España. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España. LVII, 175-199. Madrid.
- Quintero Amador, I. y Mansilla Izquierdo, H. (1988). Vinuesa 317 (22-13). Mapa Geológico de España. E.=1/50.000. Plan Magna. I.G.M.E. 36 páginas. Madrid.
- Rey de la Rosa, J. y Rivera Navarro, S. (1981). Almarza 318 (23-13). Mapa Geológico de España. E=1/50.000. Plan Magna. I.G.M.E. 28 páginas. Madrid.
- Robinson, D.A., & Williams, R.B. (1976). Aspects of the geomorphology of the sandstone cliffs of the central Weald. Proceedings Geological Association, 87, 93-100.
- Robinson, D.A., & Williams, R.B. (1989). Polygonal cracking of sandstone at Fontainebleau, France. Z. Geomorphol 33: 59-72.
- Robinson, D.A. & Williams, R.B. (1992). Sandstone weathering in the High Atlas, Maroco. Z. Geomorph. N.F. 36: 4,413-429.
- Robinson, D.A. & Williams, R.B. (1994). Rock Weathering and Landform evolution. John Wiley & Sons Ltd. P. 380.

- Rodríguez, J. y Navascués, L. (1982). La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca, *Tecniterrae*, 19: 7-12.
- Royo Gómez, J. (1928). Los vertebrados del Cretácico español de facies weáldica. *Boletín de la R. Soc. Hist. Nat.* T XXVIII, pp. 171-176.
- Saefel, H. (1960). *Plaögeographie des Albs in dem Keltiberischen Ketten Spaniens*. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, III. Traducido, en 1961, por Ríos, J.M. "Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Minero de España, 63, 163-192. Madrid.
- Saéñz García, C. (1932). Notas para el estudio de la facies Weáldica Española. *Asociación Española para el progreso de las Ciencias*, 5, 59-76. Lisboa.
- Saéñz García, C. (1936). Sur les terrasses pliocènes et pleistocènes de Soria (Haut-Duero), C.R. du Congrès International de Géographie de Varsovie, 1934, II, 2 lam, 1 mapa. Warszawa.
- Saéñz, C. (1951). Marco geográfico de la Altimeseta Soriana. *Celtiberia*. N° 1. pp. 69-80.
- Saéñz García, C. (1945). Bases para la revisión del mapa geológico de Soria. *Las Ciencias*, X, 3-12. Madrid.
- Saéñz García, C. (1950). Anecdotario geológico de los ríos sorianos. *Celtiberia*, 201-217. Soria.
- Saéñz García, C. (1957). La hoz del Duero en Soria (Geología y Espeleología locales). *Celtiberia*, 215-251. Soria.
- Salomon, J. (1982a). Les formations continentales du Jurassique Supérieur Crétace Inferieur en Espagne du Nord (Chaines cantabrique et NW Ibérique). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 6, 228 pp.
- Salomon, J. (1982b). Cameros-Castilla. El Cretácico inferior. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, pp. 345-387.
- Salomon, J. (1982c). Les formations continentales du Bassin de Soria (NW Chaines Ibériques) au Jurassique Superieur-Crétacé inferieur. Relations entre tectonique et sedimentation. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 167-195. Madrid.
- Sancho, C., y Gutiérrez, M (1990). Análisis morfogénico de la tafonización de la arenisca de Peraltilla (Anticlinal de Barbastro, Depresión del Ebro). Influencia de los factores mineralógico-texturales. *Cuaternario y Geomorfología*, 4 pp. 131-145.
- Sancho, C.; Peña, J.L.; Mata, MP. y González, J.R. (1994). Estudio alterológico de la arenisca soporte de las pinturas y grabados de la roca de los Moros de El Cogul (Lleida). *Cuaternario y Geomorfología*, 103-118.

- Sanz Pérez, E. (1996). Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purbeck-Weald del Noroeste de la Cordillera Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4), 47-61.
- Sanz, E. (1992). El relieve de la Sierra de Cabrejas. III Congreso geológico de España. tomo 3. pp. 91-95.
- SanzPérez, E. (1994). El micromodelado de las areniscas de Valonsadero (Soria). In: *Geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 91-105. Logroño.
- Saefel, H (1961). Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*. 63, 163-192. Madrid.
- Sperling, C.H.B. and Cooke, R.U. (1985). Laboratory simulation of rock weathering by salt crystallization and hydration processes in hot, arid environments. *Earth Surface Processes and Landforms*: 10,541-555.
- Tena, J. Mandado, J. y García Anquela, J. (1984). Influencia de la relictización de sales en los procesos de meteorización subáerea en el Valle del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10: 189-200.
- Tischer, G. (1965). Über die Wealden-Ablagerung und die tektonik der Östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, 44, 123-164.
- Tischer, G. (1996). El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 81, 53-78. Madrid.
- Twidale, C.R. y Corbin, E.M. (1963). Gnammas. *Revue Geomorphologie Dynamique*, 14: 1-20.
- Twidale, C.R. (1980). Origin of some minor sandstone landforms. *Erdkunde* 34: 219-224.
- Twidale, C.R. y Campbell, E.M. (1992). On the origin of pedestal rock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 36, 1-14.
- Vidal Romaní, J.R. (1983). El Cuaternario de la provincia de la Coruña. *Geomorfología granítica. Modelos elásticos de formación de cavidades*. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. 283 p.
- Wiedmann, J. (1965). Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur Ibérique. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.* 34, 819-823.
- Williams, R.B.G. y Robinson, D.A. (1981). Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt. *Earth Surf. Proc. Land*, 6: 1-10.
- Young, R. y Young, A. (1992). *Sandstone Landforms*. Srping-verlag, Berlin, Heidelberg. 163 págs.

2.4. LA ALTERACIÓN DE LA ROCA SOPORTE DE LAS PINTURAS RUPESTRES DE VALONSADERO.

Como se sabe, las pinturas de Valonsadero constituyen un importante yacimiento de arte rupestre esquemático que ha sido declarado Bien de Interés Cultural. Fueron descubiertas por Teógenes Ortego Frías y estudiadas por este autor (Ortego, 1951, 1952, 1953, 1954, 1958, 1962, 1965, 1966, 1967, 1969, 1974, 1983) y últimamente por Fernandez Moreno (1991) y Gómez-Barrera (1982, 1984-85, 1989, 1991, 1992-a, 1992-b, 1993a, 1994, 1999a y 1999b). Actualmente se conocen 34 abrigos rocosos con pinturas pero probablemente han podido ser más debido a que muchas de ellas han podido ser destruidas con la explotación de canteras de piedra arenisca.

Fort y Bustillo (1980) iniciaron el estudio de la alteración de la arenisca de los abrigos con pinturas rupestres, centrándose en dos de los 34 abrigos existentes en Valonsadero. Estos dos abrigos estaban bastante alterados y urgía diagnosticar su estado, aunque no eran representativos para conocer el estado general de conservación de las pinturas rupestres. Sin embargo, sí fueron útiles para estudiar gran parte de los procesos de alteración de la roca. Por este motivo la Comisión Institucional de Trabajo sobre el Plan de Valonsadero impulsó un estudio complementario más global sobre la alteración de la roca soporte de las pinturas y que abarcase un gran número de abrigos (Sanz, 1998). Con este estudio se pretendía conocer el estado actual de conservación de la roca y profundizar en los procesos de su alteración. El trabajo incluyó los siguientes aspectos: reconocimiento geológico de los abrigos, descripción del tipo, grado de alteración y estado de conservación de la roca soporte de las pinturas, y finalmente, la caracterización de los procesos de alteración. A parte de las observaciones de campo, el trabajo se fundamentó en análisis químicos [Tablas 2.4.(2), 2.4.(3) y 2.4.(5)], mineralógicos [Tabla 2.4.(4)] y ensayos de humedad-sequedad [Tabla 2.4.(6)] realizados en las muestras de la costra soporte de las pinturas, en la roca de los abrigos (sana y alterada de la base), en las eflorescencias de sales existentes en las paredes de los abrigos, y en los residuos de las gnammas [Tabla 2.4.(2)]. Los abrigos reconocidos fueron: La Cuerda del Tbrilejo, Barranco de Valdecaballos, La Peñota, El Pasadizo, La Asomadilla, La Tronera, El Tolmo de Morellan, el risco del Portón de la Cañada, El Murrallón del Puntal, Abrigo del Tubo, Abrigo del Pozo, Peñón del camino de Pedrajas, Las Covatillas, Covachón del Puntal, La Lastra, El Mirador, Peña Somera, Peñón de la Visera, Covacho del Moro, Peñón del Majuelo y Los Peñascales. Constituyen 23 abrigos de los 34 hasta ahora conocidos, por lo que se trata de una muestra representativa.

Los aspectos más interesantes que se deducen de este estudio son los siguientes:

- Los autores de las pinturas eligieron las partes más duras y resistentes de los abrigos que son las costras. Por eso seguramente se han conservado muchas de ellas. La situación de las costras quedaron a una altura cómoda para pintarlas por personas de estatura mediana (Foto 91). Son menos abundantes las pinturas en diaclasas, planos de estratificación o paredes diversas.
- Las costras duras y delgadas, soporte de la mayor parte de las pinturas, son químicamente muy parecidas: 1% de óxidos de hierro, 10% de alúmina y el resto de sílice, supuestamente en geles. No son costras ferruginosas propiamente dichas sino más bien silíceas. Desde el punto de vista químico no hay diferencias entre la roca arenisca y las costras. La distinción más notable es precisamente que las costras tienen un menor contenido en hierro que las areniscas (relación 1/6).
- Las costras gruesas y duras parecen ser heredadas, no se han formado recientemente. Esto no es de extrañar ya que los microrrelieves que actualmente tiene la arenisca: gnammas, tafonis, grietas de piel de elefante, etc., son producto de diversos factores entre los que interviene decisivamente las condiciones climáticas, las cuales han podido variar a lo largo del tiempo. Así, por ejemplo, los canales de desagüe que surcan el dorso de las cuevas de las peñas de arenisca se han formado seguramente en condiciones más húmedas que las actuales.
- Los procesos de alteración observados en campo son muy parecidos en todos los abrigos (Fig. 40):
 - a) Las costras gruesas están en proceso de degradación por desprendimiento, aunque parece un proceso muy lento.
 - b) Esta descamación se efectúa de abajo a arriba, por efecto sobre todo de la humedad del suelo que sube por capilaridad y acelera los procesos de hielo-deshielo y del haloclastismo.
 - c) A partir de los 1'5 m de altura, las costras están en buenas condiciones, son duras, y están bien soldadas a la pared del abrigo. No se parten con facilidad si se golpean con un martillo salvo en los bordes. Esto es debido a que la humedad que sube por capilaridad, que es la principal fuente de suministro de agua, no alcanza los 1'5 m de altura. La composición silícea y no ferruginosa de las costras hacen que sus superficies sean poco alterables.

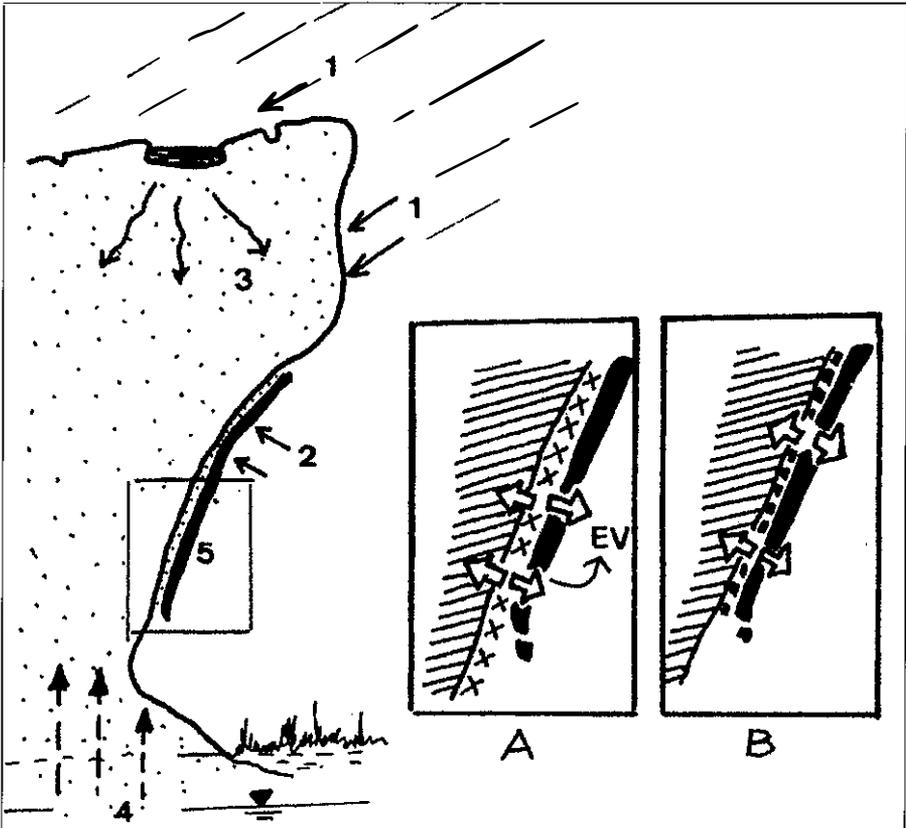


Figura 40. Mecanismos de alteración de la roca soporte de las pinturas rupestres de Valonsadero. 1. Lluvia. 2. Rocío. 3. Infiltración. 4. Ascenso del agua del suelo por capilaridad. 5. Costra. A: Desprendimiento de la costra por haloclastismo. B: Desprendimiento de la costra por helada.

