

EL GLACIARISMO PLEISTOCENO EN LA VERTIENTE MERIDIONAL DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA (MONTAÑAS DE PALENCIA, CANTABRIA Y BURGOS)

Serrano Cañadas, E.¹ y Gutiérrez Morillo, A.²

¹, Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. 2, I.E.S. Ricardo Bernardo. UNED.

1. INTRODUCCIÓN

La montaña cantábrica configura un sistema de cordales continuo a lo largo de casi 700 Kms que enlaza los Pirineos con las montañas galaticas en un todo continuo, donde se sucede una amplia diversidad de paisajes, litologías, de unidades morfoestructurales, climas o culturas. En el medio físico destacan la disimetría norte-sur, derivada de la diferencia de desnivel entre las cuencas cantábricas y las del Duero y Ebro, y la disimetría climática, con una vertiente muy húmeda al norte y de transición al sur, que han condicionado la diversidad de formas y procesos geomorfológicos, en el pasado y en la actualidad, y constituyen el principal condicionante ecológico.

La red de drenaje muestra la complejidad orográfica de la cordillera. La Montaña Cantábrica, en su conjunto, sigue las directrices apuntadas por la Sierra de Peña Labra (2.175 m.), en el límite entre la Montaña Palentina y Alto Campoo, que drena a las tres cuencas de la cordillera, a través del Pisuerga hacia el Duero y el Atlántico; del Híjar, hacia el Ebro y el Mediterráneo; y del Nansa hacia el Cantábrico. Hay que añadir las múltiples complejidades derivadas de las capturas de los ríos cantábricos, enérgicos y capaces gracias a sus caudales y la fuerte pendiente derivada de su proximidad al mar, y los cambios de la red hidrográfica en la vertiente sur, donde el Ebro y el Pisuerga han variado en sucesivas ocasiones, dejando una profunda huella morfológica y paisajística.

El macizo asturiano, porción del zócalo hespérico fracturado y elevado, constituido por materiales paleozoicos, presenta estructuras complejas derivadas de las orogenias hercínica y alpina, y una intensa disección (figura 2). Los desniveles son fuertes, con macizos y valles de relieves acusados, con cumbres alineadas en la divisoria (Peña Prieta, Peña Labra, Tres Mares, Castro Valhera) y otras avanzadas en inhiestas cumbres individualizadas en los valles meridionales (Espiguete, Curavacas, Peña Redonda, Valdecebollas), y valles encajados (Polaciones, Liébana, Valdeón).

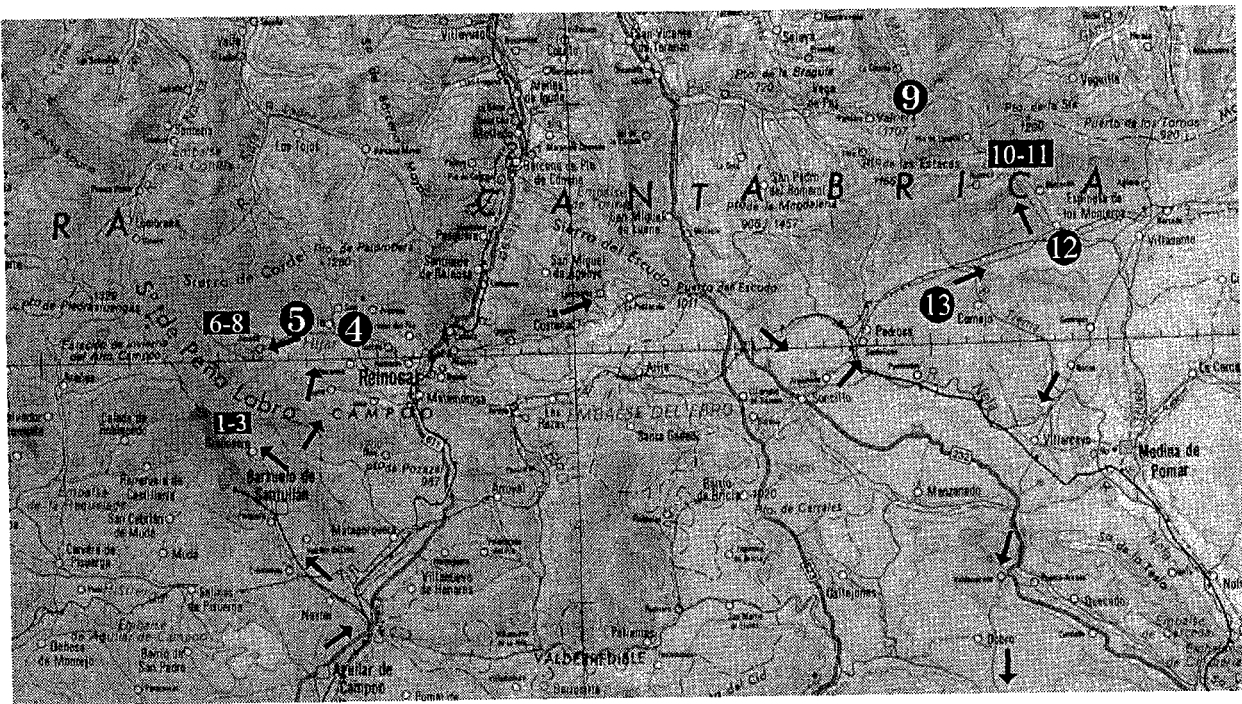


Figura 1a. Itinerario y paradas.

Los materiales que configuran la unidad Pisuerga Carrion son las pizarras, cuarcitas, calizas, conglomerados y areniscas pertenecientes al zócalo y de edad paleozoica, y los materiales permotriásicos, porción de la cobertura pospaleozoica compuesta en esta zona (Sierra de Peñalabra, Híjar y Valdeebollas) por areniscas y conglomerados de características tonalidades rojizas. La unidad paleozoica ha sufrido un plegamiento intenso, en estructuras de cabalgamiento y corrimiento originadas durante la orogenia hercínica a favor de un acortamiento este-oeste, primero, y norte sur posteriormente. Esto ocasionó una sucesión de pliegues amplios y cabalgamientos de vergencia norte con mantos gravitacionales subsidiarios de vergencia sur. Se generaron, de este modo, una sucesión de mantos y fracturas con superposición de materiales en una estructura compleja en la que se repiten las series tectosedimentarias, separadas por fallas y líneas de cabalgamiento. El relieve deriva directamente de la organización estructural, con dos sectores diferenciados, el más oriental, la Braña y la Perra, y el occidental, las Fuentes Carrionas. Arrasado todo el conjunto prácticamente en su totalidad tras la fase hercínica, en este largo proceso erosivo se exhuman las estructuras profundas y afloran materiales antiguos, hasta que a partir del Cretácico superior sufre una revitalización del relieve. Durante la orogenia alpina, en el Mesozoico final y Terciario, todo el sector sufrió un levantamiento por fracturación y empujes N-S y NO-SE derivados de la expansión del Golfo de Vizcaya. La complejidad de la estructura deriva de la yuxtaposición de las estructuras hercínicas, pliegues este-oeste, mantos de corrimiento y cabalgamientos, y las alpinas, principalmente la fracturación.

La morfología está condicionada por la fracturación, dominando los bloques fracturados, y la erosión diferencial sobre los materiales y pliegues hercínicos, alineados en dirección E-O predominantemente. Generan una sucesión de sierras individualizadas, entre depresiones alargadas, donde el relieve resulta de la conjunción de la estructura, la litología y la erosión diferencial. Esta ha possibilitado que las calizas devónicas y carboníferas, y las cuarcitas y areniscas devónicas configuren relieves positivos entre depresiones, elaboradas en las pizarras carboníferas que se suceden de norte a sur y entre las cuales se canalizan los ríos de direcciones cataclinales. Las dimensiones de los relieves son muy variadas, desde amplio macizos armados en los conglomerados, como el de Curavacas, o en las calizas, como la sierra del Brezo, hasta pequeñas crestas calcáreas a favor de estratos delgados con fuertes buzamientos, como las sierras de Los Redondos, que alternan con amplias depresiones poco profundas (Pisuerga, Carrion, Alba), dado el poco vigor de los afluentes del Duero. La red hidrográfica, se adapta, pues, a las estructuras y sólo las corta diagonalmente en estrechamientos no demasiado marcados.

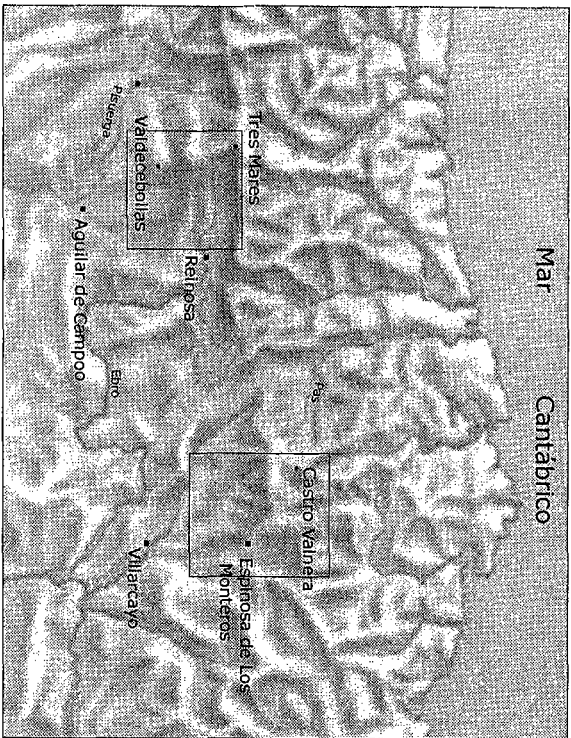


Figura 1b. Localización de la zona de estudio

Al este y sureste, las Sierras de Peña Labra, Hjar y Valdecebollos se arman en los materiales de la cobertura mesozoica, constituyendo cumbres caracterizadas por las disposiciones monoclinales de las areniscas y conglomerados Trásicos. Generan esbeltos frentes de cresta hacia los Redondos, que pasan a cumbres aplanadas con buzamientos meridionales en Valdecebollos. La cobertura se alarga hacia el este con los materiales del Jurásico, en la porción de Campoo y Cantabria Occidental, y sobre todo por los materiales cretácicos y la alternancia de margas, areniscas, calizas y turbiditas de espesores variables hasta la montaña vasca. Este sector configura un relieve plegado caracterizado por los amplios pliegues al norte, fallados en múltiples bloques menores, una tectónica eyectiva al sur que ha generado una sucesión de pliegues anticlinales apretados y sinclinales más amplios, y más al sur pliegues de vergencia sur y escamas cabalgantes de mayor complejidad tectónica, ya en el contacto con la cuenca del Duero. La morfología resultante es diversa, de modo que al norte, desde el mar hasta la divisoria, los estratos monoclinales fracturados presentan una homogeneidad morfoestructural, rota por la acción erosiva de los ríos, que aprovechan las debilidades litológicas y tectónicas, se encañan y generan un relieve energético. La divisoria se alarga en una sucesión de relieves monoclinales, elaborados en el flanco de sinclinal más septentrional, también compartimentados por la fracturación, en los que se alinean en dirección paralela crestas y depresiones

ortoclinales de variado tamaño y entidad. Al sur un relieve plegado invertido ocupa la mayor parte de las montañas de Burgos.

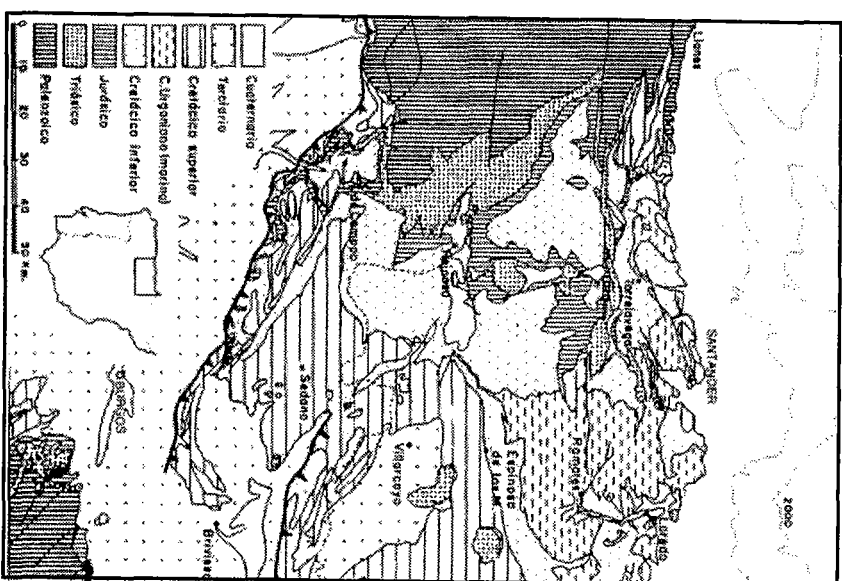


Figura 2. Esquema geológico (Heredia et al. 1990).