Seguramente ha habido una fase anterior de desprendimiento rápido de las costras de la base y, a partir de la citada altura este proceso va a ser muy lento y será difícil que existan más desprendimientos. Como se comprenderá, es imposible conocer la velocidad de este proceso degenerativo de descamación, aunque sí es factible detectar las partes más inestables para poder fijarlas con métodos artificiales.

- d) Se observa que cuando caen las costras la roca se altera más rápidamente. Es decir, las costras hacen de escudo protector de los abrigos.
- e) Se observan eflorescencias salinas en casi todos los abrigos, bajo las costras en los bordes y en la periferia donde están más huecas.

- Estas eflorescencias son de sulfatos, y apenas hay cloruros y carbonatos. Las eflorescencias pueden llegar a tener un 28% de sulfatos. En el interior de las costras no suele haber sales.
- f) No hay exudaciones salinas debajo de las patinas ferruginosas de las diaclasas.
 - g) Según los ensayos de la tabla 2.4.(6), se constata la poca alterabilidad de la roca a los procesos de humedad-sequedad salvo la roca que se sitúa en la parte inferior de los abrigos y que está ya arenizada.
 - h) La costra se ahueca, sobre todo por el borde inferior, y rompe por efecto de la cuña de hielo y de la cristalización de las sales, estando íntimamente relacionado con la humedad del suelo que sube por capilaridad. Aunque el proceso del hielo-deshielo inhibe el haloclastismo no tienen por qué ser incompatibles. En las condiciones climáticas actuales quizá el hielo-deshielo sea más relevante en invierno y el haloclastismo en verano. Pero la importancia relativa de uno u otro proceso ha podido variar a lo largo del tiempo según el clima. La roca es en general bastante susceptible de romperse por el efecto del hielo-deshielo [Tabla 2.4.(1)].
 - i) La presencia de cavidades estrechas y profundas en la base de las peñas de arenisca a favor de los planos de estratificación por erosión de capas más blandas, hace de cámara de aire aislante que de forma natural ha impedido la progresión de la humedad del suelo por capilaridad. (Fig. 41).
 - j) Ha influido también la existencia de un pie en los abrigos de estratos de arenisca dura menos alterable, con menos finos, y menor capilaridad, impidiendo la progresión de la humedad hacia arriba (Fig. 41).
 - k) Las condiciones topográficas también han influido en favorecer o dificultar el drenaje del agua del suelo. Así, los abrigos situados a media ladera impiden la acumulación de charcos y humedades que luego subirían por capilaridad.
 - l) La presencia de abrigos con visera natural de roca, a veces pronunciadas, ha hecho de tejado y protegido del azote directo del agua de lluvia y de escurriduras (Fig. 41) (Foto 86).
 - m) El arbolado y los matorrales son en general beneficiosos pues hacen efecto de paraguas en las paredes pintadas, y resecan el suelo con sus raíces, sustrayendo agua disponible para la ascensión capilar a través de la roca. Todo ello impide la proliferación de líquenes y musgos que, en las partes altas del abrigo se alimentan del agua de rocío y de la lluvia.



Figura 41. Factores que influyen favorablemente en la no alteración de la roca soporte de las pinturas rupestres de Valonsadero.

- n) Hay un alto contenido en materia orgánica en los residuos de las gnammas, escasez de feldespatos y presencia de sales. Todo ello parece indicar dentro de los procesos de alteración, la importancia de la acidez de las aguas, la disolución de los feldespatos y el haloclastismo.

El trabajo concluía que el estado general de la roca soporte de las pinturas rupestres de la mayor parte de los abrigos es bueno, aunque existan algunos casos puntuales muy degradados.

Después de este diagnóstico, se considera que hay que ser extremadamente cuidadosos con las medidas artificiales a realizar para su protección ya que podrían romper el equilibrio natural. Se proponían medidas preventivas sencillas y poco sofisticadas encaminadas a evitar el agua, pues es este elemento el que favorece y acelera los procesos de alteración de hielo-deshielo y del haloclastismo que son los que más intervienen en la alteración de la roca. Las medidas se refieren a vallados para evitar la acción antrópica, no alterar el arbolado ni el matorral, evitar el riego, colocar pequeños tejadillos para que no haya escurriduras, muretes para desviar las aguas y favorecer el drenaje del suelo. En casos puntuales más degradados se podrían hacer estudios más profundos y actuaciones especiales.

TABLA 2.4.(1)

Contenido en agua de saturación durante el Hielo-Deshielo

| | Núm de Ciclos | | | | | | | |
|-----------------------|---------------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| | Inicio (0) | 4 | 8 | 12 | 16 | 20 | 24 | 28 |
| Abrigo del Tubo | 9,40 | 9,77 | 9,93 | 10,10 | 10,54 | 10,82 | 13,82 | – |
| El Mirador (alterada) | 7,71 | 7,93 | 8,04 | 8,09 | 8,22 | 8,24 | 8,29 | 8,31 |
| El Mirador (fresca) | 7,46 | 8,00 | 8,10 | 8,10 | 8,34 | 8,37 | 8,43 | 8,52 |

TABLA 2.4.(2)

Relación de muestras y tipo de análisis

| Nº ORDEN MUESTRA | LOCALIZACIÓN | DESCRIPCIÓN Y TIPO DE ANÁLISIS |
|------------------|----------------------------------|--|
| 1 | Abrigo del Tubo | Eflorescencia de sales. Análisis Químico |
| 2 | Abrigo del Tubo | Análisis químico de la costra soporte de las pinturas |
| 3 | Abrigo del Tubo | Análisis químico de capas situadas debajo de la costra |
| 4 | Abrigo del Tubo | Arenisca de la base. Alterabilidad. Mineralogía |
| 5 | Peña de Cañada Honda. Gnamma | Residuos de arenas y musgos. Análisis Químico |
| 6 | Peña de Cañada Honda. Gnamma | Residuos de arenas. Mineralogía |
| 7 | Peña de Cañada Honda. Gnamma | Residuos de arenas. Mineralogía. Análisis Químico |
| 8 | Covachón del Puntal | Costra delgada del abrigo. Análisis Químico |
| 9 | Covachón del Puntal | Arenisca de la base dura. Alterabilidad. Mineralogía |
| 10 | La Lastra | Eflorescencia de sales situadas debajo de la costra. An.Quím. |
| 11 | El Mirador | Costra delgada de soporte de pinturas. Análisis Químico |
| 12 | Peñón de la Visera | Costra delgada de soporte de pinturas. Análisis Químico |
| 13 | Los Peñascales II | Eflorescencia de sales. Análisis Químico. Mineralogía |
| 14 | Los Peñascales II | Sales y alteración debajo de la costra de pinturas. Anál. Quím. |
| 15 | Los Peñascales II | Costra dura con pinturas. Análisis Químico |
| 16 | Abrigo de La Cuerda del Torilejo | Eflorescencia de sales de la superficie y de debajo de la costra. Análisis Químico |
| 17 | Abrigo de La Cuerda del Torilejo | Costra dura. Análisis Químico |
| 18 | Abrigo de La Cuerda del Torilejo | Costra delgada. Análisis Químico |
| 19 | Abrigo de La Cuerda del Torilejo | Arenisca. Alterabilidad y petrografía. Mineralogía |
| 20 | Gnamma | Roca de techo de peñas. Alterabilidad. Mineralogía |

TABLA 2.4.(3)
Resultados de los análisis químicos

| Muestra Núm. | % Cloruros (Cl) | % Anhídrido Sulfúrico SO ₃ | % Carbonatos Totales en CO ₃ Ca | % Fe ₂ O ₃ | % Al ₂ O ₃ | % Materia Orgánica |
|--------------|-----------------|---------------------------------------|--|----------------------------------|----------------------------------|--------------------|
| 1 | 0,04 | 2,7 | <1 | - | - | - |
| 2 | - | - | - | 0,61 | 11,5 | - |
| 3 | 0,14 | 3,0 | <1 | - | - | - |
| 5 | 0,01 | <0,03 | <1 | - | - | 46,7 |
| 6 | 0,02 | 0,18 | <1 | - | - | - |
| 7 | 0,02 | <0,03 | <1 | - | - | - |
| 8 | - | - | - | 0,83 | 10,0 | - |
| 10 | 0,03 | 28,5 | <1 | - | - | - |
| 11 | - | - | - | 1,3 | 11,2 | - |
| 12 | - | - | - | 0,51 | 12,5 | - |
| 13 | 0,23 | 5,7 | <1 | - | - | - |
| 14 | 0,03 | 9,7 | <1 | - | - | - |
| 15 | - | - | <1 | - | - | - |
| 16 | 0,29 | 12,9 | <1 | - | - | - |
| 17 | - | - | - | 0,67 | 7,1 | - |
| 18 | - | - | - | 0,44 | 9,4 | - |

TABLA 2.4.(4)
Características Petrográficas

| Núm. Muestra | COMPOSICIÓN | Principales Minerales | | | Tamaño Granos (mm) | | Clasif. |
|--------------|---|-----------------------|-----------------|----------------------|--------------------|---------|---------------|
| | | Granos Silíceos (%) | Feldespatos (%) | Óxidos de Hierro (%) | T. Medio | T. Máx. | |
| 6 | Granos de cuarzo, chert, Feldespato, óxidos de hierro | 80 | 15 | 5 | 0,22 | 0,54 | Arena silícea |
| 7 | Granos de cuarzo, chert, Feldespato, óxidos de hierro | 95 | - | 5 | 0,27 | 0,63 | Arena silícea |
| 13 | Cuarzo, mica, feldespato, chert, óxidos de hierro | 70 | 20 | 5 | 0,31 | 0,54 | Arena silícea |
| 19 | Cuarzo, chert, esquisto silíceo, mica Feldespato, cemento ferruginoso | 90 | 10 | - | - | - | Arena silícea |

TABLA 2.4.(4) (continuación)

| Núm. Muestra | COMPOSICIÓN | Principales Minerales | | | Tamaño Granos (mm) | | Clasif. |
|-----------------|---|------------------------|--------------------|----------------------------|-----------------------|------------|---------------------|
| | | Granos Silíceos (%) | Feldespatos (%) | Óxidos de Hierro (%) | T. Medio | T. Máx. | |
| 4 | Cuarzo, mica, cemento silíceo Óxidos de hierro | - | - | - | 0,18 | 0,50 | Arenisca silícea |
| 9 | Cuarzo, chert, feldespato Cemento silíceo | - | - | - | 0,18 | 0,45 | Arenisca silícea |
| 20 | Cuarzo, feldespato, mica Cemento silíceo y ferruginoso | - | - | - | 0,20 | 0,60 | Arenisca silícea |

TABLA 2.4.(5)

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS COSTRAS Y DE LA ROCA ARENISCA (en %)

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | So ₃ |
|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-----------------|
| COSTRAS | 77,2 | 11,6 | 0,63 | 0,31 | 0,30 | 0,27 | 4,1 | 0,57 | 0,25 |
| ARENISCAS | 76,0 | 10,0 | 5,9 | 0,06 | 0,08 | 0,24 | 3,6 | 0,23 | <0,03 |

TABLA 2.4.(6)

PÉRDIDA DE MASADURANTE LOS CICLOS DE HUMEDAD-SEQUEDAD

| MUESTRA | CICLO 4 | CICLO 8 | CICLO 12 | CICLO 48 | CICLO 64 |
|---------|---------|---------|----------|----------|----------|
| 4 | 0,6 | 0,0 | 0,18 | - | - |
| 9 | 1,34 | 0,34 | 0,78 | - | - |
| 19 | 9,0 | 2,78 | 2,42 | 2,4 | 0,6 |
| 20 | 1,3 | 0,08 | 0,12 | 2,4 | 0,6 |
| 21 | 0,66 | 0,04 | 0,1 | - | - |

BIBLIOGRAFÍA

- Fernández Moreno, J.J. y Gómez-Barrera, J.A. (1991). "Dos nuevos abrigos con pinturas rupestres esquemáticas en 'El Cubillejo' (Valonsadero, Soria), Soria Arqueológica, 1, p. 103-120.
- Gómez-Barrera, J.A. (1982). La pintura rupestre esquemática en la altimeseta soriana, Excmo. Ayuntamiento de Soria, Soria, 285 págs. 91 figs. y XV láms.
- (1984-1985). El abrigo de "La Peña los Plantíos", nuevo hallazgo de pinturas rupestres esquemáticas en Fuentetoba (Soria), en *Ars Praehistórica*, t. III/IV, p. 139-180, 36 figs.
- (1989). Las pinturas rupestres del abrigo II del Barranco de Valdecaballos (Valonsadero, Soria), *Boletín de la Asociación Española de Arte Rupestre*, nº 2 p. 3-10, 4 figs.
- (1991). El motivo-estela de "La Peña los Plantíos" (F, Soria), en *Soria Arqueológica*, 1, p. 87-101, 3 figs. y II lám.
- (1992a). Arte rupestre en la provincia de Soria, en *Actas del 2º Symposium de Arqueología Soriana*, Soria, p. 11-64, 18 fig. y V láms.
- (1992b). Grabados rupestres postpaleolíticos del Alto Duero, *Serie de Investigación del Museo Numantino*, 1, Soria, 408 págs., 259 figs. y CXC láms.
- (1993a). Arte Rupestre Prehistórico en la Meseta Castellano-Leonesa, Junta de Castilla y León, Valladolid, 263 págs. y 149 figs. y láms.
- (1994). Fuentetoba, nuevas pinturas esquemáticas en la altimeseta soriana, *Revista de Arqueología*, 164, p. 12-19, 17 figs.
- (1999a): Valonsadero (Soria). Pinturas Rupestres esquemáticas, Junta de Castilla y León-Excmo. Ayuntamiento de Soria, Soria, tríptico.
- (1999b). "Ensayo de interpretación gráfica y espacial de las pinturas rupestres esquemáticas del 'Covacho del Moro' (Valonsadero, Soria), Soria Arqueológica, 2, Homenaje al Dr. José Luis Argente Oliver, Soria.
- Hernández González, M^a. P.; Latorre Macarrón, P.A.; Pascual Arribas, C. y Sanz Pérez, E. (1999). Valonsadero. Monte Público, Soria, Geología, Junta de Castilla y León-Excmo. Ayuntamiento de Soria, Soria, tríptico.
- Ortego Frías, T. (1951). "Las estaciones de arte rupestre en el Monte Valonsadero de Soria", *Celtiberia*, 2, p. 275-305, VIII láms.
- (1952). "Recientes hallazgos de arte rupestre neo-eneolítico en el Monte Valonsadero, de Soria, *Archivo Español de Arqueología*, t. XXV, p. 1-5, 3 figs.
- (1953). "Nuevos grupos de pinturas rupestres en el término de Soria", *Actas de III Congreso Nacional de Arqueología, Galicia 1953 (Zaragoza, 1955)*, p. 63-67, 8 figs.

- (1954). "Nuevos hallazgos de arte rupestre en el Alto Duero", *Zephyrus*, V, p. 23-28, 4 figs.
- (1958). "Nuevos grupos de arte rupestre en la zona oriental de la altimeseta castellana", V Congreso Internacional de Ciencias Prehistóricas y Protohistóricas, Hamburgo 1958 (Berlín, 1961), p. 622-625, 15 figs.
- (1962). "Un nuevo abrigo con pinturas rupestres en el término de Pedrajas de Soria". La Cueva de 'El Prado de Santa María', en *Actas del VII Congreso Nacional de arqueología*, Zaragoza, p. 140-147, 8 figs.
- (1965). "Valdecaballos, nueva estación de arte rupestre esquemático en el término de Soria", *Miscelánea en Homenaje al Abate H. Breuil*, Barcelona, p. 207-216, IV láms.
- (1966). "Nuovi ritrovamenti di arte rupestre schematica a Soria (Spagna)", *Bollettino del Centro Camuno di Studi Presistorici*, II, p. 93-102, 4 figs.
- (1967). "Avance al estudio de las pinturas rupestres de El Prado de Santa María, en el término de Pedrajas de Soria", *Celtiberia*, 33, p. 83-90, IV láms.
- (1969). "Nueva estación de arte rupestre en el término de Oteruelos (Soria)", *Actas del X Congreso Nacional de Arqueología (Mahón, 19167)*, Zaragoza, p. 205-215, 15 figs.
- (1974). "Las pinturas rupestres del Peñón de la Sendilla, en el Monte Valonsadero de Soria", *Boletín de la Asociación Española de Amigos de la Arqueología*, 1, Madrid, p. 7-15, 5 figs.
- (1983). "Por la vega del río Pedrajas. Otras estaciones de arte rupestre", *Celtiberia*, 66, p. 209-216, 12 figs.
- Sanz, E. (1994). "El micromodelado de las areniscas de Valonsadero (Soria)", *Geomorfología en España (J. Arnáez, J.M. García Ruiz & A. Gómez Villar, Edrs)*, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, p. 91-105, 3 figs.
- Sanz, E. (1996). "Alteración y modelado de las areniscas de las facies Purbeck-Weald del Noroeste de la Cordillera Ibérica", *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-49), p. 47-61, 5 figs.
- Sanz, E. (1998). Estudio de la alteración de la roca soporte de las pinturas rupestres de Valonsadero y medidas para su protección, Comisión Institucional de Trabajos Plan Valonsadero, Concejalía de Montes, Excmo. Ayuntamiento de Soria, 94 págs.
- Yagüe Hoya, P.L. (1990). Estudio del estado de conservación de las pinturas rupestres del Monte Valonsadero (Soria) y proyecto para su restauración, Junta de Castilla y León. Consejería de Cultura y Bienestar Social, Madrid, 226 págs. mecanografiadas.

3. LA SIERRA DE CABREJAS

Ya se van los pastores
a la Extremadura,
ya se queda la Sierra
triste y oscura

Ya se van los pastores
hacia la majada,
ya se queda la Sierra
triste y callada.

Ya se van los pastores
ya se van marchando
más de cuatro zagalas
quedan llorando

3.1. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA SIERRA DE CABREJAS

INTRODUCCIÓN

En la Altiplano soriana, y como parte constituyente de las Dis-tércidas, se encuentra la denominada, en sentido genérico, Sierra de Cabrejas, que se extiende en dirección E-O entre el valle de Lara y el So-monte volucitano de la Cuenca del Duero, dentro de lo que Sáenz (1951) vino a llamar Cordón Calizo de Soria. Este macizo montañoso, en el que incluimos también las Sierras de Hinodejo, San Marcos, Costalago y San Cristóbal, tiene una longitud de unos 60 km entre Hontoria del Pinar y el Pico de Frentes, en las proximidades de Soria.

La zona de estudio, cuyas altitudes oscilan entre los 1.000 m y casi 1.400 m, abarca la mayor parte del territorio de las hojas topográ-ficas a escala 1/50.000 N^o 348 (San Leonardo de Yagüe) y N^o 349 (Cabrejas del Pinar). En ella tienen su origen algunos ríos que nacen en mana-deros kársticos, como el Golmayo, Mazos, Izana, Aviión, Rejas, Uceró, y otros que la atraviesan como el Lobos; todos ellos son afluentes del Duero.

Esta orla montañosa, esencialmente cretácica, imprime al relie-ve de este sector de la Ibérica unos rasgos muy característicos y que están definidos por las parameras que se extienden al Sur, y por el borde abrupto que de manera uniforme y constante se prolonga al norte, desde Pico Frentes hasta Abejar. Hacia el Este, una vez cruzado el pasillo de Almenar, tiene su prolongación en la Sierra de Costanazo, de disposición morfológica parecida. Al otro lado de la Cuenca de Almazán, las mismas parameras se repiten en la alcarria norte-castellana, donde la superficie de erosión fundamental ha enrasado las estructuras mesozóicas dando lugar a un relieve semejante.

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS GENERALES (Fig. 42)

La Superficie de Erosión Fundamental.

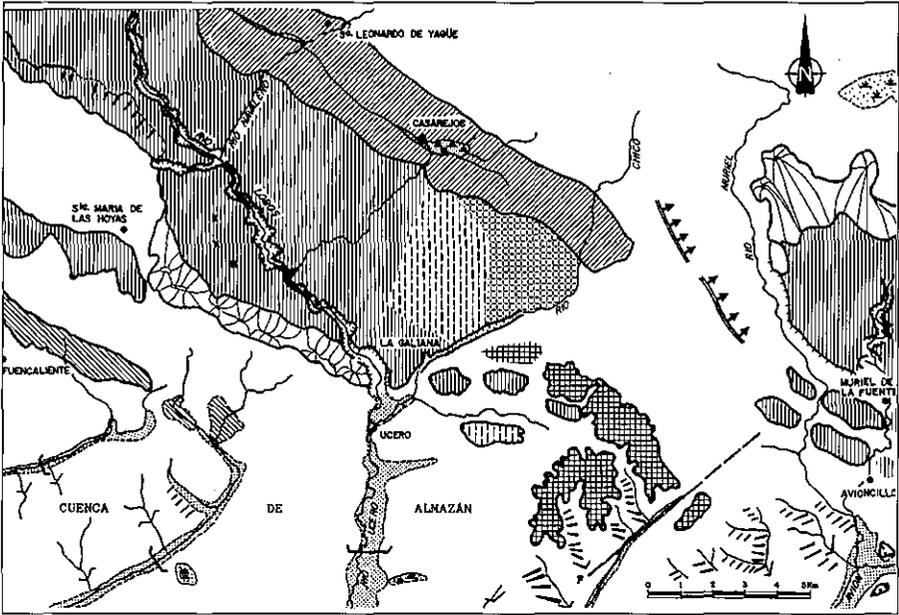
Como se ha dicho, el territorio soriano parece que estuvo afecta-do por una larga etapa de denudación que tuvo lugar a lo largo del Neó-geno superior, y que trajo consigo el relleno de la Cuenca de Almazán y el enrasamiento de la mayor parte de los macizos montañosos a uno y otro lado de esta cuenca.



Legenda del Mapa Geomorfológico :

| | | | |
|------------------------------|---|--|--------------------------------|
| I Relieves residuales | | III Relieves Cuaternarios y rasgos morfoestructurales importantes | |
| | NO CUBIERTO POR NEOGENO. | | RELLENO ALLUVIAL HOLOCENO. |
| | ESTRUCTURAS MESOZOICAS EXHUMADAS. | | TERRAZAS. |
| | SUPERFICIE DE EROSION (~1300m). | | ZENAS DE MAL DRENAJE, DEMESAS. |
| | SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL. | | HOCES Y CAÑONES. |
| | SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL DEGRADADA. | | ANFITEATRO KARSTICO. |
| | MONTE - ISLA Y MACIZOS RESIDUALES EN GENERAL. | | VALLES MUERTOS. |
| | GLACIS DE EROSION. | | VALLES EN V. |
| | RAMPAS. | | VALLES EN ARTESA. |
| K | KARSTIFICACION. | | VALLES ASIMETRICOS. |
| II FORMAS POLIBENICAS | | | DERRUBIOS DE LADERA. |
| | SUPERFICIE DEL PARAMO. | | GLACIS. |
| | SUPERFICIE DEL PARAMO DEGRADADA. | | TRAVERTINOS. |
| | | | CAPAS DURAS (EN RELIEVE) |
| | | | ESCARPE DE EROSION ABRUPTO |
| | | | FRACTURAS IMPORTANTES. |
| | | | ESCARPE EN FALLAS. |

Figura 42-a. Mapa geomorfológico de la Sierra de Cabrejas.



Legenda del Mapa Geomorfológico :

I Relieves residuales

-  NO CUBIERTO POR NEOGENO.
-  ESTRUCTURAS MESOZOICAS ERUMADAS.
-  SUPERFICIE DE EROSION (-1300m).
-  SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL.
-  SUPERFICIE DE EROSION FUNDAMENTAL DEGRADADA.
-  MONTE- ISLA Y MACIZOS RESIDUALES EN GENERAL.
-  GLACIS DE EROSION.
-  RAMPAS.
-  K KARSTIFICACION.

II FORMAS POLIENICAS

-  SUPERFICIE DEL PARAMO.
-  SUPERFICIE DEL PARAMO DEGRADADA.

III Relieves Cuaternarios y rasgos morfoestructurales importantes

-  RELLENO ALUVIAL HOLOCENO.
-  TERRAZAS.
-  ZONAS DE MAL DRENAJE, DEHESAS.
-  HOCES Y CAÑONES.
-  ANFITEATRO KARSTICO.
-  VALLES MUERTOS.
-  VALLES EN V.
-  VALLES EN ARTESA.
-  VALLES ASIMETRICOS.
-  DERRUBIOS DE LADERA.
-  GLACIS.
-  TRAVERTINOS.
-  CAPAS DURAS (EN RELIEVE)
-  ESCARPE DE EROSION ABRUPTO
-  FRACTURAS IMPORTANTES.
-  ESCARPE EN FALLAS.

Figura 42-b. Mapa geomorfológico del Macizo del río Lobos.

Este aplanamiento generalizado es la superficie de erosión fundamental. En la Sierra de Cabrejas se extiende entre los 1.280 m y los 1.100 m aproximadamente, con pendientes suaves, ligeramente inclinadas hacia el Sur (Fotos 95 y 96). Su origen puede estar marcado por un cambio de pendiente, desde las rampas o los glaciares de los macizos residuales. Las rampas aparecen muy bien definidas y con laderas muy regularizadas al Sur de Cabrejas del Pinar, donde se sube a otro replano superior más antiguo (prefinimioceno), algo degradado, y que la superficie de erosión fundamental lo penetra en forma de cuña. En el Pico Fren-tes este aplanamiento se encuentra basculado unos 5 a 6° hacia el Sur. Aquí, la red de drenaje actual empieza a encajarse según la dirección de máxima pendiente.