En este ámbito morfoestructural se inscribe el modelado glaciar de vertiente sur de la cordillera en su porción oriental, con los glaciares de Valdecebollos, Alto Campoo y las montañas pasiegas. En ellos, la proximidad al mar y la disposición de los relieves, en primera línea frente a los accesos de los frentes, o cobijados por relieves previos, señalan netas diferencias en el tipo de glaciares y en las dimensiones de los mismos entre un ámbito y otro. Si en Valdecebollos y Campoo, las mayores altitudes ocasionan una alta

montaña continua y elevada a más de 2.000 metros, su posición al sur y sureste de relieves importantes, como picos de Europa y Peña Sagra en primer lugar, y el relite prominente de las Sierra del Cordel-Peña Labra en segundo, genera menos precipitaciones en una montaña muy fría y ya en el tránsito hacia los medios más continentales de la cuenca del Duero. Los glaciares se cobijarán en altitud, a favor de orientaciones favorables y en masas reducidas, salvo en el caso de Alto Campoo, única lengua glaciar. Por el contrario, la montaña pasiega constituye el primer contrafuerte frente al mar, a 32 kilómetros de la costa actual, relieve prominente que se levanta más de 1.500 metros sobre la costa, y donde la elevada nubosidad y precipitaciones, sobre todo con continuidad en el periodo estival, propician un clima, en la actualidad, de montaña hiperhúmeda en el que las estimaciones sobre precipitación superan los 2.500 mm anuales. A pesar de la escasa altitud (1718 m en Castro Valnera), estas condiciones climáticas propiciaron en el pasado, del mismo modo que propician en la actualidad turberas de cobertura en laderas y collados culminantes, una abundancia de precipitación en forma de nieve y sobre todo su persistencia, a favor de un medio húmedo, frío y nuboso que favorecería la acumulación de nieve y hielo en la divisoria. De este modo se generaron unos pocos glaciares de grandes dimensiones, glaciares de domo con poca capacidad erosiva, de los que partían lenguas extensas que alcanzaron los 425 metros en la vertiente septentrional, a favor del fuerte desnivel, y los 800 metros en la vertiente meridional, con los hielos canalizados en una única lengua glaciar, la que remodeló la cabecera del río Trueba hasta Espinosa de los Monteros.

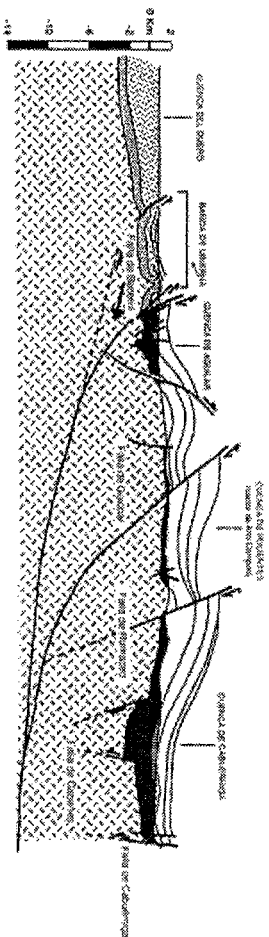


Figura 3. Estructura de la Cordillera Cantábrica (Espina, 1996).

La montaña cantábrica presenta numerosas variaciones derivadas de la altura, orientación y posición geográfica respecto a los relieves dominantes. Los principales factores que controlan el clima son la configuración del relieve, los desniveles y la altitud, y su proximidad al mar, elemento clave del paisaje y del clima, definidos ambos por la oceanidad. Los grandes desniveles son también un factor primordial, junto a la disimetría

norte-sur. Los desniveles, entre 1.500 y 2.000 metros en la vertiente septentrional, levantados a tan sólo 30-60 kilómetros de la costa, hacen de esta montaña una pantalla orográfica que ocasiona precipitaciones mayores de 2.500 mm anuales en la divisoria. Las precipitaciones se incrementan de oeste a este en la zona costera, pero, sin embargo, en la montaña los efectos derivados de la proximidad al mar, la posición de los macizos respecto a los frentes y la altitud de las cumbres no permiten conservar esta linealidad longitudinal.

La transición climática de la vertiente oceánica a la continental se define por los cambios en las precipitaciones y el régimen térmico. Las precipitaciones se mantienen por encima de los 30 mm todos los meses del año, pero descienden en un corto espacio, de modo que los más de 1.500 mm (Leitariegos, Isoba, El Escudo) de la divisoria se pasa a los 1.000 mm anuales en los valles interiores (Boñar, Riaño, Los Redondos, Cervera de Pisuerga, Alto Campoo) y a sólo 400 mm anuales en el piedemonte meridional. En la montaña existe una neta variación de temperatura y humedad con la altitud y el distanciamiento de la divisoria, apreciándose un ligero descenso de temperaturas en las depresiones más orientales (Cervera, Aguilar de Campoo).

Estación	Tª media anual °C	Precipitación mm/año	Altitud m
Reinosa (CA)	9,1	966,4	850
Pto. Escudo (CA)	7,9	1637	1011
San Roque -La Concha (CA)	10,3	2350	570
Espinosa de Los Monteros (BU)	7,7	824,3	840
San Juan de Redondo (P)	7,8	1030	1202
Cervera de Pisuerga (P)	9	994	1013
Aguilar de Campoo (P)	9,8	628	895

Tabla 1. Características climáticas de la zona de estudio.

La vegetación de la Cordillera Cantábrica refleja, al igual que las condiciones climáticas, una transición desde el bosque húmedo dominado por los caducifolios en los que los robledales y el hayedo en la montaña son los dominantes, junto a melojares y abedulares, hacia bosques marcescentes y perennifolios en los que la influencia de las condiciones mediterráneas se hace más patente hacia el sur y el este.

La organización general de la vegetación se articula en torno a un núcleo en la divisoria en el que dominan los hayedos atlánticos, en el sector montano de los dominios más húmedos. En altura, cuando las condiciones de temperatura se degradan, en general a partir de los 1.700 metros, deja paso al abedular o a los elementos supratorestales. Hacia el sur, el hayedo, a medida que desciende la humedad, se restringe a escarpes y serrezuelas en

orientación norte y pueblan las laderas umbrías y pendientes de las sierras meridionales (Valle de Mena, Sierra de Tesla, Bedón, Sierra de Arcena, Puerto de Carriles, Sierra del Brezo, Sierra de Híjar). El abedul (*Betula alba* y *B. pendula*) constituye el nivel superior del bosque en una amplia porción de las montañas cántabro-palentinias (Alto Campoo, Valdecebollas) y ocupa los espacios forestales marginales de difícil colonización para otras especies, como los suelos de turba o las laderas inestables.

En la vertiente sur, a medida que nos alejamos de la divisoria, la influencia de un corto período seco permite la existencia de un piso oromediterráneo, al oeste, dominado por el melojo (*Quercus pyrenaica*), mientras hacia el este las formaciones supramediterráneas de roble muestran una mayor diversidad, con melojo (*Quercus pyrenaica*) y encina (*Q. ilex*). El roble melojo ocupa espacios con precipitaciones anuales por encima de los 1.000 mm y se extiende desde la montaña burgalesa hasta los Ancares, entre los 600-1.200 metros de altura. Al sur de las sierras más externas aparecen formaciones mediterráneas, encinares (*Quercus ilex*), a menudo alternantes con los melojares y sabinares (*Juniperus thurifera*).

Los pastizales alpinos colonizan la zona de cumbres, que pasan por debajo de los 2000 metros a formaciones de brezo, con aulaiga, arándano y enebro, alcanzan cotas muy bajas, ya en el piso montano.

La montaña cántabrica es un ambiente profundamente humanizado en el que los rasgos naturales han guiado la organización del territorio, pero las sucesivas ocupaciones humanas han transformado profundamente el paisaje, mediante dos modos básicos, la explotación ganadera y la minería. Esta última, junto a la intensa deforestación, ya seculares, ha sido capaz de alterar profundamente ecosistemas y topografías. La montaña cántabrica posee estructuras de poblamiento, tipos de explotaciones y modos de vida muy diferentes que implican cambios paisajísticos netos, fácilmente perceptibles entre la montaña pasiega, el norte de la montaña burgalesa o Campoo.

La zona de estudio conoció una temprana ocupación humana que comprende culturas paleolíticas (medio y superior) y megalíticas. Existen importantes yacimientos paleolíticos en San Quirce del río Pisuerga y en el cañón de la Horadada, fuera ya de la montaña, en la cueva de Ojo Guareña y en Campoo, donde se han estudiado las terrazas del Híjar y Ebro. En este último se han encontrado utensilios (hendedores, raederas, triledros, núcleos, lascas) atribuidos al Paleolítico Medio y situados cronológicamente en los inicios del Pleistoceno Superior (Gutiérrez y Serrano, 1.998), en los distintos niveles de terrazas fluviales del Híjar. Se trataba de grupos de humanos nómadas que se moverían tras las manadas de animales gregarios como el caballo, el toro o el bisonte. Dada la aparición de artefactos en las terrazas medias y bajas podemos deducir una ocupación humana con una cierta continuidad durante todo este período.

Del período denominado Paleolítico Superior todavía no se han encontrado restos que nos permitan tener constancia de ocupación humana en la comarca de Campoo. Esto no significa que estuviese deshabitada, sino que los restos, o no se han conservado o como consecuencia de las pocas tierras de labor que en la actualidad se explotan, no se han encontrado. En la Cueva de Ojo Guareña existen grabados y pinturas atribuidos al Solutrense, que atestiguan la presencia humana en el interior de la cordillera.

El momento postpaleolítico mejor documentado en esta zona se refiere al Megalitismo. Existen restos en el sector de Sotoscueva (dólmén de Villamartín de Sotoscueva) y en Campoo que se asocian a la abundancia de monumentos megalíticos de la cercana comarca de las Loras burgalesas. En Campoo, el conjunto mejor estudiado hasta el momento es el de Los Lagos, pero se han constatado restos de esta época en Paracuelles, Arvejales, Fontibre y La Población de Suso (los tres primeros son túmulos, el último un "cromlech"). El conjunto megalítico de Los Lagos (Mazandrero, Campoo de Suso), se compone de tres cámaras funerarias megalíticas; de una estructura, denominada "Los Lagos IV", probablemente un lugar de uso especializado, ya sea algún tipo de estructura habitacional o de un lugar de talla de artefactos (Gutiérrez, 1995, 1999; 2000). Además de estas estructuras han aparecido dos menhires en la propia campo de Los Lagos, y otro, en una zona cercana denominada el Sel Viejo. A todo ello, debemos sumar manifestaciones de arte megalítico, como la "piedra de las cazoletas", y abundante industria lítica, principalmente buriles, puntas, raspadores, perforadores, lascas, láminas, denticulados y puntas en hueso, así como cáscaras de avelanas carbonizadas, carbón y restos de ámbar y de una cuenta de collar de azabache.

En la costa cántabrica, zonas meseteñas cercanas (La Lora burgalesa) y La Rioja estos lugares parecen centrarse en torno a fechas que van desde el 4000 cal. B.C. hasta mediados del IV milenio cal. B.P.; por lo que nos parece razonable situar el conjunto megalítico de Los Lagos en este horizonte cronológico. Se trataría de un poblamiento de pastores que ocuparon zonas altas de la montaña y tenían ya una alta capacidad para interferir y alterar el medio natural. De este modo, se atesigua la alteración antrópica de estos paisajes desde hace más de 4.000 años B.P.