La superficie de erosión fundamental bisela los plegamientos cretácicos. Existe un enrase de esta superficie de erosión con el techo de la caliza del Páramo. Es por tanto una superficie de erosión-colmatación. En el macizo de Uceró aparecen retazos miocenos sobre una superficie ya algo degradada y que está definida en gran parte por la alineación de las cotas de los interfluvios.

También hay una cierta dependencia con la estructura, dando lugar a relieves conformes, pues esta superficie se comba ligeramente con los sinclinales, y se inclina en general a favor de los buzamientos.

La Karstificación

El inicio de la karstificación, si nos atenemos a la edad del yacimiento de vertebrados fósiles de Escobosa de Calatañazor, parece situarse en el Mioceno medio. La karstificación se manifiesta en los campos de lapiaz (Pico Fren-tes, por ejemplo), y en dolinas pequeñas y poco profundas. Muchas de ellas están rellenas de terra rossa y capturadas por una red de drenaje incipiente. A veces aparece alguna torca (Torcajón de Casarejos). Las cuevas y simas son abundantes en Uceró.

Por otra parte, la erosión remontante y progresiva de los ríos durante el Cuaternario ha abierto algunas hoces y cañones, como el del Lobos, el del Avioncillo en Muriel, el del Milanos en Calatañazor, el de Cuevas de Soria en el río Izana, la hocecilla del Mazos, etc. Sus desniveles varían entre 40 m y más de 100 m; hay derrubios de ladera funcionales y fosilizados. Es característico que estos ríos tengan en el sector calizo meandros encajados bien formados. Al salir al Terciario más blando, los valles se ensanchan, adquieren un perfil en artesa y un trazado rec-

tilíneo. El caso más llamativo es el del Lobos, cuya génesis más plausible es la sobreimposición del río cuando divagaba inicialmente sobre una cubierta delgada miocena, aunque existen ejemplos de lo contrario.

Hay anfiteatros kársticos en el paraje de las Tres Fuentes y en la Fuentetona de Muriel. También hay algún valle seco.

Macizos Residuales

En San Leonardo de Yagüe, los picos de San Cristobal y Umbría definen una cadena de dirección NO-SE limitada por fallas. El Peñon de Ocenilla y su prolongación hacia el Oeste, constituye otro relieve residual, más o menos conforme con la inclinación de las capas. Define una línea de cumbres. Termina en el macizo de Cabrejas, con cumbre llana que atestigua una antigua superficie de penillanura, como se ha dicho anteriormente.

Un tercer grupo lo constituyen los montes-islas o inselbergs, representados por la Sierra de Hinodejo, la de San Marcos y el Cerro del Castillejo. La Sierra de Hinodejo destaca sobre el horizonte de todo el centro de la provincia. Es alargada según la dirección de las capas y está rodeada de un glacis de erosión, mejor conservado en la vertiente meridional. En la falda septentrional de la Sierra de San Marcos se encuentra un cauce encajado y abandonado del río Golmayo (La Callejuela).

Paleorelieves Exhumados.

La erosión de la cobertera neógena ha dejado al descubierto los relieves positivos (anticlinales) en Fuencaliente y Nafría, que están siendo disectados por diversos arroyos. Ello dará lugar a cluses tan características como las que aparecen en Andaluz, Burgo de Osma, Boos, etc. y que constituyen ejemplos de sobreimposición.

Relieves Invertidos.

Son característicos algunos relieves invertidos en pliegues (sobre todo anticlinales) que están siendo desmantelados y que estaban arrasados por la superficie de erosión fundamental. Tenemos así el anticlinal desventrado de la Cuenca, cuyo nombre indica una depresión cuasicerada, el anticlinal de Villaciervos, anticlinal de Aylagas, el sinclinal colgado de Pico Frentes, el anticlinal desmantelado de Fuentetoba, anticlinal de Santa María de las Hoyas, de Avioncillo, la Vallonada del anticlinal de Calatañazor, etc.

La red fluvial.

La erosión diferencial hace que el Terciario y el Weald, más blandos, queden en áreas más deprimidas. En el macizo calcáreo de Cabrejas la red de drenaje es incipiente; está más evolucionada en Ucero, donde la erosión remontante está degradando las formas finimiocenas. En las planas de Calatañazor y Villaciervos, la red se adapta tímidamente a la estratificación, a las fracturas y enlaza las dolinas unas con otras.

En el Terciario, la red de drenaje se adapta en gran manera a la fracturación, condicionando la rectitud del trazado de la red secundaria. Los valles suelen ser asimétricos y es frecuente que en los orientados N-S o NO-SE tengan glaciares bien desarrollados (aunque ya degradados) en la margen derecha. La otra ladera es más abrupta y suele estar acarreada.

En el Weald predomina el relieve en cuestas resaltando las capas duras de arenisca. Su frente está orientado al Norte, con abrigos y pequeñas concavidades. En el dorso desnudo puede haber pilancones decimétricos donde se estancan las aguas de lluvia (peñas de Valonsadero, Pedrajas, Oteruelos, etc.).

Los ríos Pedrajas, de la Dehesa, y otros suelen ser subsecuentes en cabecera, muy divagantes, con numerosos meandros abandonados (Dehesa de Cañahonda, Valonsadero, de Cabrejas) para pasar después a consecuentes, rompiendo los frentes de las peñas de arenisca. Aparecen otras dehesas en el Terciario y en el Utrillas, como la del sabinar de Calatañazor, La Cuenca, Nódalo, Casarejos, etc.

La ladera norte de la Sierra de Cabrejas queda definida por una amplia ladera cóncava, a la que se le podría ajustar una función hiperbólica casi invariable, desde Pico Frentes hasta Abejar. Está rematada en su parte superior por un acantilado calizo, que alimenta los derrubios de ladera que tapizan las vertientes.

3.2. EL CAÑÓN DEL RÍO LOBOS

3.2.1. Hoces y Cañones de la provincia de Soria ⁽¹⁾

Muchos parques nacionales y parques naturales, así como zonas protegidas de montaña en España corresponden a relieves kársticos.

Las hoces, hocinos, gargantas, pedrizas, portillos y estrechos, son relativamente frecuentes en Soria, y constituyen un elemento morfológico de primer orden, muy característico del paisaje soriano, y en general de una gran parte de la España calcárea.

El interés de estos parajes desde el punto de vista biológico y cultural es indudable. Recordemos que muchas de las hoces albergan sabinas de gran porte, en otros se conserva el boj, en ellos nidifican por excelencia las rapaces y en especial el buitre leonado. Por otra parte, algunos castillos han aprovechado los accidentes naturales de las hoces como defensas naturales, como el de Berlanga en el Talegonos, el de Osma, el de Cihuela en el borde de una grieta seca; el de Calatañazor o el de Carena con fosos naturales que son hocecillas secas que los flanquean. Otros tienen importantes centros religiosos, como la ermita de San Bartolomé en el Lobos.

La envergadura de estas hoces es variable, aunque por lo general tienen unas dimensiones modestas: los desniveles no suelen superar los 150 m y las longitudes son de pocos kilómetros (hay excepciones, como el cañón del río Lobos, de 26 km, o el de Caracena de 8 km). Se abren en calizas del Jurásico, Pontiense y Cretácico; en este último período son más abundantes. Hay también barrancos profundos que no pueden considerarse cañones, como son los del río Alhama, o valles estrechos como el del Araviana en Toranzo, el del Jalón, etc.

La edad y génesis de estos cañones es distinta, aunque la mayoría de los que se sitúan en la Cuenca del Duero se han formado por sobreimposición, fenómeno que ha comenzado posteriormente a la sedimentación de las rañas, es decir, aproximadamente después del Pontiense. El hecho de que en gran parte de la provincia de Soria aflore entre el Terciario arcilloso numerosos isleos de Cretácico disectado por hoces, facilita la comprensión y evidencia la importancia de la sobreimposición. Así se explican los cañones de las cúpulas cretácicas del río Se-

(1) Texto del poster presentado por E. Sanz y J.M. Meneses a las Jornadas sobre Patrimonio Geológico y Desarrollo Sostenible en Soria (1999).

quillo en Boos, del Escalote en Berlanga, del Duero en Soria, en Vilde y en Gormaz, etc., que siempre asoman en forma de anticlinal entre el Terciario, y que han quedado luego en resalte por la mayor resistencia a la erosión de las calizas, pero quedando siempre en elevación y nunca como relieves invertidos.

Hay otras manchas cretácicas que todavía no tienen la entidad de cañones, pero que están siendo excavadas actualmente por arroyos y ríos. Es el caso de Fuentetoba, Rebollo, Hortezuela y San Esteban de Gormaz en el Duero. Los isleos de Fuentegelmes, Villasayas y Jodra de Cardos en el río Bordecorex y Velasco en el Avión. Otros apenas tienen red de drenaje que los surque, como en Bayubas y Lodaes.

En algún caso, el Cretácico ya asomaba por encima del nivel superior del Ponticense, dando lugar a un relieve terciario, erosionado después por la superficie de erosión fundamental de la Ibérica (caso del Burgo de Osma). Esta superficie de erosión enrasa las sierras de Cabrejas y otras, dando lugar a las parameras de Villaciervos, Catalañazor, Ucero (Foto 97), Barahona, Renieblas, etc.

Existen en Soria cañones que, aunque su trazado sinuoso indique un efecto de sobreimposición, su encajamiento vertical ha sido acelerado por la acción erosiva remontante de los ríos, que excavan con mayor facilidad el Terciario blando.

En algunos otros casos no es fácil encontrar explicación, como la pedriza de Burgo de Osma, donde el Ucero, Avión y Sequillo confluyen encañonados en el Cretácico calcáreo. Quizá se pueda explicar por la preexistencia de valles terciarios, o por la acción remontante erosiva de los manaderos kársticos, que muchas veces están asociados a estos isleos (por ejemplo: Fuentes Grandes, San Luis y la Laguna, en Gormaz; La Arboleda en Berlanga; Andaluz en Andaluz; Fuente del Batán en Velasco; Fuente del Molino de San Esteban junto al Duero, etc.). Otros cañones están secos (Lodaes y Recuerda), lo que demuestra que hubo periodos anteriores de mayor humedad, con circulación permanente de los ríos.

La verticalidad de sus paredes está condicionada por el buzamiento de las capas o estratos, siendo vertical cuando están subhorizontales (Boos, Caracena, Lobos, Berlanga y Ucero en Burgo de Osma), siendo abundantes las formas en bóveda, pórticos, balmas, abrigos formados por gelifracción diferencial... Otras veces las vertientes son de forma irregular, aborregada (como las que dan las carniolas en el Jalón). Existen formas de setas en los bordes de las calizas miocenas de Bocigas de Perales, Peñalba de San Esteban, Aguaviva de la Vvega, Morcuera (aunque no son cañones).

Por otra parte, las hoces de Soria presentan un interesante funcionamiento hidrogeológico, asociándose a ellas manantiales kársticos (Fuente de la Laguna en Ciria, La Galiana en el Lobos, resurgencias de la hoz de Beratón en el río Isuela, resurgencias y sumideros del Izana en Cuevas de Soria y Villabuena, pérdidas y brotes de Calatañazor y Torreblacos en el Avión, Fuentona de Muriel, brotes de Lumias y sumideros de Torrevicente y Arenillas en el río Escalote, perdederos del Bordecorex en Alcubilla de las Peñas, brotes del Duero en Soria y en Gormaz; sumideros del Pedro en Ligos; en Tielmes, en el río del mismo nombre; sumideros en la hoz de Masarejos, brotes de agua templada en Cihuela, etc.).

Las hoces y cañones más importantes son: Cañón del río Lobos, Cañón de Boos, Cañón del Caracena, Cañón del río Ucero en Burgo de Osma, Hoz del Avión en Burgo de Osma (Foto 105) y Calatañazor, Fuentona de Muriel, Hoz del Sequillo en Burgo de Osma, Hoz del río Andaluz en Andaluz, Hoz del Talegonos en Berlanga (Foto 103), Hoz del Manubles en Ciria (aquí, las pérdidas de este río alimentan el manadero de Aranda de Moncayo: hay un trasvase natural de aguas subterránea); Hoz de Beratón en el río Isuela; Hoz del Izana en Cuevas de Soria; Hoz del Talegonos en Caltojar; Hoz del río Espeja y Espejón. Hoz del Duero en Soria y en Gormaz (Saenz García, 1957, 1959 y 1960); Hoz de Cihuela, en el río Henar; Hoz de Ligos, en el río Pedro; Hoz de Masarejos y Hoz de Vildé en el Caracena (Foto 104).

3.2.2. El cañón del río Lobos

El cañón fluviokárstico del río Lobos es el elemento morfológico más importante del Parque Natural. El río Lobos ha excavado un valle profundo y estrecho con paredes verticales. Es una paramera con cobertura vegetal continua.

Su trazado sinuoso y meandriforme hace sugerir, aunque no asegurar, en una génesis por sobreimposición, donde el antiguo Lobos divagaba sobre un Terciario blando que cubría el Cretácico calizo hasta que llegó a cortarlo, labrando una profunda garganta.

La morfología interna del Cañón depende fundamentalmente de la naturaleza de la roca, de su estructura y de la circulación del agua. La roca en la que está inscrita la hoz es una caliza masiva, compacta, estratificada en grandes capas dispuestas horizontalmente (Foto 98). Su fondo está cubierto de depósitos aluviales. En el interior hay diversas formas que se asocian a tramos calcáreos concretos. Aparecen concavidades redondeadas sujetadas por tabiques naturales.

En ocasiones pueden aparecer pináculos, torretas, mogotes, arcos naturales (foto 100), en distintas etapas de separación del cuerpo principal de la pared. En las cornisas se aprecian a veces pequeños agujeros, poros ensanchados por el agua de disolución, zapamientos laterales de corta longitud, extraplomos, covachas grandes, como la que aparece frente a la Ermita de San Bartolomé (Foto 99), etc. Todos estos modelados aprovechan pequeñas irregularidades de la roca, intercalaciones margosas, etc., donde se producen ataques selectivos por parte de la erosión fluvial y de la disolución de las aguas. También se ha formado la hoz por hundimiento de las bóvedas. En Hontoria del Pinar, los escarpes tienen forma aborregada, como lóbulos convexos limitados por diaclasas.

Al pie de las paredes verticales del cañón, y siempre y cuando el río no los haya arrastrado, se disponen derrubios de ladera muy característicos y que nos delatan la existencia de ambientes fríos durante el Cuaternario.

La umbría del cañón aceleró la intensidad de la disgregación por helada de las paredes. Aunque no se puede asegurar (ya que el río ha desmantelado parte de estas formaciones), parece que los mayores depósitos de derrubios se asocian a las caras orientadas al norte. El espesor es variable, llegando a tener más de 4 m. Están formados por cantos de tamaño grava y limos.

Muchos de estos depósitos son heredados, pues presentan un suelo orgánico de 5-10 cm que los fosilizan (como en Hontoria del Pinar), o están en fase incipiente de desarrollo de suelo. Otros están activos y siguen alimentándose de la gelifración actual de los roquedos.

Aparte del cañón, el karst superficial del Parque Natural del río Lobos no cuenta con una morfología externa importante, escaseando las dolinas u otras formas de absorción significativas. La superficie está pobremente karstificada.

El lapiaz desarrollado está a veces cubierto o semicubierto, relleno de terra-rossa; otras veces se encuentra desnudo, formando un mal país: "lapiaz". Es predominante el lapiaz estructural (kluftkarren) y el oqueroso o tubular (hohlkarren). La terra-rossa se concentra en la base de vertientes, fondo de dolinas, valles secos y rellenando fisuras.

El inicio de la karstificación, si nos atenemos a la edad del yacimiento de vertebrados fósiles de Escobosa de Calatañazor (López et al., 1977), parece situarse en el Mioceno medio. Sin embargo, la fase principal de encajamiento de la red fluvial y formación de los cañones se realizó posteriormente al Turolense-Plioceno, que es la edad comúnmente

admitida para la edad de las calizas de los páramos, correlativa con la Superficie de Erosión Fundamental. En todo caso, tanto el macizo del Lobos como el de Muriel de La Fuente han estado expuestos durante gran parte del Cuaternario a la karstificación, aunque los depósitos plio-cuaternarios que han recubierto el del Lobos lo han protegido de alguna manera.

La velocidad de encajamiento del río Lobos a partir de la superficie de erosión fundamental ha estado definida por la situación del cauce del Lobos a lo largo del Cuaternario. A la salida del Cañón, el río Lobos (que ahora toma el nombre de Uvero), ha dejado los depósitos de cuatro terrazas situadas a las cotas T₄ (+8 a + 10 m); T₃ (+25 a +30 m); T₂ (+45 a +50 m) y T₁ (+70 m). En las proximidades de la salida del Cañón y cerca de los acantilados existen diversas cuevas que se sitúan a la misma cota que el cauce actual y que las terrazas T₄ (Cueva Baja de La Galiana) (Foto 101), T₂ y T₁. En la cueva de San Bartolomé hay una terraza del río Lobos colgada en el fondo de la cavidad a 10 m sobre el cauce. Algunas de ellas pueden considerarse seguramente niveles fósiles de antiguos exutorios que indican cómo la antigua circulación subterránea se dirigía hacia el cañón (Foto 102).

A pesar de la antigüedad del encajamiento epigénico del Lobos, el cañón presenta un aire de juventud debido a la estabilidad de sus paredes, caracterizado por algunas de las formas de equilibrio citadas anteriormente.

Por otra parte, el río Lobos presenta un perfil longitudinal regular, que se traduce en un estado de equilibrio entre el crecimiento lineal y la evolución de la cuenca aguas debajo de la hoz.

3.3. LA FUENTONA DE MURIEL: MONUMENTO NATURAL ⁽¹⁾

La Declaración Oficial de la Fuentona como Monumento Natural

Desde hace bastantes años, la Fuentona de Muriel ha sido considerada como un paisaje natural de gran belleza. Así en los años sesenta el lugar era conocido a nivel provincial, y allí iban veraneantes y turistas atraídos por la singularidad de su entorno, o por constituir un importante coto truchero en el río Avioncillo, cuya parte vedada de cabecera es el nacimiento, hoy declarado Monumento Natural.

Posteriormente, el lugar fue conociéndose más, y comenzó la actividad del espeleobuceo con la exploración de un sifón asociado al manadero de 100 m de profundidad. Hoy en día, este espacio es muy visitado.

En el Decreto 142/1998 de 16 de julio, se aprobó el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de la Fuentona (Soria), publicado el 21 de julio de 1998 en el Boletín Oficial de Castilla y León, nº 137. Hay que citar que el Plan es obligatorio y ejecutable en las materias que vienen reguladas en la Ley 4/1989, de Conservación de los Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestres, constituyendo sus disposiciones un límite para cualesquier otro instrumento de ordenación territorial y física, cuyas determinaciones no podrán alterar o modificar dichas disposiciones.

La Declaración de Monumento Natural de la Fuentona (Soria) fue aprobado en el decreto 238/1998 del 12 de noviembre y publicado el 16 de noviembre de 1998 en el Boletín Oficial de Castilla y León, nº 220.

La superficie protegida es de 230 Ha pertenecientes a los términos municipales de Cabrejas del Pinar y Muriel de la Fuente, y comprende el nacimiento del río Avioncillo y sus alrededores hasta antes de llegar a la piscifactoría allí existente. La zonificación estable comprende dos niveles de protección, correspondiendo al propio río y a la cuenca visual que le rodea el de mayor grado.

La figura de protección escogida es la de Monumento Natural por la importancia del elemento abiótico y geológico o geomorfológico; indicándose expresamente como valor central a preservar la surgencia del acuífero de Cabrejas del Pinar y sus pequeñas fuentes. No son desdeñables sus valores biológicos y el interés científico y educativo. En el pre-

(1) Texto del Poster presentado a las Jornadas sobre Patrimonio Geológico y desarrollo sostenible (Soria, 1999) por Fidel Molinero, J.M. Meneses y Eugenio Sanz.

ámbulo del Decreto de declaración, se justifica el Monumento Natural dada la singularidad y belleza de sus formaciones y procesos geológicos.

El primero de estos objetivos de conservación es el de la calidad de las aguas subterráneas y superficiales del ámbito considerado y de las que viertan. En el art. 10.1 y la primera de las directrices generales se preserva la integridad de los recursos geomorfológicos, paisajísticos, hidrológicos y biológicos.

En concreto en el art. 13, se contempla la preservación de las formas geomorfológicas singulares existentes dentro del espacio natural, tanto subterráneas (sifón y simas) como superficiales (derrubios de ladera y riberas), así como evitar la extracción de materiales. En la propia normativa específica se prohíbe modificar la morfología del espacio natural y llevar a cabo actividades extractivas, (Art. 44).

Respecto al agua, (Art. 12) se perseguirá, en coordinación con el organismo de cuenca, la preservación del acuífero de las fuentes relacionadas, anteponiendo la calidad del agua y sus valores ecológicos y medio ambientales, a los usos recreativos y energéticos, evitando además los vertidos y la contaminación existente en el arroyo de la Hoz, procedente de Cabrejas del Pinar. Decir que existe una concesión para extracción de 20 l/seg del Manantial del Argullón en Villaciervos para riego de 150 Ha de encinas microrrizadas que se tramitó en 1996.

Interés de la Fuentona para incluirlo dentro del Patrimonio Geológico

En la Fuentona de Muriel se reúnen, en un mismo punto, un paisaje de altos valores geomorfológicos, hidrogeológicos y recreativo-deportivos, al menos de interés regional.

Valores hidrogeológicos: el patrimonio hidrogeológico no se incluye normalmente en el patrimonio geológico, aunque pueden merecer serlo aquellos espacios que, tendiendo agua subterránea como una característica importante, posean una relevancia científica, cultural y educacional o medioambiental-recreativa importante.

La surgencia de la Fuentona es un manantial kárstico destacable y de excepcional belleza, típicamente vauclusiano, donde por una pileta de treinta metros de diámetro y nueve de profundidad nace un caudal medio de más de 1.000 l/s, que está asociado a un sifón sumergido de gran profundidad. El manantial drena un acuífero calcáreo prácticamente sin explotar, con recargas de infiltración de lluvias y sumideros de arroyos efímeros.

Valores geomorfológicos: el manantial se emplaza al final de un anfiteatro kárstico, a partir de donde se desarrolla un pequeño cañón, pero de singular belleza, con paredones y derrubios de ladera al pie de los acantilados, y una cascada que se despeña de un afluente normalmente seco.

Aspectos recreativos: es notorio la presencia de uno de los sifones sumergidos más característicos de España, con 100 m de profundidad y 200 m de longitud, ocupando el duodécimo puesto en cuanto a longitud y el segundo en cuanto a profundidad. El espeleobuceo en la Fuentona comenzó a finales de los setenta topografiándose el primer sifón por el grupo Standard. Los buceadores madrileños de BAT avanzaron en 1988 en el segundo sifón 100 m, hasta 33 m y levantaron la topografía de la red aérea (Spelunca 1990-37:22-24). A muy poca distancia de allí, los mismos exploraron el sifón terminal de la Cueva SC.13 (Cabrejas del Pinar, Soria), avanzando 45 m (punto bajo a 7 m) hasta unos estrechos infranqueables (Exploraciones 1989-13:127).

Comparación con otros manantiales de España

En España, país árido, los manantiales constituyen áreas húmedas que contrastan con la aridez del territorio. Hay manantiales cuyo entorno exterior resulta de gran belleza: el nacimiento en cascada del río Cuervo (Cuenca), el impresionante nacimiento también en cascada del río Mundo (Riopar-Albacete). Son famosos los nacimientos de grandes ríos, como Fontibre (Ebro), Fuente Sanza (río Arlanza), Ojo del Judío (Gerona). Son manantiales singulares el nacimiento del Urredera (Navarra), que es el más caudaloso de España, el de Tubilla del Agua (Burgos), los manantiales intermitentes de Anguiano (La Rioja), los termales de las Burgas en Orense, los hervideros de Cofrentes, etc.

Hay otros grandes manantiales que tienen asociados galerías sumergidas profundas exploradas con buzos, similares a la Fuentona, como la Fuente Segura (Jaén), el Pozo Azul (Covanera, Burgos); Fuente Azul (San Pedro de Arlanza, Burgos), Fuente Deshondonada (San Martín de los Herreros, Palencia), Nacimiento del Gándara (Soba, Cantabria), Fuente de Estregueñas (Asturias), Surgencia de Buiteras (El Colmenar, Málaga), Pozo del Infierno (Quintanilla de Valdebobres, Burgos), la Lora (Barriopanizares, Burgos). Algunos de ellos tienen su nacimiento en ojos y piletas, más o menos bellas, pero ninguna alcanza el entorno de la Fuentona, por lo que estamos hablando de un paraje único en España, y que merece ser protegido.

3.4. DEPÓSITOS TOBACEOS DEL SUR DE LA SIERRA DE CABREJAS.

3.4.1. Iniciación al estudio de las formaciones tobáceas de la Sierra de Cabrejas

En la periferia de los afloramientos calcáreos cretácicos de la sierra de Cabrejas, existen diversas construcciones tobáceas de origen lagunar o asociadas a surgencias y terrazas fluviales.

Entre las formaciones ligadas a manantiales kársticos podemos citar a Fuentetoba, que constituye un edificio de facies en cascada. El salto natural de agua actual tiene 12 m y en él hay una intensa actividad de musgos que generan cortinas de colores verdes claros (Foto 106). Según análisis químicos de muestras tomadas en la surgencia superior, antes de la cascada, y aguas abajo de los rápidos que hay tras el salto de agua, se observa que, tanto en aguas altas como en las bajas, hay una apreciable disminución de bicarbonatos que han sido precipitados en forma de tobas. Unos 300 m hacia el Este y al mismo nivel que Fuentetoba, hay una masa de toba estratificada horizontalmente, adosada a la ladera, no funcional, y sobre la que se cimienta la iglesia de la Mongía.