En Alto Campoo y las montañas de Burgos, la intervención humana sobre el territorio es el factor principal que determina la distribución de las formaciones vegetales. El fondo de valle fué deforestado para su uso agrícola-ganadero, y hoy presenta un paisaje rural de pradera bien definido y no exento de belleza estética, pero ajeno a la organización vegetal natural. Las formaciones vegetales han quedado alojadas en zonas marginales, ocupando espacios no aprovechables. El fondo del valle, colonizado antaño por formaciones de robledal, es hoy una amplia llana deforestada, y el rebollo (*Quercus pyrenaica*), que ocupó las extensas planicies basales, ha sido

desplazado a pequeñas manchas aisladas para uso de monte en espacios de difícil explotación agrícola.

En las laderas, las diferencias topoclimáticas entre las solanas y las umbrías hace que la vegetación natural seleccione su emplazamiento, pero el hombre también ha intervenido de modo selectivo para la obtención de pastos en las zonas menos pendientes con suelos favorables. De este modo, en las umbrías de fuertes pendientes perduran los hayedos, colonizando laderas umbrías por encima de los 1.000 metros, con bosques magníficos y bien conservados como los de La Lomba (Campoo) y Lunada (Trueba). En las solanas la cagiga (*Quercus robur*) y el rebollo se acantonan en las zonas de mayores pendientes o con formaciones superficiales más desfavorables. Los robledales de Proaño, sobre restos de depósitos de ladera difícilmente aprovechables, el quejigar de Fresno, o el bosque mixto de Soto, son algunos ejemplos.

El sistema tradicional se fundamentó en la ganadería, en la que destacó la presencia del ganado lanar trashumante en la alta montaña, base de la economía y organizador socio-espacial, y la agricultura fue sólo el complemento de la actividad ganadera, limitada a un terrazgo para la producción de cereal y patatas. La organización de las aldeas y la construcción de viviendas presenta una fuerte continuidad en las montañas palentina, campurriana y burgalesa, con sólidas construcciones en piedra y cabañas construidas en los seles y brañas. Una excepción al conjunto es el sistema de poblamiento pasiego, que traspasa la divisoria en el Alto Trueba, con una intensa incidencia paisajística y sobre el medio natural¹.

Pero todo ello no es sino el reflejo de antiguas estructuras territoriales que perviven hoy en el paisaje con un carácter heredado y relicto, pues la montaña ha sufrido cambios recientes profundos que están cambiando su faz y sobre todo las estructuras que articulan el espacio geográfico. El abandono de los campos de cultivo con la caída de la cabaña ganadera y la trashumancia masiva, muestra en la actualidad una montaña vacía, poco poblada para el trabajo, con las consiguientes repercusiones ecológicas. La montaña esta siendo de nuevo colonizada por vegetación espontánea, que gana terreno a los pastizales, con etapas de sucesión que implican un desequilibrio de las condiciones vegetales y geomorfológicas. La utilización de nuevos recursos concentrados en los fondos de los valles está generando una reorganización del espacio habitado, a veces muy intensa e incluso agresiva con el medio o los paisajes. En primer lugar se está produciendo un poblamiento estacional derivado de la promoción turística de la montaña, y en ocasiones, de la alta montaña para el turismo de invierno,

¹ Respecto a este tema, ver los trabajos de M. de Terán (1947): Vaqueros y cabañas en los Montes de Pas. *Estudios Geográficos*, 28, 493-536.; J. Ortega Varcárcel (1975). Organización del espacio y evolución técnica en los Montes de Pas. *Estudios Geográficos*, 140-141, 863-899; M. García Alonso (1997). *La cabaña pasiega. Origen y evolución arquitectónica*. Gobierno de Cantabria, Santander.

para el cual las condiciones cantábricas son poco propicias por la inestabilidad del tiempo y del manto nival. Los fondos de valle ocupados por embalses deterioran sin solución el paisaje, auténtico recurso natural y cultural de las montañas en la actualidad, y quiebra el ecosistema en el que se asienta, afectando a amplios espacios que quedan desprovistos de tierras llanas y fondos de valles, por no mencionar los daños humanos y culturales de tales intervenciones. Finalmente, los aerogeneradores han ocupado los interfluvios de las crestas y sierra menores de las montañas burgalesas y palentinas, dominando la línea del cielo en toda su extensión y ocasionando graves alteraciones geoclimáticas derivadas de su instalación y mantenimiento y el final del paisaje de montaña cantábrica castellana. Esta transformación reciente y plenamente activa es el principal riesgo para la conservación de los paisajes y los ecosistemas de la montaña cantábrica y el mantenimiento de los espacios naturales protegidos como elementos singulares y recursos para los pobladores de una montaña que se está transformando velozmente.

Una porción de la montaña campurriana forma parte del Espacio Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre, declarado espacio protegido por la Junta de Castilla y León en el año 2000. Comprende una porción representativa de la Montaña Cantábrica, y de la palentina en particular, en la que se combinan los valles y las cumbres en una armoniosa sucesión de elementos que caracterizan la montaña de la vertiente meridional. Valles amplios, como La Pernía, por donde discurre el Pisuerga, estrechos y hoy ocupados por embalses (Camporredondo, Campuerto, de Cervera, de Requijada), o encajados entre paredes y altas montañas en el Alto Carrión, alternan con montañas, la Peña, unas veces acogedoras, de cumbres amplias y aplanadas salpicadas por agujas -Valdecebolias (2.136 m), Tres Mares (2.175 m) o Peña Labra (2.029 m)-, otras voluminosas y de cimas altas y solitarias -Curavacas (2.524 m), Pico Murcia (2.341 m), Peña Prieta (2.539 m)-, y también esbeltas y aisladas montañas que se yerguen sobre las praderas -Espigüete (2.450 m), Peña del Tejo (1.986) Peña Tremaya (1.432 m) o Peña Abismo (1.735 m)-. Fuentes Carrionas y Fuente Cobre deben su nombre a los nacedores de los dos ríos palentinos más importantes, el Carrión, en el macizo de Peña Prieta, y el Pisuerga, al pie del Valdecebolias, en Fuente Cobre. El espacio protegido, tiene una superficie de 78.360 Ha, comprende prácticamente toda la porción palentina de la Montaña Cantábrica, excepto el Campo de Aguilar y las Loras. Incluye tres comarcas de la montaña palentina prácticamente en su totalidad, el Alto Carrión, la Pernía y la Braña, y las cabeceras del Rubagón, el Carrión y el Pisuerga, en las cuales existen diversos biotopos de especial valor, siempre ligados a la conservación de los bosques. En estos se alojan especies como el oso pardo, que tiene aquí los principales refugios del sector oriental de su hábitat, el urogallo, o una larga lista de especies como la marta, el lirón, lagartijas, culebras, víboras, nutrias, desmán de los Pirineos, rebecos y rapaces. Cumbres, valles y ríos definen un espacio singular tanto frente al piedemonte

- Sierra del Cordel, flanco septentrional del sinclinal de Abiada. Condicionadas por el buzamiento de los conglomerados y areniscas, 30° E, presenta un cresterío disimétrico con frentes escarpados al norte y dorso más tendido al sur. En este conjunto se encuentra el afloramiento granítico -cuarzogabros y cuarzdioritas- del Cueto Ján.
- Sierra de Híjar, flanco meridional del sinclinal de Abiada. Configura un cordal compartimentado por fracturas de dirección NW-SE, de amplios dorsos en Cotamañinos y El Cuchillón, constituidos por conglomerados triásicos con buzamientos en torno a los 25°, que generan una suave pendiente hacia el este (sólo destruida por la acción glacial). Estos dorsos contrastan con el frente del estrato, abrupto y energético al N y SW, que confiere a los picos Tres Mares o Cuchillón la esbeltez y verticalidad de la que carece en la vertiente campurriana.
- Laderas constituidas por conglomerados y areniscas. Presentan fuertes buzamientos en la vertiente septentrional (30-60°) y menores en la meridional (20-25°). En función del buzamiento se articulan amplios conjuntos de microcuestas entre Monte del Cabezo y El Henar, o dorsos verticalizados en las laderas de Cuenca Gen-La Señoruca.
- Resaltes monoclinales de areniscas del triásico inferior. Fracturados y levantados, compartimentan el fondo del valle con relieves menores, como el Otero (1.082 m).
- Afloramientos de calizas y dolomías del Triásico medio. Dan lugar a resaltes aislados de escasas dimensiones, en el fondo de las depresiones, en las proximidades de Fontibre, Hoz de Abiada y Guares. En ellos se desarrollan procesos kársticos con cavidades, dolinas, sumideros y surgencias, el más famoso, el nacimiento del Ebro en Fontibre.
- Depresión de Abiada-Enrambasaguas. Bloque hundido limitado por un conjunto de fracturas de direcciones NW-SE, NE-SW y E-W, que da lugar a una depresión en cuyos márgenes afloran los materiales más competentes del Triásico inferior, areniscas y conglomerados, y en su fondo las arcillas con yesos del triásico superior. Esta organización morfoestructural ha propiciado la existencia de una depresión con materiales blandos en su fondo, que favorece la erosión diferencial.
- Valle del Híjar, fondo del sinclinal de Abiada. En él afloran los materiales arcillosos y yesíferos del Triásico superior, posibilitando la erosión sobre los materiales blandos y la depresión rellena de materiales fluviales.
- Resaltes en calizas jurásicas. Relieves positivos a favor de la presencia de estratos calcáreos del Jurásico, que conforme con el buzamiento dan lugar a resaltes energícos de laderas disimétricas, es un buen ejemplo el pico Guariza, al SE de Fontibre.
- Depresión de Reinosa. Amplia depresión generada a favor del afloramiento de materiales arcillosos y yesíferos del Triásico, fácilmente erosionables, recubierta por formaciones de origen fluvial.

- Sierra de Bárcena. Cierre perisinclinal del sinclinal del Saja, de dirección N-S, ubicado al este de Palombara, constituye un frente energético y continuo. En las laderas se elaboran crestas y pasillos de erosión diferencial, a favor de los afloramientos de margas
- Pliegues suaves en las areniscas y conglomerados cretácicos. Configuran relieves alomados de formas suaves y escasa altitud con formas menores dirigidas por el buzamiento de los estratos. Se localizan desde la dislocación NE-SW de Reinosa, ya en el contacto con Valderredible.
- Unidad monoclinal de Polledo. Conjunto de crestas elaboradas en los materiales calizos y depresiones suaves en las areniscas, conglomerados y margas cretácicas infrayacentes, a favor de la estructura monoclinal con buzamiento norte y la erosión diferencial.

2.2. El modelado glaciar

En el macizo de Valdecebollas y Alto Campo los procesos glaciares modificaron la morfología de cumbreras, confiriendo una mayor energía al relieve y ocupando las cabeceras de los arroyos preglaaciares. Esta morfología fue estudiada por Hernández Pacheco (1948) y se han realizado aportaciones posteriores (Frochoso, 1990; Gutiérrez y Serrano, 1998; Frochoso y Castañón, 1998; Serrano y Gutiérrez, 2000; Serrano, 2001), que permiten conocer la morfología y evolución glaciar de alto Campo.

Los glaciares pleistocenos se caracterizaron por sus pequeñas dimensiones, con glaciares de entidad reducida en el macizo de Valdecebollas, donde se distribuyeron en torno a su aplanada cumbre. Cuatro glaciares de circo definen las formas principales del macizo de Valdecebollas, donde únicamente el glaciar septentrional alcanzó mayores dimensiones. Los glaciares de Rubagón, La Cárcava y Brañosa, drenan hacia el Rubagón, mientras el de Sel de la Fuente, orientado al norte, drena hacia la cabecera del Pisuerga. Son glaciares de circo de reducido tamaño, donde únicamente el glaciar de Sel de la Fuente, en orientación septentrional, presenta mayor entidad, con una lengua incipiente y una transfluencia –por el collado de Sel de la Fuente–, que le permitía aprovechar un antiguo cauce capturado por el Pisuerga y trasvasar una porción de su masa a la cuenca del Híjar.

Las mismas características tuvieron los glaciares de la porción oriental de la sierra de Híjar y la vertiente meridional de la Sierra del Cordel. Sólo en la porción superior del valle del Híjar, en el triángulo comprendido entre Cotamañinos e Ján, con el pico Tres Mares en su vértice, se formaría una extensa masa de hielo con dos frentes difusos que descenderían por el valle del Híjar y por el del Guares.

- Formas de erosión.

Las formas de erosión dominantes son los circos glaciarres, pues el escaso desarrollo del glaciarismo impidió la elaboración de artesas glaciarres propiamente dichas.

- Circos: Son las formas dominantes en el conjunto estudiado, con 29 circos en las Sierras del Cordel e Híjar, en sus vertientes norte y sur, y cuatro en el macizo de Valdecebollas. Las antiguas cuencas de alimentación glaciar constituyen actualmente las depresiones denominadas localmente "cuencas", que se inscriben sobre las cumbres dando lugar a profundas depresiones de fondo aplanao y perfil escalonado. Algunas son de gran expresividad - Cuenca Gen, Cuenca Bucer, Cuenca Vitor, Hoyo Sacro, por ejemplo- y permiten reconstruir con facilidad el glaciarismo.

La morfología de los circos se ajusta a la cantidad de hielo acumulada y a los condicionantes morfoestructurales. En Campoo los circos orientados en componente norte constituyen el 67% (41% en orientación N y 26% NE) frente al 33% de los orientados al sur (24% S y 9% SE), hecho indicativo de la importancia de la orientación durante la formación de los glaciarres, en un ámbito marginal. Los de orientación septentrional constituyen los de mayor entidad y dieron lugar a los glaciarres de mayor desarrollo.

Las condiciones morfoestructurales condicionan los procesos de acumulación y la labor erosiva del glaciar. En la Sierra del Cordel, con estratos verticalizados, las formas dominantes son circos profundos y circulares, "en sillón", con bellos ejemplos en Cuenca Cen, Pozos del Guares, Cuenca Gen o Cueto Ropero. Por el contrario, en los dorsos más tendidos de la Sierra de Híjar o en las zonas con buzamientos pequeños de Valdecebollas, los circos se ensanchan y agrandan, al tiempo que se escalonan conformes a la estratificación, generando cubetas más pequeñas a menudo con fondos en pendiente a favor del buzamiento, como sucede en el cordal de El Cuchillar-Tres Mares (figura 5), en Sel de la Fuente, o Peña el Rostro.

La marginalidad del glaciarismo en las orientaciones meridionales ha generado circos sólo apuntados, con morfologías imprecisas en los interfluvios, que sólo valle abajo constituyen formas de erosión glaciar netas. Su origen cabe atribuirlo a la sobreacumulación nival por el viento y a la presencia de neveros y glaciarres incapaces de elaborar formas netas. Son ejemplos de esta morfología el circo del Rubagón, con nichos de nivación en la cabecera, la Cuenca del Hoyo, en Gulatrapa, la cuenca Nestosa, en Cueto Ropero.

- Artesas: No existen artesas glaciarres propiamente dichas en las montañas campurrianas, tan sólo morfologías próximas derivadas de las corrientes de hielo. Estas formas se concentran en el entorno de Brañaveja, donde la confluencia de glaciarres procedentes de las sierras del Cordel e Híjar ocasionaron una amplitud del valle y el encajamiento del glaciar desde la Calgosa, donde confluiría el glaciar de Cuenca Cen hasta el collado de

Brañaveja. Aquí el glaciar difuía hacia el Guares, elaborando un umbral a favor de la superación del collado de Brañaveja, descendiendo por la vertiente opuesta, donde la caja del glaciar limitaba por las morrenas laterales al sur y el sustrato al norte, en una incipiente artesa glaciar. Entre la Calgosa y la Braña del Vado es donde se elaboró una artesa glaciar bien conformada de dos kilómetros de longitud, elaborada en las areniscas y lutitas del trásico con las características laderas escarpadas y el fondo plano, retocado por lo procesos proglaciarres y torrenciales. Presenta un desnivel entre 80 y 100 m en las laderas, que denota el espesor de hielo que fluía en este sector durante la máxima extensión de los hielos.

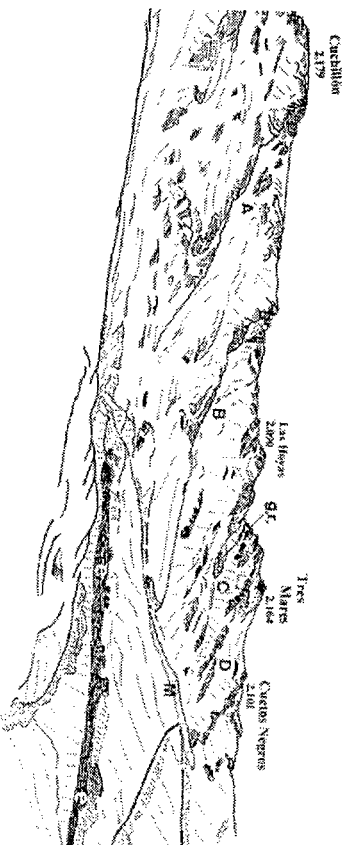


Figura 5. Morfología glaciar en la vertiente septentrional de la Cresta Cuchillón-Tres Mares. A, circo del Cuchillón. B, circo de Pidruecos. C, circo de Tres Mares. M, morrena frontolateral de Pidruecos. G.R., glaciar relicto de los Asnos. e, apareamiento de la estación de esquí de Brañaveja.

- Formas de acumulación.

Las formas de acumulación glaciar, morrenas laterales, morrenas frontales y materiales morrénicos dispersos, son muy abundantes, a menudo están muy deterioradas por los procesos solifluídiales, y, en algunos casos, por movimientos de ladera.

- Morrenas frontales: En la zona de estudio son las más numerosas, por hallarse en los circos. Los glaciarres de circos, de escaso desarrollo y sin lenguas, o con ellas incipientes, depositan únicamente morrenas frontales o frontolaterales, de escaso desarrollo, aunque importantes volúmenes. Todos los circos poseen morrenas frontales, a menudo con complejos morrénicos en los que se suceden múltiples arcos sucesivos. Los mejores ejemplos se encuentran en los circos más desarrollados, tales como la Cuenca y Orbaneja, o Sel de la Fuente. Lo más común es la sucesión de dos arcos, uno

mayor, en ocasiones desdoblado, y otro menor e interno, más erosionado, como sucede en Cuenca Vitor, Cuenca Bucer, Guátrapa-Aviones o Valdecebollas. En todos los casos, los complejos morrénicos frontales de los glaciares de circo denotan la presencia de glaciares muy pulsadores, con al menos dos fases diferenciadas espacialmente.

En el glaciar de Brañaveja existe una acumulación morrénica frontal, en el valle de Guares, a 1.310 metros, que señala con precisión la máxima extensión del glaciar, pues en el valle del Híjar no se han conservado formas de acumulación que permitan deducir la extensión máxima. Estas morrenas se encuentran aguas abajo de la confluencia de Hoyos del Guares, de modo que esta lengua era sobrealimentada por este glaciar, que favorecía su alargamiento hasta cotas más bajas que en el Híjar, donde además de no tener más alimentación perdería una parte de su masa en la transfluencia hacia el Guares.

Morrenas laterales: Son poco frecuentes en las montañas campurrianas y no existen grandes complejos morrénicos laterales o de obturación. Elementos aislados se encuentran en Hoyos del Guares, dos restos de las morrenas laterales que enlazaban con el glaciar principal, pero la mayor parte de los casos son morrenas laterofrontales. En Brañaveja se encuentran dos morrenas laterales bien conservadas que parten de Pidruecos en dirección NW-SE y se alargan valle abajo hasta los aparcamientos de las pistas de esquí. Esta morrena se desdobra en dos crestas, con desdoblamientos menores, entre los que quedan pequeños rellanos intramorrénicos. El conjunto señala una fase de retroceso en la que el glaciar, procedente únicamente de las laderas septentrionales, no ocuparía el fondo de valle por completo, dirigiéndose hacia el SE y depositando en su margen oriental esta alargada morrena de un kilómetro y medio de longitud.

En la Canal de Brañosa existe otra voluminosa morrena lateral que supera el kilómetro de longitud desde las ruinas de Golobar hasta el fondo del valle, donde se desdobra en dos, ya con un carácter frontal. Esta morrena sería de la fase de máxima expansión del hielo, momento en el que el glaciar no ocupó todo el valle, depositando la morrena en su porción norte, al estar alimentados por las paredes de orientación septentrional.

Conos de deyección y terrazas proglaciares: Los complejos morrénicos frontales y laterales enlazan con depósitos proglaciares, conos de deyección y planas aluviales, en la actualidad incluídas y colgadas sobre los arroyos. Estas morfologías son visibles en el fondo de la artesa de Brañaveja o al frente del complejo morrénico frontal de Sel de la Fuente, en Valdecebollas, pero donde alcanzan la máxima expresividad es en el circo de Nestosa. Al Oeste de Abiada se localizan dos conos de deyección, ligados al desagüe de los circos glaciares de Nestosa y el barranco de la Señoruca. El arco morrénico frontal de Nestosa enlaza con un cono de deyección que se extiende por la ladera de la depresión de Abiada, reposando sobre el nivel de terraza más alto y enlazando sin solución de continuidad con la terraza II. Se

caracterizan por el perfil tendido, de 7-8° y un depósito compacto y heterométrico en el que dominan los cantos con formas aristasadas, poco trabajadas, con presencia de bloques y matriz predominantemente arenosa (facies Dmm). La erosión posterior ha incidido en el cono de deyección y la terraza, quedando colgados sobre los niveles inferiores y el cauce actual. La posición de las morrenas, como proglaciar y terrazas, ha permitido correlacionar el máximo glaciar con el nivel de terraza II del valle del Híjar (Gutiérrez y Serrano, 1998).

- Reconstrucción del glaciarismo Pleistoceno en Valdecebollas y Campo.

Hernández Pacheco (1948) señaló una gran parte de las morrenas presentes en Campo y la posibilidad de fases que asoció, conforme a las corrientes de interpretación vigentes entonces, a distintas glaciaciones cuaternarias, el Riss y el Würm. En la actualidad las dos fases principales con múltiples pulsaciones menores que Hernández Pacheco registró en Campo están vigentes, si bien dada la proximidad de las formas y la conservación de las mismas se atribuyen a dos grandes fases menores, y pulsadoras, de la última glaciación. Pero además se pueden apreciar los restos de una última fase, aún más reciente pero independiente del retroceso de las anteriores, de modo que en el Alto Campo y Valdecebollas podemos distinguir tres familias de morrenas que permiten reconstruir el retroceso glaciar en tres fases principales.

No	GLACIAR	LONG. m	ALTITUD		ORIENTACIÓN CIRCO	EIA m s.n.m.	TIPO
			Max.-mín.				
1	C. Vitor	759	1948-1490		N	>1720	Circo-lengua
2	C. Bucer	620	1926-1480		N	>1703	Circo-lengua
3	Guátrapa-peñarubia	396	1993-1480		N	>1706	Circo
4	Guátrapa-Aviones	429	1870-1945		N	>1665?	Circo
5	Cuenca Pepe	891	2063-1440		NE	>1750	Circo compuesto
6	Cuetomañín	1122	2122-1410		NE	>1766	Circo-lengua
7	Brañaveja	2805	2171-1310		E	>1740	Alpino
8	Señoruca	660	2061-1450?		E	>1755	Circo-lengua
9	Nestosa	462	1974-1250		S	>1612	Circo
10	La Cuenca		1974-1450		SE	>1712	Alpino
11	Orbaneja		1801-1380		E	>590	Circo

Tabla 2. Características morfológicas de los glaciares de alto Campo. EIA, Altitud de la línea de equilibrio glaciar. Método Kurovski.

No	GLACIAR	LONG	ALTITUD		ORIENTACIÓN	ELA	TIPO
			Max.	Min.			
1	Sel de la Fuente	2250	2136-1700		N	>1920	Circo-lengua
2	Rubagón	2250	2136-1630		SSE	>1930	Circo
3	La Cárcava	2300	2136-1530		SSE	>1830	Circo
4	Brañoseira	2500	2083-1470		NE	>1780	Circo

ELA, Altitud de la línea de equilibrio glaciar. Método Kurowski.

Tabla 3. Características morfométricas de los glaciares del macizo de Valdecebollas.