A pocos kilómetros de distancia, en el extremo meridional de la falla que atraviesa la Sierra de La Llana y que drena a través de la Fuente de San Marcos, nacimiento del Mazos, hay otro edificio tobáceo adosado a la ladera y generado por este manantial y su trop plein que se halla más arriba. Está estratificado en capas buzantes según la ladera y uno de sus lados se apoya sobre derrubios de tamaño grava, lo cual parece significar que sobre un periodo frío (derrubios) siguió otro templado generador de tobas.

En el extremo norte de la falla, hay otras masas pequeñas de tobas junto al manantial de la Mora, así como otras relacionadas con los rápidos de agua que brotan en manantiales colgados como el Chorrón y Tres Fuentes en Abejar, de pequeña envergadura, pues son brotes de caudal efímero y de baja mineralización, propia de flujos subterráneos locales.

La Fuentona de Muriel, nacimiento del río Abián, origina depósitos tobáceos blancos de aspecto pulverulento a lo largo de su llanura de inundación, y se reconocen bancos de toba dispuestos a modo de terraza en Blacos.

Más importante es la terraza de toba también pulverulenta del río Izana, que se desarrolla desde su nacimiento en las surgencias de

Cuevas de Soria hasta casi Quintana Redonda. Se trata de un nivel bien definido, situado 4 ó 5 m sobre el cauce, ocupado actualmente por campos de labor de tonos albos.

3.4.2. La laguna tobácea de Fuentelárbol

Se trata de un sistema tobáceo lagunar asociado a una surgencia de régimen variable. El manantial se localiza en una cúpula calcárea cretácica aislada entre el Mioceno arcilloso. Dicha surgencia tiene un régimen muy discontinuo, llegando a secarse en los estios, aunque suele manar copiosamente en invierno 200-300 l/s, y durante todo el año cuando este se ha presentado húmedo y lluvioso. Origina un arroyo que tributa al de la Muela, afluente a su vez del río Andaluz. Según Palacios (1890), el brote de agua tenía asociado un cono de tobas, como de surtidor.

La estructura actual holocena consta de una llanura de unas 20-30 Ha., ocupada por una antigua laguna funcional hasta hace poco tiempo y que era alimentada con la citada surgencia. Hoy en día, aunque la laguna esta desecada mediante un canal de drenaje que recorre su fondo, y seguramente también mediante una roza en la represa de toba, puede llegar a formarse una laguna de 4 Ha alrededor de los manantiales, ya que es la zona más profunda. El fondo está recubierto de unos depósitos blancos pulverulentos en facies de representamiento de sedimentación carbonatada, (Foto 108) y que actualmente están dedicados a prados y campos de labor. Se distingue la barrera tobacea relacionada con una ruptura de pendiente del arroyo. La presa es de una anchura notable, plana, y se sitúa 3-4 m por encima del fondo antiguo de la laguna. El talud exterior, también vertical, tiene 3 m por encima del arranque de una rampa de toba blanda que baja suavemente hasta el arroyo de La Muela (Foto 107), de dirección transversal al desagüe de la Laguna, y que se sitúa 15 m más abajo. (Fig. 43).

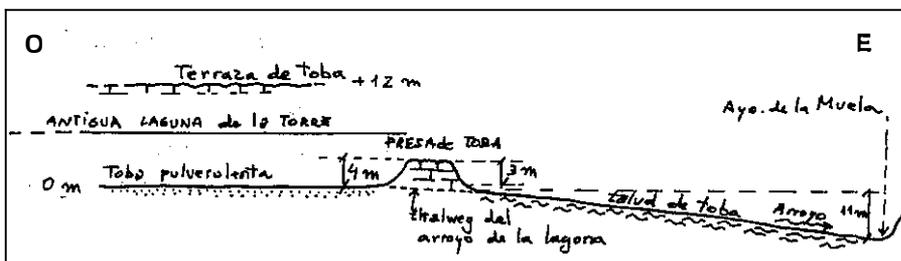


Figura 43. Perfil esquemático de la laguna de toba de Fuentelárbol.

La presa se halla abierta en su extremo derecho, estando el izquierdo soldado al Terciario arcilloso y a las terrazas de toba.

El vaso de La Laguna estaba rodeado por un nivel de toba situado a 4 m respecto del fondo, como la presa, así como por una terraza situada a + 12 m (Fig. 43) en las proximidades de la presa. El nivel inferior continúa aguas arriba por el Arroyo del Brabo, cuyos sedimentos terrígenos están sepultando la facies carbonatada del fondo de la antigua Laguna.

La terraza tobácea, seguramente pleistocena, sigue por la margen derecha del Arroyo de La Muela hasta Fuentelárbol.

3.5. LAS CANTERAS DE RUEDAS DE MOLINO DE FUENTELÁRBOL

3.5.1. Introducción

Los depósitos de toba de Fuentelárbol fueron explotados en la antigüedad para piedras de molino, habiéndose constituido una industria extractiva floreciente a juzgar de la fama que adquirieron en las comarcas del entorno, y de la envergadura y dimensiones de la cantera principal de la Laguna, que son realmente considerables. Madoz (1846-1850), indica que se extraían excelentes ruedas de molino y Palacios (1890) señala la existencia de toba dura.

Esta cantera se sitúa en la terraza de toba a + 12 m de la margen derecha de la Laguna. En una extensión de unas diez hectáreas, se encuentra el terreno totalmente removido y excavado, donde se amontonan desechos de las tierras calcáreas blandas suprayacentes con fragmentos del labrado, y piedras rotas y abandonadas, conformando un paisaje a modo de vertedero de escombros térreos (Foto 109). Hay otros yacimientos y explotaciones a lo largo de la terraza, entre la Laguna y el pueblo.

3.5.2. Importancia económica de las canteras

• Una piedra apropiada y de fácil extracción

La toba de Fuentelárbol presenta una serie de cualidades que la hacen interesante para su uso como piedra de molino.

- En primer lugar, se trata de una roca fácil de labrar y menos difícil de extraer. La estratificación horizontal de la toba facilitaba el tallado de superficies planas y las operaciones de extracción. El estriado que se dibuja en la superficie durante su utilización era fácilmente retocado en los molinos. Así pues, esta extracción cómoda aseguraba una producción grande.
- La falta de dureza y su rápido desgaste es el principal problema de las tobas para usarlas como piedras de molino, aunque ello era compensado por la alta producción de ruedas debido a su fácil labra. Sin embargo, hemos observado que en Fuentelárbol la toba es dura, de aspecto travertínico más que de toba propiamente dicha.

- **Un yacimiento único en el centro de la provincia de Soria y un mercado importante**

Madoz (1846-1850) cita que en Velilla de Medinaceli había una cantera de toba que se empleaba para la construcción urbana y para ruedas de molino. Se tienen noticias de pequeñas explotaciones en Riva del Escalote para suministro particular de molinos cercanos. Sin embargo, y a pesar de la relativa abundancia de formaciones tobáceas, sobre todo en las zonas extremas de Medinaceli y de Agreda, no se tienen noticias de otra cantera de esta importancia y situada en el centro de la provincia.

Según Madoz, a mediados del siglo XIX había en la provincia de Soria 283 molinos censados, los cuales hemos situado sobre un mapa, viendo que 9 se localizan dentro de un radio de 10 km de Fuentelárbol, 28 en un radio de 20 km, y 70 en un radio de 30 km.

A principios de siglo, y según la Memoria Estadístico-Industrial de Soria de 1910, había entonces en Soria 311 fábricas y molinos de harina, en su mayoría de una piedra y que trabajaban de 3 a 6 meses, aunque había 32 molinos de dos y tres piedras. A excepción de cinco fábricas de harina y de algunos molinos montados con piedras francesas, todos los demás se limitaban a moler los cereales con piedras del país, aunque la sustitución progresiva de este tipo de piedras originó el decaimiento de las canteras de Fuentelárbol.

En 1920 había 137 molinos que tenían 161 piedras en total en un radio de 30 km alrededor de las canteras de Fuentelárbol; es decir, 80 años después aumentó casi el doble el número de molinos. Se comprende así el gran mercado que existía en esta zona de la provincia tan cerealista.

- **Un transporte asequible**

Aunque el ferrocarril agrandase el área de influencia y el abaratamiento del transporte, en la zona próxima y en la antigüedad, las muelas se transportaban en carros. Las piedras grandes de los molinos del Duero se extraían de canteras cercanas, tal como hemos visto en Valonsadero y en Canredondo, pero en la mayoría de los molinos de los demás ríos y arroyos sorianos necesitaban piedras de tamaño normal y pequeño. Se calcula en el libro del Consejo Provincial de Industria y Comercio de Soria de 1910 el coste del transporte de piedras de molino con carretas: "con un par de bueyes se pueden transportar (a veces en el eje de las ruedas, llevando la muela rodando) 1 m³ (2.750 kg) y hacer por día 20 km

en carga y 30 km en vacío, por 8 pts/día, incluyendo conductor y amortización, suponiendo regreso en vacío”.

La toba, debido a su baja densidad, era una piedra ligera para el transporte mediante carro, siempre que no sobrepase un tamaño medio.

3.5.3. La explotación de las canteras

La cantera se explotaba en varios frentes definidos por callejones de avance hacia el Oeste, con forma en planta de intersección de los círculos de arranque y labrado de las muelas (Foto 120). En general tienen unos 6 m de profundidad, buscando los niveles más duros travertínicos que se perseguían a veces con galerías de hasta 10 y 15 m, y que se situaban en la parte inferior de la formación. El espesor de esta terraza y la presencia del freático, cuando existiese la laguna, serían otros factores que condicionaban la profundidad de la excavación. Las paredes de esta son, por otra parte, muy estables debido a la estratificación horizontal y a la competencia de la roca.

Para el arranque, y según se comenta en el interesante trabajo de Lafuente Moreno (1998), el cantero trazaba una circunferencia sobre la capa apropiada, que cortaba alrededor mediante pico o escoda. Para despegarla del resto de la roca se excavaba un surco horizontal bajo ella. Para desprenderla se insertaban dos cuñas. Una vez suelta la piedra, se efectuaba un pulido, se perforaba el ojo del centro, y se rayaba con estrías. Favorecía estas operaciones de extracción la estratificación horizontal del macizo tobáceo.

Las muelas podrían ser troncocónicas o paralelas, estas últimas mucho más frecuentes.

Para estas labores manuales, los canteros utilizaban herramientas tradicionales muy simples, como barrenas, mazos, macetas, punteros, picos, escodas y cuñas.

De las canteras también se extraían sillares, como los que tienen casi todas las casas del pueblo, iglesia románica y ermitas, así como puentes sobre arroyos, entradas a las dehesas, etc.

BIBLIOGRAFÍA

- Madoz, (1846-1850). Diccionario geográfico-estadístico de los pueblos de España y sus posesiones de ultramar.
- Lafuente Moreno, A. (1998). Fuentelárbol: Sus canteras, un lugar olvidado. En casos y cosas de Soria. Soria Edita. pag. 131-136.
- Consejo Provincial de Industria y Comercio (1910). Memoria Estadístico-Industrial y de producción de la provincia de Soria. Publicación del Consejo Provincial de Industria y Comercio de Soria. Establecimiento tipográfico de Felipe Las Heras. 92 págs.
- Consejo Provincial de Industria y Comercio (1910). Nuevas Industrias que pueden implantarse en la provincia de Soria. Establecimiento tipográfico de Felipe Las Heras. 42 págs.





Foto 1. Protalus rampant del nevero del Pico Ojososo (Sierra de Urbión, Burgos).



Foto 2. Grupo de Espeleología de la Escuela de Ingenieros de Caminos de Madrid en la Sierra de Urbión.



Foto 3. Laguna de Oruga, Sierra de Urbión, (Burgos).



Foto 4. Morrena del glaciar de la Laguna de Oruga. Sierra de Urbión, Burgos.



Foto 5. Valle de origen glaciar en Nilsa Chica, Sierra de Urbión, Burgos.



Foto 6. Morrenas de nevero en el circo de Nilsa Grande. Sierra de Urbión, Burgos.



Foto 7. Valle de origen glaciar en Nilsa Grande.



Foto 8. Laguna de Muñalba.



Foto 9. Circo del glaciar oriental del río Portilla (vertiente norte de Urbión).



Foto 10. Terminación del glaciar oriental del río Portilla. Las suaves lomas donde está situada la cabaña corresponden a depósitos de morrenas frontales.



Foto 11. En primer término, morrena lateral izquierda del glaciar oriental del Portilla. Vertiente norte de Urbión.



Foto 12. Morrenas laterales del glaciar oriental del Portilla (MI Morrena izquierda; MD morrena derecha).



Foto 13. Morrena lateral derecha del glaciar oriental del Portilla.



Foto 15. Morrena lateral derecha del máximo avance en el glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión (La Rioja).