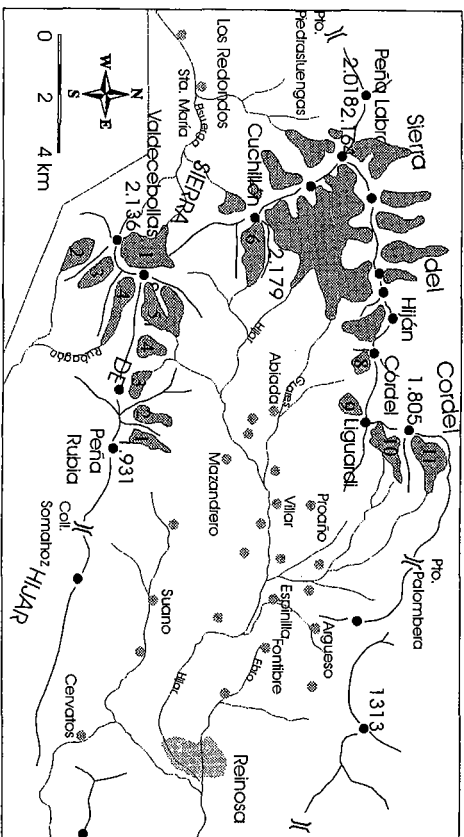


Figura 6. Reconstrucción de los glaciares en la fase de máxima extensión. La numeración coincide con las de las tablas 2 y 3.

- Fase de máxima extensión. Los glaciares más extensos de Alto Campoo y Valdecebollas, y por tanto las huellas glaciares presentes en la actualidad, pertenecen al último ciclo glaciar pleistoceno (figura 6), datado entre 70.000 y 18.000 años B.P. Durante el periodo en el que los glaciares alcanzaron la máxima extensión, muy reducida si lo comparamos con otras cadenas de montañas tanto europeas como peninsulares e incluso cantábricas, existieron una decena de glaciares, la mayoría de circo. Estos son glaciares con una amplia zona de alimentación pero un escaso o ausente desarrollo de las lenguas, de modo que la ablación del hielo sucedía casi inmediatamente después de la zona de acumulación. En este caso se inscriben los glaciares de Cuenca Gen, Pico Cordel-La Colladía, Cueto Ropero, Peña el Rostro, Cuenca Bucer y Cuenca Vitor. Sin embargo a esta fase pertenecería el glaciar de Brañaveja, de tipo alpino y alimentado por nueve circos glaciares.

De este modo la cuenca alta del Hilar estaría ocupada por un glaciar con una lengua de cerca de 3 Km de longitud y más de 150 m de espesor.

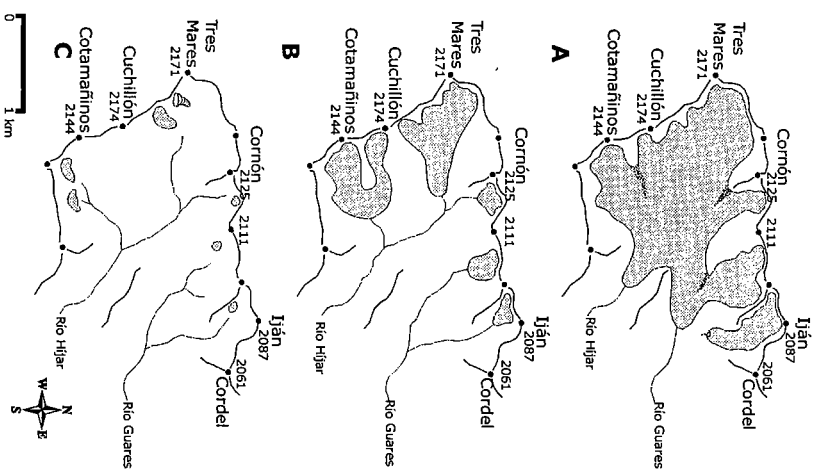


Figura 7. Evolución del glaciar de Brañaveja. A, máximo glaciar. B, retroceso finiglaciar. C, Tardiglaciar. G.r., glaciar rocoso de los Asnos (Serrano y Gutiérrez, 2000).

- Fase de retroceso, de edad Finiplleistocena, con la presencia de dieciséis glaciares de dimensiones más reducidas, dominando los de circo al tiempo que el glaciar de Brañaveja presenta todavía una lengua, de reducida entidad, que alcanza poco más del kilómetro de longitud. En este momento este glaciar ya sólo recibe la alimentación de los circos de Los Castros. Las

Ollas y Tres Mares, localizando su frente en el inicio de las pistas de la estación de esquí, a 1670 m.

- Fase de altitud. En los circos más elevados, siempre en orientaciones septentrionales y al pie de cantiles y paredes norte, se encuentran morrenas que permiten reconstruir restos glaciares de reducidas dimensiones en Peña el Rostro, Hoyo Sacro, Las Ollas, Cuchillón y Cuenca Gen. Destaca la existencia en este periodo de un glaciar rocoso al pie de los Asnos, hoy casi totalmente destruido por las pista de esquí. Un glaciar rocoso es una masa de rocas con hielo intersticial que fluye ladera abajo formando una lengua de clastos con arcos y surcos en superficie, y un frente neto sobreelevado. Estas formas están asociadas a los glaciares pero son indicadoras de medios morfogenéticos periglaciares. En la actualidad no se conoce la edad de esta fase, pero por correlación con la evolución glacial pirenaica se ha propuesto su pertenencia al periodo Tardiglacial, entre 12.000-10.000 años B.P.

2.3. El sistema de terrazas del Híjar

El sistema de terrazas del Alto Campoo se inicia en el valle del río Guares, afluente del Híjar y en la confluencia entre ambos. En la depresión intramontañosa de Abiada-Entrambasaguas y a partir de Riaño, se extiende el sistema de terrazas encajadas del río Híjar, a lo largo de diez kilómetros entre la confluencia de los arroyos Guares y Henar hasta aguas abajo de Villacantid (figura 8). Presenta tres niveles de terrazas bien señalados.

T-I. Sistema de terrazas adosado a las márgenes del valle que ocupa amplias superficies en la margen derecha del río. La terraza I está colgada a 35 m al pie del Calamuco, 60 m en Abiada y 30 m en La Lomba y Entrambasaguas. Constituye un depósito fluvial de fuerte pendiente longitudinal (2,8º). Entre Riaño y Villacantid la terraza se encuentra a 17-20 m en Villar, 15 m en Naveda, 25 m en Barrio y 20 m en Villacantid, presentando una pendiente original en este sector de 1,08º. En conjunto enlaza con las laderas suavemente, mediante el paso de glacis a terraza.

El nivel de terraza superior se caracteriza por la heterogeneidad morfológica y sedimentológica. En Entrambasaguas presenta una facies de bloques redondeados a subredondeados sin estructura visible y con matriz, que en el valle medio pasa a un depósito con predominio de finos.

T-II. Nivel de terraza muy desarrollado en la depresión Abiada-Entrambasaguas, y con menor importancia morfológica en el curso medio, donde ocupa una estrecha banda central (de unos pocos metros a 500 m de ancho). Este nivel de terrazas esta colgado sobre el cauce actual 10 m en La Lomba, 8-10 m en Entrambasaguas, 8 m al sur de Riaño, 5 m en Naveda, y en torno a 2 m en El Reguero y Villacantid. Destaca, pues, la suave inclinación, de 1º de pendiente.

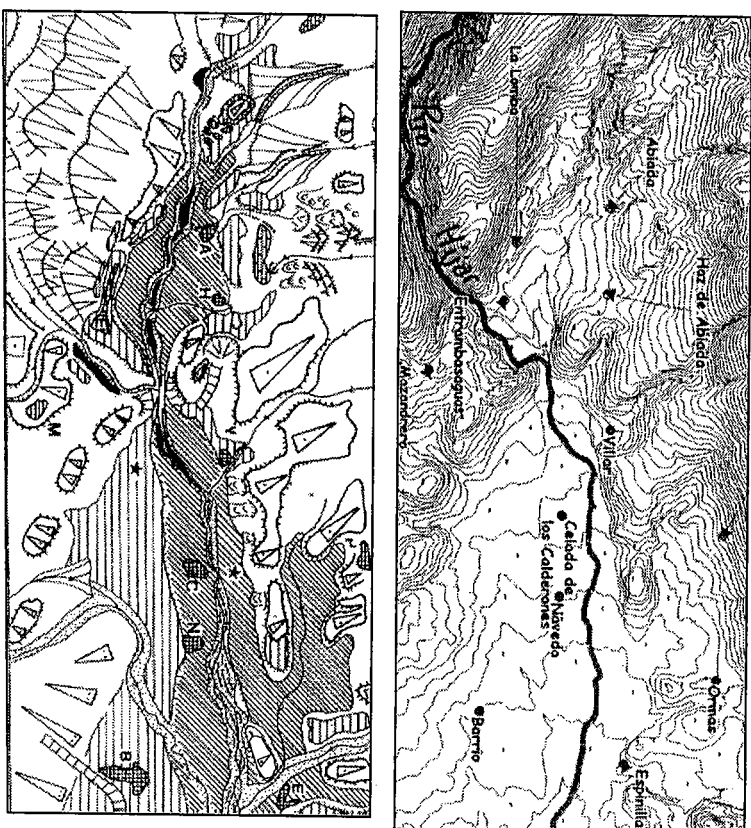


Figura 8. Esquema geomorfológico de las terrazas del Híjar (Gutiérrez y Serrano, 1998). 1, cordal. 2, cumbre. 3, escarpe. 4, ríos y arroyos. 5, poblaciones. 6, yacimientos. 7, relieves monoclinales. 8, afloramientos de calizas. 9, glacis. 10, circo glaciar. 11, umbral glaciar. 12, cubeta de sobreexcavación glaciar. 13, morrenas. 14, depósitos morénicos. 15, nicho de nivación. 16, terraza I. 17, terraza II. 18, terraza III. 19, nivel de acumulación fluvial. 20, cono de deyección. 21, cabezeras torrenciales. 22, paleocanales fluviales. 23, incisión fluvial. 24, cascadas y rápidos. 25, sumidero kárstico. 26, surgencia kárstica. 27, canales trenzados. 28, dolinas. 29, laderas de deslizamiento. 30, solifluxión.

T-III. El nivel más bajo del valle no tiene continuidad, con formas neas en la depresión Abiada Entrambasaguas, y entre el Puente de Riaño y Celada de Calderones. Presenta un nivel discontinuo colgado a 2-3 m sobre el nivel del cauce actual que disminuye de cota respecto al río hasta desaparecer en el sector de Celada-Espinilla.

N.A.F. Es el nivel de acumulación fluvial actual, representado por la amplia llanura de inundación ocupada por cantos y bloques esparcidos entre las barras y los canales característicos de un medio de alta sinuosidad, en la actualidad canalizado y fuertemente alterado por el hombre. Este nivel representa una estrecha franja encajada entre los niveles de terraza hasta Naveda, donde se inicia una expansión que llega a alcanzar los 250 m de ancho en Villacantid. Refleja, pues, las características del perfil, con un fuerte desnivel que supone un dominio de la incisión hasta las proximidades de Naveda, y un desnivel muy poco acusado desde este punto, con acumulación de sedimentos y transformación del cauce rectilíneo en un cauce de alta sinuosidad. Este modelo actual sería similar al generado en los diferentes momentos de génesis de terrazas del Cuaterario.

NIVEL	TERRAZA
	Guares Híjar
T-I	T+ 15-25 T+30-60
T-II	T+ 2-5 T+ 8-10
T-III	T+ 2-3 T+2-3

(N.A.F.)

Tabla 4. Niveles de terrazas de Alto Campoo.

Formas de erosión fluvial

El valle de Alto Campoo tiene un carácter morfoestructural en sus elementos dominantes, si bien en detalle la acción fluvial ha modelado gargantas encajadas y valles en V. Entre ellos destaca la garganta encajada del Híjar, valle fluvial disimétrico de laderas escarpadas al norte, donde afloran los frentes de la formación de areniscas y conglomerados con buzamiento norte, y más tendidas al sur, donde la inclinación de la ladera se adapta al buzamiento de los estratos. Aguas bajo se localiza el estrechamiento de Riaño, incidido en las areniscas triásicas, en un modelado típicamente fluvial. En las laderas que desde Cueto Ropero drenan al Guares y desde la Sierra de Híjar al fondo del valle, se inscriben una sucesión de incisiones fluviales que inciden y desmantelan los niveles de glaciés.

En la Loma del Brañizo hay sendos valles colgados y sin cabecera elaborados por la acción fluvial con anterioridad a la incisión de la Garganta del Híjar, que denotan los cambios recientes en la red hidrográfica. El drenaje de las zonas altas se realizaría a través del Guares, al que drenarían los

valles laterales de la Sierra de Híjar. Un cambio dinámico que generaría la incisión de la garganta mediante un proceso remontante, implicaría la captura sucesiva de los arroyos de Mazandrero, donde es evidente el codo de captura, y de los valles secundarios, entre los que destaca el de Gulatrapa. Dado que no existen depósitos fluviales en la garganta, pero sí en el Guares, donde están representados todos los niveles, y la terraza I parece ocupar los valles laterales relictos, el cambio en la red hidrográfica se situaría después de la incisión en los glaciés de la red hidrográfica e inmediatamente antes de la deposición de los sedimentos de la terraza I.

Aguas arriba de Fontibre también existe una captura que implicó el abandono de la cabecera actual del Ebro y el desplazamiento hacia el sur del cauce principal, ahora el Híjar. Esta captura está en relación con los procesos kársticos asociados al nacimiento actual del Ebro, que como ya demostrara Hernández Pacheco, es alimentado por las aguas del Híjar, sumergidas en la zona del Reguero, a favor de los afloramientos calcáreos triásicos. El abandono de este valle es anterior a la elaboración del sistema de terrazas, que ofrece continuidad a lo largo del Híjar hasta su confluencia con el Ebro. Por tanto formaría parte de la red inicial del Paleoguares, abandonándose, posiblemente, durante el período de incisión previo a la deposición de la terraza I.

2.4. La formas de modelado más antiguas en Alto Campoo

Las formas de modelado más antiguas del valle son los restos de glaciés, regularizaciones de las laderas que presentan formas rectilíneas muy bien desarrolladas y niveles de fondo de valle, hoy colgados sobre el Híjar. Un glaciés es una forma de relieve constituida por una suave rampa, de carácter erosivo o de acumulación, que enlaza las laderas con el fondo del valle. Su origen se asocia a la presencia de escorrentía laminar, no canalizada en ríos o arroyos, con un régimen contrastado que posibilita la acción de corrientes laminares energéticas alternante con períodos de inactividad. Denotan, pues, la existencia de ambientes áridos, bien fríos o cálidos.

- GI-1. La regularización de las laderas, con formas rectilíneas de fuerte pendiente, enlazan con restos aplanados de pendientes regulares y con rellanos residuales, configurando laderas cóncavas con pendientes de 5º en Tamarro y Monte Herrera. El nivel de glaciés está bien conservado en la zona oriental de la sierra de Híjar, en Valdesoto y al Norte de Proaño. En la zona central se encuentran retazos aplanados, bien visibles en Hito Sordo o El Otero. Para el conjunto del valle se aprecia la existencia de un rellano colgado sobre el río actual a 205 m al oeste de Abiada, 190 m en Riaño, 90 m al este de Villar y 64 m en El Castrejón, en la actualidad fuertemente compartimentado. Constituye un conjunto de niveles erosivos, sin depósito en general, salvo en el sector Hoz



de Abiada-El Castrejón, donde esta recubierto por un depósito heterométrico formado por bloques subredondeados y redondeados con formas elongadas, y en Espinilla, donde un depósito de 15 metros de espesor denota la complejidad de los procesos que intervienen en la configuración de estos niveles en el centro del valle.

Estas formas constituyen antiguos fondos de valle correspondientes a las fases iniciales del modelado, cuando la actual red hidrográfica está configurándose y domina un ambiente de aridez. A partir de este nivel se estructura la red hidrográfica del alto Ebro.

- GI-II. Se trata de suaves morfologías de ladera que enlazan con el nivel de terraza I, y son los responsables de los aportes laterales que se incorporan al depósito, en lo que constituiría un sistema de glaciares terraza conservado sobre todo en el sector de Barrio-Villacantid.

2.5. La evolución del relieve

En Alto Campoo es posible reconstruir la evolución morfogenética a partir de la sucesión de fase registradas en formas y depósitos.

F-1. El relieve surge de las últimas fases del ciclo alpino, cuando las formas estructurales quedan prácticamente configuradas y Campoo constituye ya una depresión alargada en sentido ENE-WSW.

F-2. En un ambiente tectónico estable se inician los procesos erosivos y la elaboración de la red hidrográfica. Una primera fase, extensa en el tiempo, está en relación con la regularización de las laderas y el nivel de glaciares I, periodo sin una red hidrográfica jerarquizada, con el fondo del valle localizado en torno a 250 metros por encima del actual.

F-3. Se inicia la incisión fluvial, que encaja la red hidrográfica sobre las formas preexistentes y elabora surcos y valles ortoclinales en las márgenes del sinclinal. La red fluvial descendía desde el valle del Guares para enlazar, en línea recta, con el valle del Ebro entre Fontibre y Relinosa.

F-4. Tras este periodo de erosión fluvial, se producen una sucesión, más o menos brusca en el tiempo, de cambios hidrográficos y capturas que implican el abandono del brazo del Ebro, que circula hacia Matamorosa por Villacantid. El origen de estos cambios en un momento inicial del Pleistoceno puede explicarse por un tirón hídrico de la cuenca del Ebro, en su conjunto, o por reajustes tectónicos que favorecen los cambios de la red hidrográfica, si bien la karstificación es el factor determinante en Fontibre.

F-5. Tras la incisión y reajuste de la red, se inicia una fase de acumulación que deposita el nivel de terrazas más antiguo (T-I) y el nivel de glaciares que enlaza con las mismas (GI-II), denotando una fase también señalada por la aridez. La terraza I es anterior al máximo glaciar representado por las

morrenas externas del circo de Cueto Ropero, pues a esta fase se asocia la génesis del cono de deyección y del nivel de terraza II. La terraza I es, pues, pre-máximo glaciar, por lo que la ubicación temporal del máximo glaciar cobra especial importancia para situar T-II en el tiempo. La terraza I alberga los restos de industria lítica más antiguos del Alto Campoo, que por correlación con las dataciones de los Picos de Europa, la cronosecuencias realizadas a partir de los yacimientos en cueva, las secuencias cronoestratigráficas del Pirineo, y las correlaciones establecidas para Europa entre la cronoestratigrafías marinas, continental y de los hielos groenlandeses, permiten atribuirle una edad anterior a 40.000-45.000 años B.P. (Gutiérrez y Serrano, 1998). Esta datación se puede poner en relación con el inicio del estadio isotópico 3 o el 4 (Würm I o interstadial Würm I-II).

F-6. La red hidrográfica se encaja nuevamente en este nivel de terraza y es en este momento cuando se elabora la Garganta del Híjar, que ya drenaría parcialmente los valles de la sierra del mismo nombre, y se dividen el Ebro y el Híjar. Este periodo, pues, se caracteriza por una intensa actividad morfogenética, si bien su origen puede deberse a un tirón hídrico del Ebro, o a movimientos tectónicos que propician un reajuste de la red hidrográfica.

F-7. Fase de acumulación que deposita el nivel de terraza intermedio (T-II), que hemos asociado con la presencia de los glaciares en las cumbres. En este momento, durante el último ciclo glaciar del Pleistoceno superior, existiría una amplia corriente de hielo de más de tres kilómetros en Brañañeja que emitiría sendas lenguas hacia el Híjar y el Guares. Las aguas proglaciares generarían una terraza que es correlacionable con los conos de deyección, también proglaciares, que tapizan los niveles de glaciares altos en el sector de Abiada.

F-8. Con la deglaciación, en el Pleistoceno superior, se genera una fase de incisión, posiblemente cataglaciar, que forma el nivel de terraza II. La correlación entre la fase de retroceso finipleistoceno y la acumulación o incisión del nivel de terraza II no ha sido posible establecerla, de modo que es en este periodo, o en el siguiente, cuando se produce un equilibrio glaciar en el retroceso.

F-9. Fase de acumulación que deposita los materiales de la terraza III.

F-10. Fase de incisión, posiblemente finipleistocena, que elabora la terraza III, retocando en detalle la morfología del valle. De nuevo se correlaciona con la alta montaña, donde existen glaciares de pequeñas dimensiones y formas periglaciares como el glaciar rocoso de los Asnos, atribuido al Tardiglaciar. Este periodo comprende entre los 14.000 y los 10.000 años B.P., y es una última pulsación fría con consecuencias en la alta montaña, mientras en las zonas bajas tan sólo la amplia plana aluvial registra las huellas fluviales de los últimos 10.000 años. Dada la proximidad temporal, las condiciones ambientales del Tardiglaciar en la alta montaña estarían acordes con un periodo de acumulación (T-III, F-9) mientras la fase de deglaciación definitiva, en el tránsito ya al Holoceno, podría estar más en relación con una

fase de disponibilidad hídrica y mayor energía que ocasionara una incisión en el fondo del valle (F-10).

F.11. Fase de deposición del nivel de acumulación actual, ya Holoceno. Coincide con una activa dinámica de laderas (regularización, movimientos en masa, soliflucción) y con la presencia del hombre con restos por encima de los 1.700 m, que desde hace 6.000 años B.P. interfiere con el ecosistema, sobre todo mediante cambios en la cobertura vegetal, así como en la actividad morfogénica de la alta, media y baja montaña campurriana.

2.6. Unidades de paisaje en la montaña campurriana.

En las montañas campurrianas existen tres ámbitos paisajísticos que tienen en el relieve el eje articulador de la organización del paisaje:

- **Zona de alta montaña.** Constituida por los materiales areniscosos y conglomeráticos del Triásico superior dispuestos en estructuras inclinadas, se define en todos los ámbitos por escarpes netos, escalonados hacia una vertiente y laderas tendidas en la opuesta, contrarios en su orientación a uno y otro lado del sinclinal de Abiada, con fuertes desniveles y escarpes derivados de la alternancia de materiales y la erosión diferencial. La disposición de los materiales propicia la abundancia de movimientos de ladera, traslacionales y rotacionales, a favor del buzamiento de los estratos, sobre todo en las laderas tendidas, donde los materiales más competentes, conglomerados y en menor medida las areniscas, se desgajan en bloques ortogonales que tapizan las laderas. En los frentes se generan caídas y desprendimientos de bloques, dominados por la gravedad y posteriormente retocados por la soliflucción. El modelado glaciar suma variedad al relieve, con circos, cubetas y umbrales que compartimentan las laderas, estilizan las crestas y caracterizan el relieve de la alta montaña en el Cordel, Híjar y Valdecebollas.

En la alta montaña las precipitaciones son abundantes, más de 1.800 mm anuales, en forma de agua y nieve. La nieve perdura en torno a los cuatro meses anuales, con un manto húmedo e inestable que varía en espesor y distribución a lo largo de todo el invierno. Aunque no existen datos precisos, la temperatura presenta una acusada oscilación térmica, si bien las temperaturas medias anuales se sitúan por encima de los 20°C, con un periodo muy breve con temperaturas medias anuales por encima de 10°C, lo que implica un periodo vegetativo muy breve que coincide con precipitaciones, una activa dinámica natural y fuerte inestabilidad. Constituye una alta montaña muy dinámica, en la que la disponibilidad hídrica todo el año y los condicionantes litoestructurales -la presencia de arcillas y yesos y la meteorización de la arenisca en finos (arenas, limos y gravas)-, propician el dominio de la soliflucción, muy activa, complementada por procesos gelifluídales estacionales. También están presentes procesos gravitacionales y flujos de derrubios, que propician rápidos transportes entre las cabeceras y

las cubetas de sobreexcavación, si bien es la soliflucción la que domina en los procesos y ordenación de los depósitos superficiales. Esta activa dinámica geomorfológica interfiere con la colonización vegetal y con los usos actuales de la montaña, si bien pudiera estar favorecida por la intervención humana, deforestación, praderas y usos turísticos recientes.

La vegetación actual es de pradera y matorral, muy alterada, pues el límite del bosque es antropológico y en la actualidad, con el abandono parcial, están ocupadas por los escobales, densos y altos matorrales de genistas y ericáceas, pasando en las zonas altas e interfluvios a praderas (dominadas por Festucas) y en las cubetas a pradera con formaciones hidrófilas (Carex), hoy día donde se concentra el pastoreo estival. Este uso tradicional se ha reducido hasta casi su desaparición en algunos sectores de Valdecebollas e Híjar, frente a los nuevos usos turístico recreativos, con urbanizaciones e instalaciones para el esquí en el alto Híjar (Alto Campoo y Brañaveja), y Valdecebollas (Golobar y collado de Brañosera).