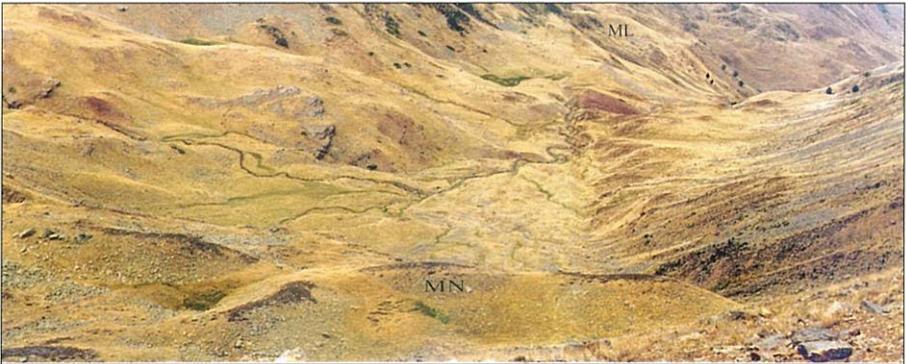


Foto 14. Valle en "U" del glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión. Se observa a lo lejos la morrena lateral colgada de la ladera izquierda (ML). En primer término hay diversas morrenas de nevó del último estadio de recesión glaciar (MN) (La Rioja).



Foto 16. Morrena lateral izquierda (flecha), slumps y cono aluvial. Glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión (La Rioja).



Foto 17. Depósito de obturación de la morrena lateral derecha del glaciar de la cara norte de los Picos de Urbión (La Rioja).



Foto 20. Vista general del nacimiento del Revinuesa (MF morrena de fondo; ML morrena lateral, GR glaciar rocoso, MT morrena terminal, MC morrena derrubada en cono, LL laguna Larga, C sustrato rocoso de conglomerados).

Las montañas de Urbión, Cebollera y Cabrejas



Foto 18. La Laguna de Urbión y morrenas de nevé asociadas (La Rioja).



Foto 19. Otra vista de la Laguna de Urbión (La Rioja).



Foto 21. Hoya del Revinuesa y al fondo los Picos de Urbión (Foto J.R.J.)



Foto 22. Bloques erráticos en el valle del Revinuesa (Foto J.R.J.).



Foto 23. Bloques erráticos en el valle del Revinuesa (Foto J.R.J.).



Foto 24. Parte alta del Valle del Revinuesa (Foto J.R.J.).



Foto 25. Morrena derrubada en cono del glaciar que bajaba de la Laguna Larga (Foto J.R.J.)



Foto 26. Canales de derrubios bajo la cuerda de Zorraquin (Foto J.R.J.).



Foto 27-a. Los Peñones de Santa Inés. (Obsérvese el niño como referencia de escala).



Foto 27-b. Los Peñones de Santa Inés.



Foto 28. Bloques erráticos en la llanura aluvial del Revinuesa.



Foto 29. Acarreos del Revinuesa de origen fluvio-glaciar.



Foto 30. La Laguna Negra, desde el mirador.



Foto 31-b. Depósitos arenosos y bloques de la morrena lateral del glaciar de la Laguna Negra.

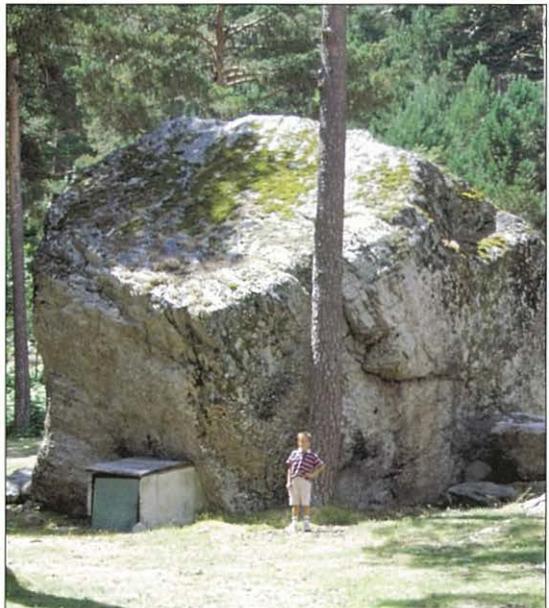


Foto 31-c. Bloque errático en el valle glaciar de la Laguna Negra junto a la parada del autobús.

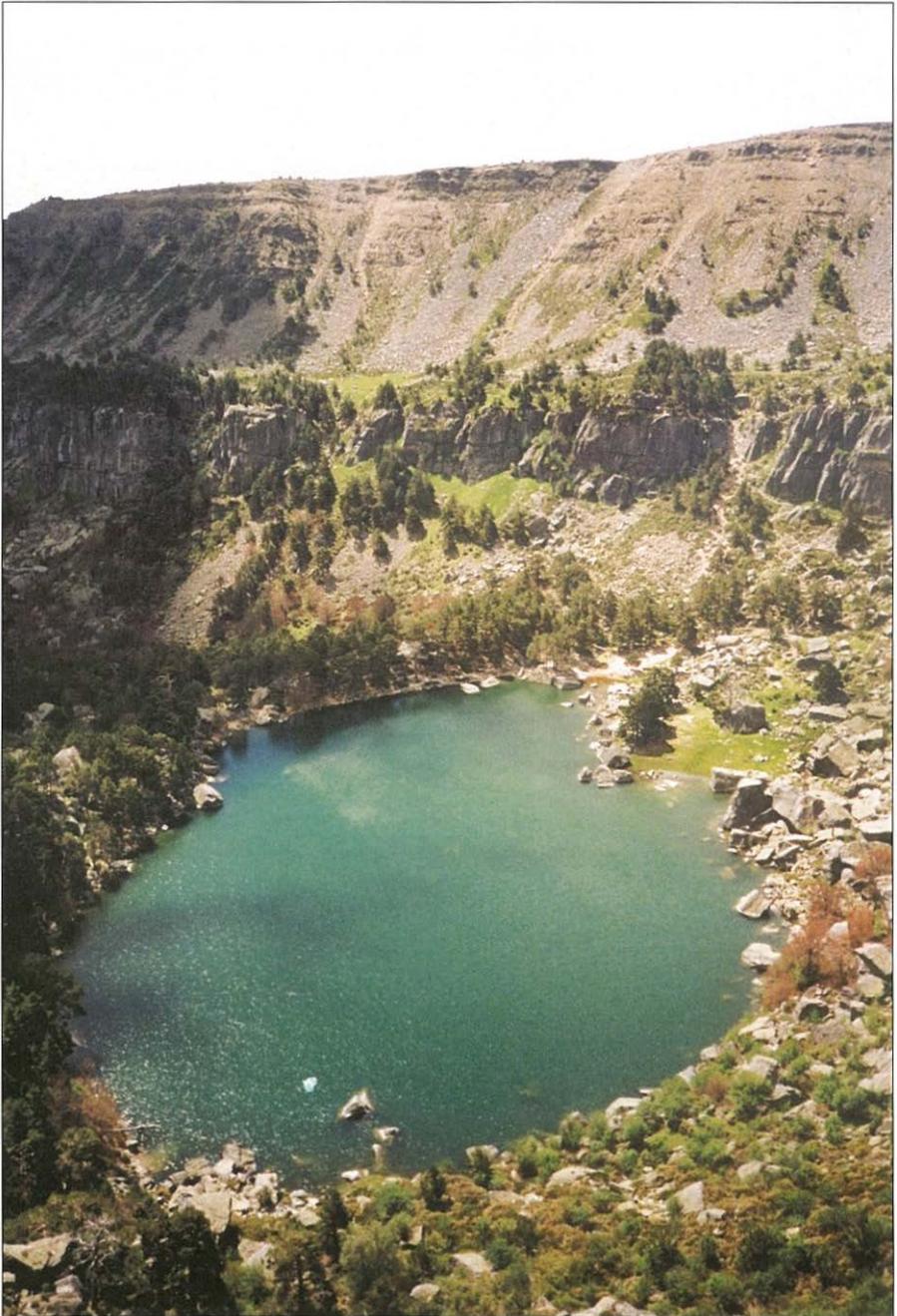


Foto 31-a. La Laguna Negra, vista desde el norte.



Foto 32. Arcos morrénicos de la fase de altitud. Glaciar de la Laguna Negra.



Foto 34. La Laguna Helada y cierre morrénico a la derecha. (Glaciar de la Laguna Negra).

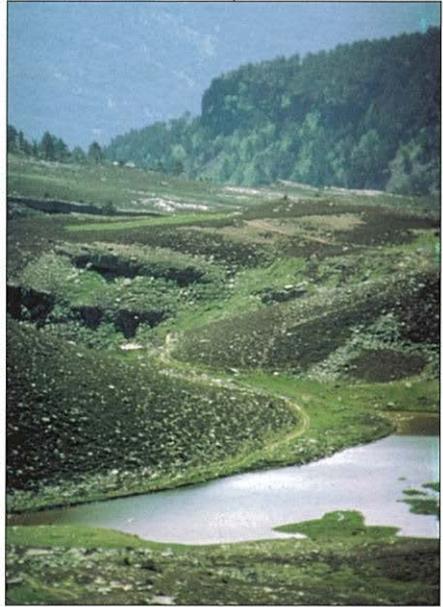


Foto 33. La Laguna Larga.



Foto 35. Laguna de los Pájaros (glaciar de la Laguna Negra) (Foto J.R.J.).



Foto 36. Aspecto de las depósitos morrénicos fluvio-glaciares del complejo terminal del glaciar de la Negra.



Foto 37. Cabecera del valle del Hornillo.



Foto 38. Hoyos del Hornillo.



Foto 39. Morrena de las fases de altitud del Hornillo.



Foto 40. Glaciar rocoso de Terreros visto desde el Oeste. (M = morrena frontal).



Foto 41. Glaciar rocoso de Terreros visto desde el Este (M = morrena frontal).



Fotos 42. Aspecto de la morrena del glaciar rocoso de Terreros en "La Herida".



Foto 43. Morrenas de nieve en Terreros (Foto J.R.J.).



Foto 44. El efecto de la ventisca fue muy influyente en la alimentación de los glaciares de Urbión y Cebollera. Paisaje nevado en el Puerto de Piñeras.



Foto 45. Sierra Cebollera. Circo glaciar en los Hoyos del Iregua (La Rioja).



Foto 46. Sierra Cebollera. Morrena en uno de los circos de los Hoyos del Iregua (La Rioja).



Foto 47. Sierra Cebollera. Glaciar de Callahornos (La Rioja).



Foto 48. Sierra Cebollera. Circo y morrena. Hoyos Mayor (La Rioja).



Foto 49. Sierra Cebollera. Circo glaciar de Hoyo Mayor (La Rioja).



Foto 50. Sierra Cebollera. Circo glaciar de la Gamella (La Rioja).



Foto 51. Sierra Cebollera, Cierre morrónico y laguna en La Mesa (La Rioja).



Foto 52. Sierra Cebollera. Glaciar rocoso y lagunas del Castillo de Vinuesa.



Foto 53. Sierra Cebollera. Laguna de Cebollera en el glaciar de La Chopera.



Foto 54. Sierra Cebollera. Circo del glaciar de La Chopera.



Foto 55. Sierra Cebollera. Laguna verde, en el glaciar rocoso de la cara oeste del Castillo de Vinuesa.



Foto 56. Sierra Cebollera. Glaciar rocoso del Castillo de Vinuesa (cara Oeste).

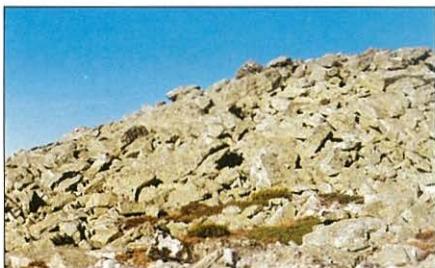


Foto 57. Caos de bloques en las cumbres de Cebollera (Soria).



Foto 58. Sierra Cebollera. Río de piedras.



Foto 59. Sierra Cebollera. Campo de piedras.



Foto 60. Sierras Cebollera. Suelos en guirnalda.



Foto 61. Sierra Cebollera. Lagunas de deflacción en las cumbres.



Foto 62. Bloques deslizados. Pico de Muñalba (Urbión).
Observese el reborde delantero de barro.



Foto 63. Canchales en el valle alto del Revinuesa.

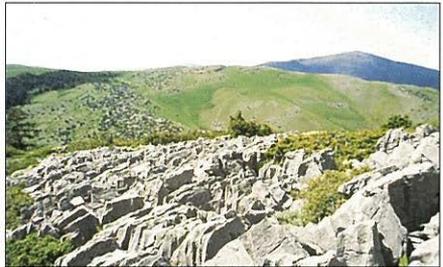


Foto 64. Lapiaz estructural de acanaladuras en el Hoyo del Fraile (Burgos).



Foto 65. Dolina en embudo en el Collado Arabe, Sierra de Urbión, Neila, Burgos.



Foto 66. Pozo de nieve en el Hoyo del Fraile Sierra de Urbión, (Neila, Burgos).



Foto 67. Castroviejo. Duruelo, Soria (Foto J.R.J.).

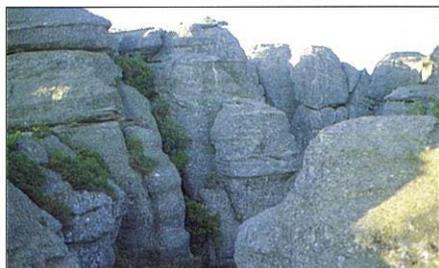


Foto 68. Las Calderas. Duruelo, Soria (Foto J.R.J.).

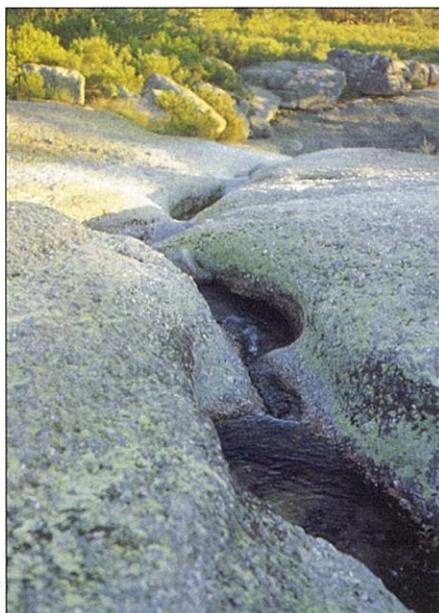


Foto 69. Las Calderas. Marmitas de gigante y canales de piedra en conglomerados. Sierra de Neila (Burgos).

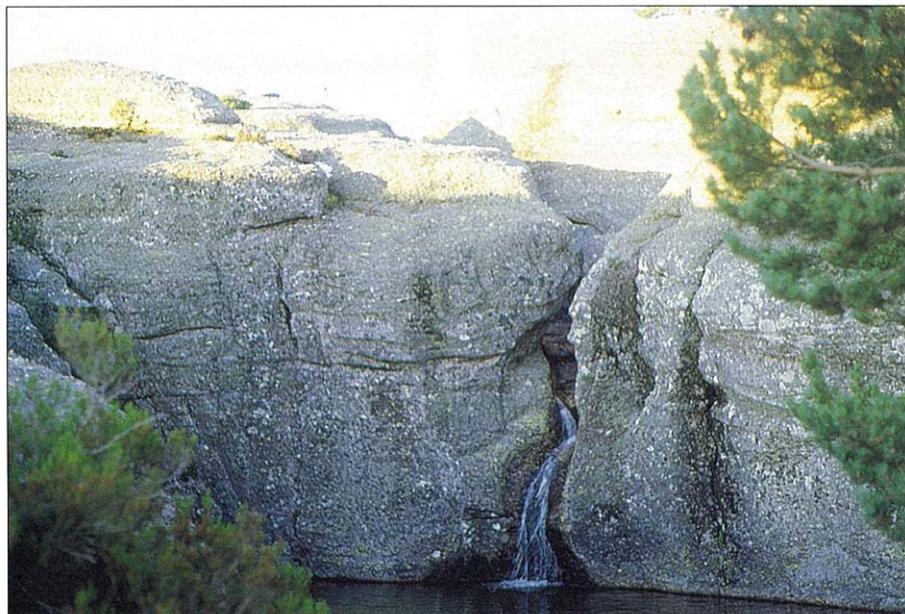


Foto 70. Las Calderas. Pozas y marmitas de gigante en conglomerados. Sierra de Neila (Burgos).



Foto 71. Las Calderas. Mannita de gigante. Sierra de Neila (Burgos).



Foto 72. El Portillón. (Sierra de Urbión, Soria).

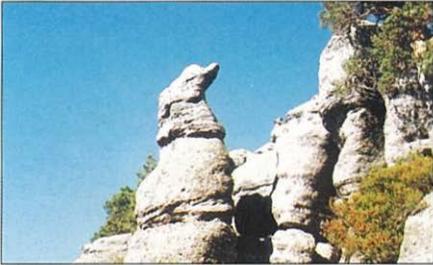


Foto 73. El Portillón. Relieve en conglomerados. Sierra de Urbión, Soria.

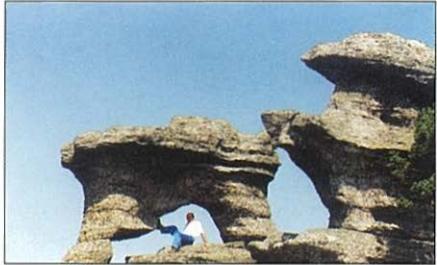


Foto 74. El Portillón. Ambas Cuerdas. Arco natural en conglomerados. Sierra de Urbión, Soria.



Foto 75. Los Portillos. Relieve en conglomerados. Sierra de Urbión, Soria.

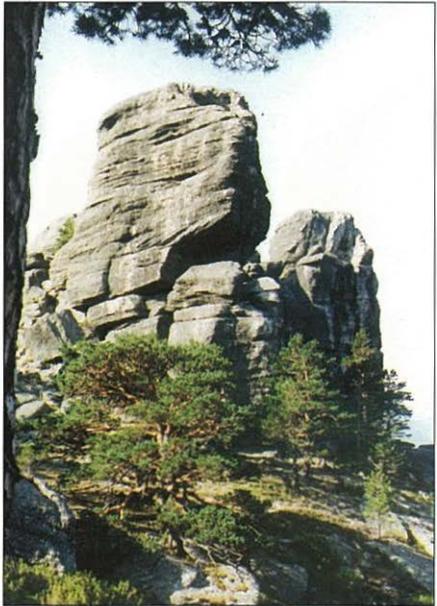


Foto 76. El Portillón. Ambas Cuerdas. Peñascos de conglomerados. Sierra de Urbión, Soria.

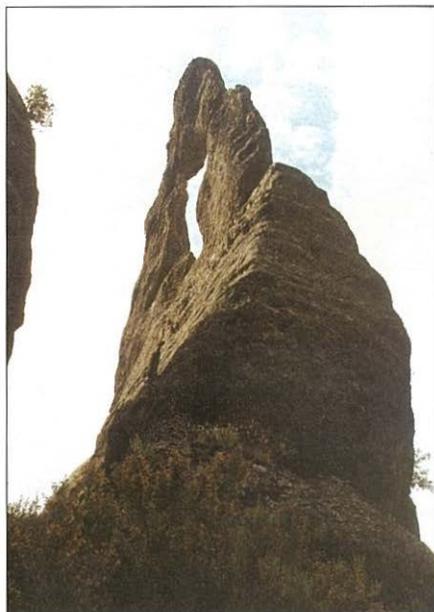


Foto 77. El Portillón. Ambas Cuerdas. Sierra de Urbión, Soria.

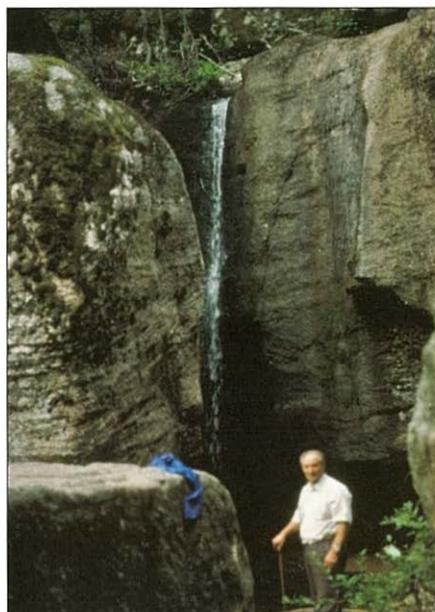


Foto 78-b. La cascada del arroyo Ojeda en los conglomerados de la Facies Urbión (Foto J.R.J.).

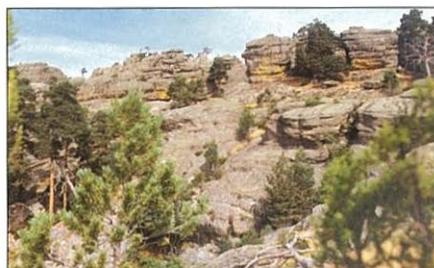


Foto 78-a. El Berrocal. Sierra de Urbión, Soria.



Foto 80. La Covagrande del Duruelo. Sierra de Urbión.



Foto 79. El Covarnate de Regumiel. Sierra de Urbión.



Foto 81. El Chorrón del río Razón. El Royo (Soria).



Foto 82. Los Picos de Urbión (Observe el niño como referencia de escala).



Foto 83. El Pico de Urbión, 2.228 m. de altitud.



Foto 84. La Piedra Andadera, en la cumbre de la Sierra Umbria.



Foto 85-a. "La Serna" en Hinojosa de la Sierra (Soria).



Foto 85-b. Las cuevas de arenisca de Valonsadero (Soria).



Foto 86. Valonsadero. Pinturas rupestres bajo la bisera de las peñas de arenisca.

Las montañas de Urbión, Cebollera y Cabrejas



Foto 87. Valonsadero. Gnamas o pilancones en las peñas de arenisca.



Foto 88. Pico Frentes, desde Valonsadero (Foto P.L.).



Foto 89. Valonsadero. Setas de piedra (Foto P.L.).



Foto 90 Valonsadero. Estructuras de sismitas (Foto P.L.).



Foto 91. Valonsadero. Abrigos con costras y pinturas rupestres.



Foto 92. Valonsadero. Peña del tubo: hueco dejado por un tronco fósil (Foto P.L.).



Foto 93. Valonsadero. Peña del Hierro.



Foto 94. Valonsadero, Muelas de piedra para los molinos del Duero.



Foto 94bis. Valonsadero. Carteles del itinerario geológico.



Foto 95. Sierra de Cabrejas. Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica.



Foto 96. Sierra de Cabrejas. Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica.

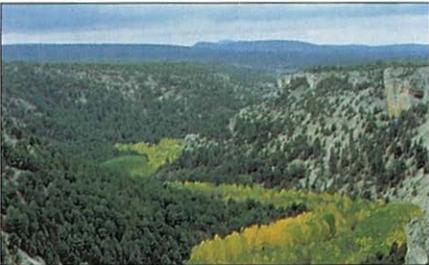


Foto 97. Cañón del río Lobos. Superficie de Erosión Fundamental de la Ibérica.



Foto 98. Cañón del río Lobos. Escarpe principal del borde y planicie superior.



Foto 99. Cañón del río Lobos. Ermita de San Bartolomé.



Foto 100. Cañón del río Lobos. Arco Natural.

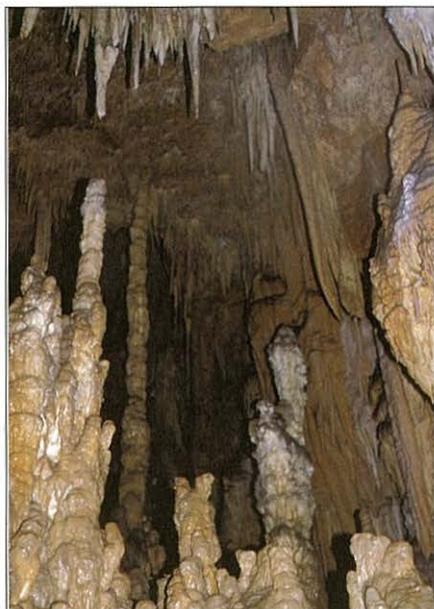


Foto 101. Cañón del río Lobos. Cueva de La Galiana.



Foto 102. Cañón del río Lobos. Galería con sección circular.



Foto 104. Cañón de Vilde en el río Caracena.

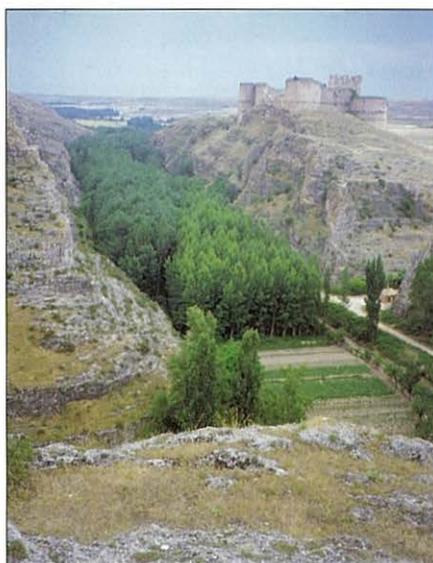


Foto 103. Cañón del Talegones en Berlanga de Duero.



Foto 105. Hoz del río Avión en Burgo de Osma.



Foto 106. La cascada de Fuentetoba.



Foto 107. Drenaje de la antigua laguna de Fuentelárbol (Laguna de la Torre) a través del talud exterior de la barrera tabacera.



Foto 108. Terreno que estaba ocupado por la antigua laguna de Fuentelárbol, obsérvese el fondo blanco de toba pulverulenta.



Foto 109. Escombros térreos de las antiguas canteras de muelas de toba de Fuentelárbol.



Foto 110. Frente de las canteras de Fuentelárbol.