- **Laderas medias de la sierras.** Constituidas por areniscas y conglomerados triásicos principalmente, se caracterizan por las fuertes pendientes regulares incididas por arroyos encajados, con derrubios de ladera estables. Las pendientes, siempre fuertes, varían en función de la organización morfoestructural y del modelado. En términos generales, en las porciones inferiores existe mayor diversidad derivada de los movimientos en masa, el enlace con los niveles de glaciares y la presencia de litologías que ofrecen mayor resistencia a la erosión, como los afloramientos calcáreos del Muchelkalk. La dinámica actual, más contenida que en la unidad anterior, está definida por los reajustes en los movimientos en masa, con zonas mal drenadas donde la soliflucción es dominante, sobre todo en las laderas deforestadas, y por la incisión de canales y la torrencialidad en las laderas, casi siempre asociada a las intervenciones humanas, que supone importantes pérdidas edáficas y de los depósitos sedimentarios, con profundas incisiones en las porciones deforestadas ocupadas por matorral. Las precipitaciones medias anuales superan los 1.200 mm, con precipitaciones que superan los 35 mm en agosto, el mes más seco (Abiada, 44 mm/mes; Mazandreo, 69 mm/mes y Espinilla, 36 mm /mes), y el periodo vegetativo se alarga durante más de cuatro meses. Sobre estas laderas alterna la colonización de matorral, escobales de Genista, que al igual que en altura se asocia a pradera y campos abandonados, así como formaciones de bosque -hayedos, robledales y rebollares- que alterna con los pastizales en zonas favorables por la menor pendiente o las formaciones superficiales. La organización vegetal actual deriva de la intervención humana, con los bosques relegados a las mayores pendientes y a los ámbitos con peores condiciones edáficas. Así, los hayedos conforman una amplia franja entre 1.100 y 1.700 metros en el Híjar- Guares, el Endino o en Soto, limitada a las umbrias, que se combinan con el abedul en las zonas más inestables, en las rozas abandonadas, por ejemplo en Brañaveja, y en la porción superior del bosque. Las solanas están

colonizadas por el roble (Q. pyrenaica) allí donde el hombre no ha puesto las tierras en cultivo, de modo que ocupan formaciones de ladera con bloques, como sucede en Villar y Proaño, o retazos en las laderas de mayor pendiente. En lugares marginales aparecen acebales y rodales de abedul, pero dominan las praderas, sometidas a intensos procesos solifudiales.

• **Fondos de valle.** La morfestructura condiciona la existencia de un amplio valle sólo interrumpido por filotolías más resistentes, las calizas del triásico y Jurásico, que generan resaltes menores y aportan diversidad. Los procesos actuales son fluviales y los materiales de acarreo ocupan amplias porciones del fondo de valle, formando una ancha plana aluvial, hoy canalizada y condicionada en su dinámica por la intervención humana. Sólo en las laderas de las irregularidades del valle, glaciares colgados y sustratos calcáreos, se producen movimientos en masa por deslizamientos de ladera a favor de la presencia de las arcillas del Keuper y movimientos solifudiales favorecidos por la disponibilidad hídrica. Las precipitaciones son mayores en invierno (162 mm el mes más lluvioso, enero, en Espinilla; y 129 mm en Reinosa), aunque están presentes en el mes más seco (Espinilla, 43 mm/mes; Reinosa, 34,5 mm/mes), y alcanzan los 966 mm/año en Reinosa y los 1.200 mm/año en Espinilla. También el régimen térmico es más contrastado, con seis meses de temperaturas medias superiores a 10° C que posibilitan un largo periodo vegetativo. En la actualidad domina el paisaje de pradera y las poblaciones tradicionales intercaladas, herencia de la organización tradicional, que supuso la desaparición de los robledales y la vegetación adaptada a las corrientes fluviales que ocupaban el fondo del valle. Hoy día es un medio fuertemente humanizado definido por unas estructuras tradicionales, de modo que el paisaje muestra unas estructuras relictas, en parte no funcionales, pero en rápido cambio con intensas transformaciones.

Las transformaciones del paisaje campurriano son el producto de una larga intervención del hombre sobre el medio físico, con varias fases importantes de intervención entre las que sobresalen, de modo general, la ocupación prehistórica, adaptada al medio; la fase de colonización y poblamiento del valle por culturas cazadoras recolectoras, las primeras capaces de interferir sobre el medio físico, aún adaptadas a sus condicionantes y que inician procesos de deforestación; un periodo secular de imposición del sistema tradicional (paisaje rural agrícola-ganadero), que transformó el medio físico y condicional procesos y sobre todo la distribución de la vegetación; un periodo, ya reciente, de sustitución hacia la pradera atlántica que homogeneizó el paisaje rural con el monocultivo de pradera y el abandono de campos; y finalmente, un periodo todavía funcional de industrialización, servicios y abandono de campos, con una elevada capacidad de alteración, primero por la minería y posteriormente por las infraestructuras para la obtención de energía (aerogeneradores), comunicaciones (pistas y carreteras) y turismo (urbanización, estación de

esquí), caracterizada por el derroche de los recursos geomorfológicos y paisajísticos que no garantiza su perdurabilidad.

3. ITINERARIO

Parada 1. El Golobar (macizo de Valdecebollas, Palencia).

El Arroyo de la Canal forma un valle encajado a favor de la Fractura que en dirección NW-SE se alarga desde el collado de Canaleja hacia Salcedillo. La sierra de Híjar, de este modo, constituye una bloque cabalgante en la que pequeñas porciones de los materiales del macizo asturiano y los conglomerados basales del Triásico montan sobre las areniscas triásicas de la unidad de Valdecebollas. Forman un escarpe neto con el característico frente escalonado al sur, y conglomerados y pizarras en la base, que ha propiciado un profundo corredor en la dirección de la fractura. La porción de la cobertura de la unidad de Valdecebollas forma parte del flanco de un pequeño repliegue sinclinal con un buzamiento de 5° SW, de modo que la ladera sur del valle también presenta el frente de la formación de areniscas y conglomerados del Triás, con un escarpe neto escalonado.

El glaciarismo pleistoceno ha remodelado el valle (figura 9). Desde el refugio abandonado de El Golobar (1.770 m), es posible observar los elementos característicos de la morfología glaciar. El centro del valle presenta una morrena lateral, donde se sitúa el refugio, desdoblada en su frente, que se alarga entre los 1470 y los 1780 metros, y señala la máxima extensión del hielo. La erosión glaciar ha formado una cubeta de sobreexcavación parcialmente colmatada, el Sel de Brañosa, a favor de la alimentación del circo, orientado al norte. El hielo depositó la morrena lateral, pero tuvo escasa capacidad de erosión sobre el sustrato. A partir de 1650 metros se observan materiales morrénicos, con formas desdibujadas por la solifluxión, que señalan una fase menor con un glaciar de circo que ocuparía exclusivamente la porción orientada al norte.

La senda que asciende hasta el collado de Canaleja permite observar las formas generadas en este momento en la vertiente meridional, un profundo nicho de nivación colmatado en su porción frontal, con una morrena de nevoro a su pie y un festón de morrenas de nevoro adosadas en la ladera orientada al sur. Muestra como a la ocupación total del valle por el hielo, le sigue una fase marginal, con un glaciar de circo orientado al norte y procesos nivales y periglaciares en las laderas orientadas al sur.

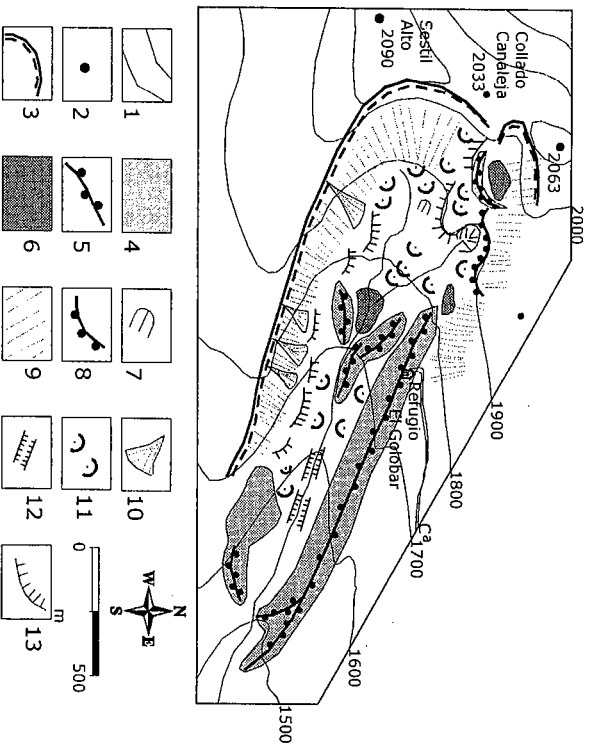


Figura 9. Esquema glaciomorfológico de la Canal de Brañosera (El Golobar, Valdecebollas). 1, curvas de nivel; 2, cumbres; 3, circos; 4, material morrénico; 5, morrenas de nevero; 6, depósitos de colmatación; 7, rocas aborregadas; 8, morrenas de nevero; 9, taludes de derrubios; 10, conos de derrubios; 11, solifluxión; 12, incisiones; 13, escarpes.

Parada 2. Cumbre de Valdecebollas.

El acceso a la cumbre de Valdecebollas (2.143 m) permite tener una visión general del relieve de esta porción de la cordillera, al ser visibles desde los Picos de Europa y los Macizos de Peña Prieta y Curavacas, al NW y W, las sierras del Brezo y los contrafuertes plegados de Las Loras al SW y S, la continuidad de la cordillera en los relieves plegados de las Montañas de Burgos, al E, y las inmediatas cimas de la Sierra de Híjar-Peña Labra, al N. La aplanada cumbre, conforme con el suave plegamiento de la cobertura trásica permite situarnos en el límite terminal de la cobertura y observar el relieve de la montaña palentina. A uno y otro lado se extienden las depresiones de Los Redondos al NW y Castilllería, al SW, drenadas por el Pisuerga, así como el valle de Santulián, al sureste, drenado por el Rubagón.

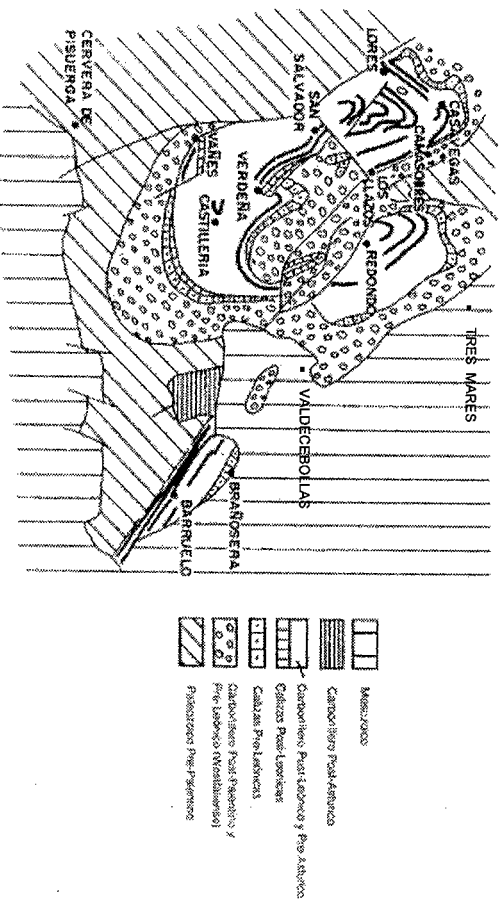


Figura 10. Esquema de la Cuenca de La Pernia-Barruelo (Wagner et al. 1977).

Es bien visible, en el centro de la montaña palentina, el valle de la Pernia. Drenado por el Pisuerga, se abre a favor de la falla homónima, de dirección N-S, a la que se ajusta el río, y pone en contacto los materiales del Silúrico y Devónico de la unidad del Alto Carrión, con los del Carbonífero superior. La cabecera del Pisuerga se bifurca en dos unidades, que se ajustan a sendos cierres sinclinales (sinclinal de Casavegas y de Redondos) limitados por una estructura anticlinal fallada en la que afloran las calizas de montaña. Al sur un nuevo sinclinal, el de Castilllerías, completa la estructura de La Pernia (figura 10). En torno a Casavegas, al valle de Los Redondos y San Felices de Castilllerías, se generan estructuras curvas en las que afloran, en su centro, los materiales pelíticos y areniscosos con intercalaciones conglomeráticas. En sus márgenes, las lutitas, areniscas y pizarras alternan con facies conglomeráticas y calizas que afloran en bandas estrechas y con buzamientos entre 60° y 80°. La erosión diferencial ha ocasionado que los materiales más competentes, los conglomerados y las calizas, queden en resalte, configurando agujas, cerros y serrezuelas alineadas y con disposiciones monoclinales, frente a las facies turbidíticas, pizarrosas y areniscosos, que constituyen valles amplios con interfluvios homogéneos, modelados por la acción fluvial. Los afloramientos de caliza, que resaltan en el paisaje por sus tonalidades grises y blanquecinas, han sufrido procesos de karstificación, de desarrollo limitado al espesor de los estratos.

El relieve actual deriva, pues de las directrices estructurales hercínicas y el rejuvenecimiento alpino, sobre el que la disección, prioritariamente fluvial y de carácter diferencial, ha generado sobre los interfluvios depósitos de bloques, y dos niveles erosivos de fondo de valle con retazos aplanados en la cabecera que enlazan con los depósitos fluviales de Cervera y Cantoral. Los cambios cuaternarios de la red hidrográfica del Pisuerga terminan con la incisión generalizada de todo el conjunto, alternando los valles amplios y los estrechamientos en función de las litologías aflorantes y su organización morfoestructural.

Parada 3. Sel de la Fuente y el nacimiento del Pisuerga.

Al norte de la cumbre de Valdecebollas se sitúa el complejo glaciar de Sel de la Fuente. Situado en el margen de la cobertura triásica, la morfología cambia en función de las morfoestructuras, labrándose la porción inferior en las pizarras, areniscas y calizas westfalienses, y la superior en las areniscas y conglomerados triásicos. El circo se labra en el flanco septentrional de la cumbre de Valdecebollas, desdoblándose en dos porciones menores, la primera al norte, y la segunda al noreste, creando un circo amplio y escalonado, en el que se suceden las cubetas de excavación de reducidas dimensiones y los umbrales, generados a favor de los estratos más competentes, en la formación del triásico inferior. La morfología cambia en contacto con el paleozoico, de modo que en los materiales areniscosos y pizarrosos se generan sendas depresiones y cubetas de morfología homogénea, separadas por umbral glaciar a favor de la resistencia de las compactas calizas westfalienses. En Sel de la Fuente se suceden hasta diez arcos frontales y laterales en 900 metros de longitud, pudiendo observarse un complejo menor, bien conservado adherido a la pared, y una sucesión de arcos laterales peor conservados que alcanzan los 1850 m (Figura 11).

En la cubeta inferior, separada por el umbral glaciar y el afloramiento calcáreo en el que la morrena lateral señala el límite de la máxima extensión de los hielos, se desarrolla un segundo complejo morrénico con una sucesión de siete arcos. Al frente, la voluminosa morrena frontal se interna en el valle de los Redondos, mientras al interior los sucesivos arcos han generado por obturación sendos lagunazos en los vanos intermorrénicos y un rellano colmatado con cursos divagantes limitado por crestas menores. Se pueden observar, pues, tres complejos morrénicos diferenciados a 1.750, 1.850 y 1.950 metros.

El complejo morrénico limita con una depresión kárstica elaborada en el estrato de calizas westfalienses (calizas de agujas de la formación Covarrés), por el que se sume el arroyo procedente del circo de Covarrés y del collado de Canaleja (figura 12). En todo el frente meridional de la sierra de Híjar, en la porción del valle de los Redondos, afloran las calizas westfalienses por debajo de la cobertura triásica, generando agujas y

cumbres esbeltas en un afloramiento continuo de calizas en el que se producen karstificaciones, destacando la Cueva del Cobre.

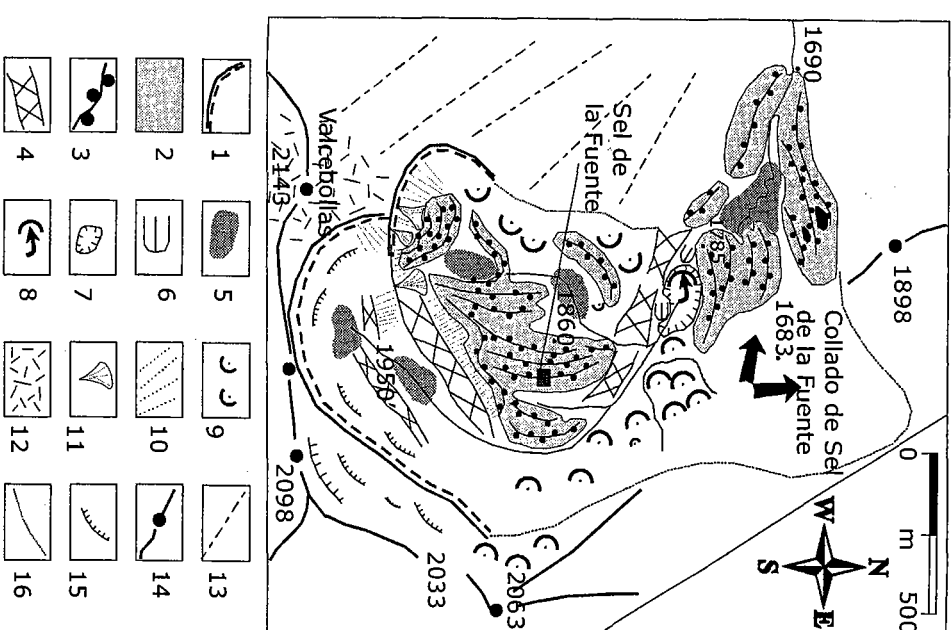
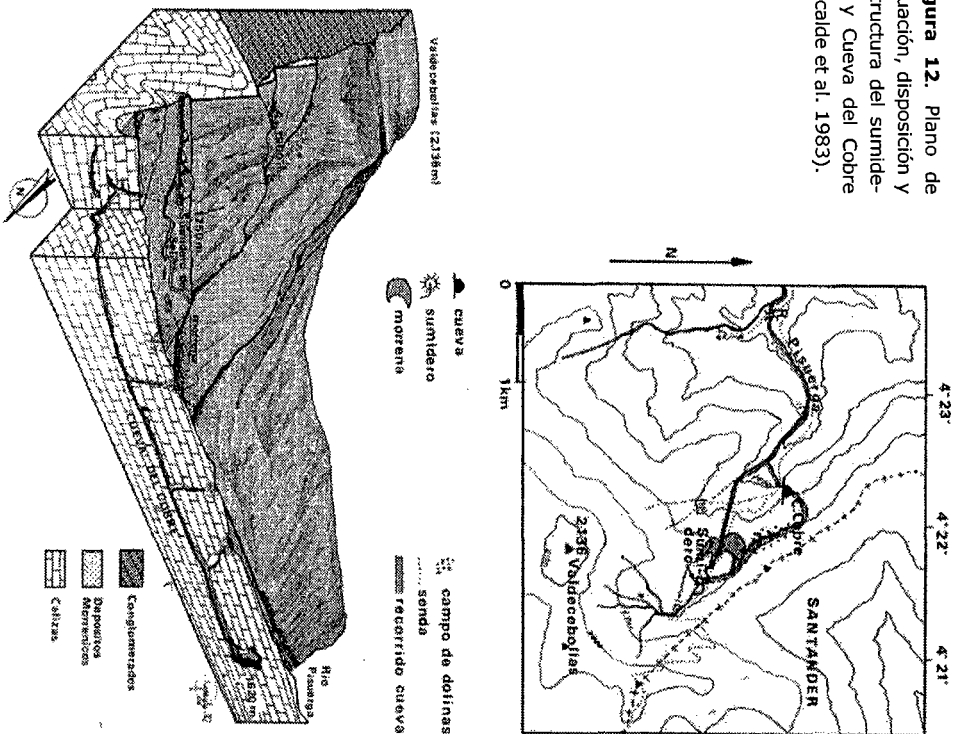


Figura 11. Esquema glaciomorfológico del circo de Sel de la Fuente. 1, circo glaciar. 2, material morrénico. 3, morrenas. 4, umbral glaciar. 5, depósitos de colmatación. 6, rocas aborregadas. 7, cubeta kárstica. 8, sumidero kárstico. 9, lóbulos de solifluxión. 10, talud de derrubios. 11, conos de derrubios. 12, Depósito de gelifractos somital. 13, laderas regularizadas. 14, interfluvios y cumbres. 15, escarpes. 16, límite de la máxima extensión glaciar.

La cueva del Cobre es un conducto kárstico que aprovecha una fractura de dirección SW-NE, de modo que las aguas se sumergen en el sumidero, circulan por un conducto subterráneo de 2,5 kilómetros, primero vertical y posteriormente horizontal, y tras descender un desnivel de 130 metros resurgen en el contacto con las turbiditas paleozoicas, en la Fuente de Cobre (Alcalde et al, 1983; Rossi y Ortiz, 1990), tradicional nacimiento del Pisuerga.

Figura 12. Plano de situación, disposición y estructura del sumidero y Cueva del Cobre (Alcalde et al. 1983).



Parada 4. Fontibre y el nacimiento del Ebro.

El nacimiento del Ebro, como es sabido, se sitúa en Fontibre, localidad a la que da nombre. Este nace en una surgencia kárstica que aflora en las carriolas del triásico superior, en una pequeña depresión que enlaza, trece metros más arriba, con el valle del Híjar. Este río, que desde el Puente Riaño se dirige en línea recta y dirección E, al llegar al contrafuerte del cerro de Robleada, conjunto monocinal de calizas jurásicas, se desplaza al sur. La configuración del valle, abierto hacia el noroeste, permite aseverar que en algún momento el Híjar evitaba este contrafuerte por el norte. El sector de Fontibre se localiza en un pequeño macizo formado por las calizas y dolomías del Triásico superior, facies Muchelkalk, que genera un sistema kárstico complejo y reposa sobre los materiales impermeables infrayacentes del keuper, responsables de la amplia llanada del Híjar entre Villacantid y Villar. Una porción de esta unidad litológica se introduce hacia el sur en la llanada recubierta por materiales de acarreo, de modo que cuando el Híjar alcanza este sector, una parte de su caudal se infiltra y circula hacia las zonas más bajas. Al exterior son visibles las dolinas y depresiones de este conjunto kárstico (Figura 13). El punto más bajo de esta unidad, a 880 metros, se localiza en Fontibre, de modo que en su manantial resurgen las aguas procedentes de los sumideros del conjunto de calizas y dolomías triásicas que se extiende en Paracuelles, Argüeso y Fontibre, incluyendo las pérdidas kársticas que sufre el Híjar aguas abajo de Espinilla. La presencia de las calizas y dolomías karstificadas bajo el recubrimiento de cantos y bloques de origen fluvial posibilitan la pérdida de una parte de su caudal, que pasa a ser subterráneo, aflorando en Fontibre, a 850 metros del Híjar y 14 metros más abajo, permitiendo la existencia de tan notable surgencia.

Parada 5. Sistema de terrazas y glacis del Híjar.

La iglesia de Paracuelles, el lomazo que se levanta al oeste de Espinilla (cota 967) o el cerro de El Castrejón (1.018 m), constituyen excelentes miradores para observar el sistema de terrazas del Híjar. Este presenta tres niveles de terrazas encajadas, bien representadas entre Naveda y Barrio:

- T-I. La terraza I se desarrolla sobre todo en la margen meridional del cauce, con continuidad (+15 m) en Celada, Naveda y Barrio. La pendiente es de 1º y tiene un límite neto, señalado por el arbolado con el nivel II de terraza. Al sur, todo este conjunto enlaza con las laderas en suave transición glacis-terrazza. La estructura sedimentaria visible de la T-I (figura 14) muestra en la Ermita del Abra un típico depósito de origen fluvial en la base, depositado en un ambiente de canal, que pasa a sectores marginales, de menor competencia, en los niveles superiores, y a una deposición fluvial con

aportaciones de ladera y una fuerte alteración postdeposicional a techo (Gutiérrez y Serrano, 1998).

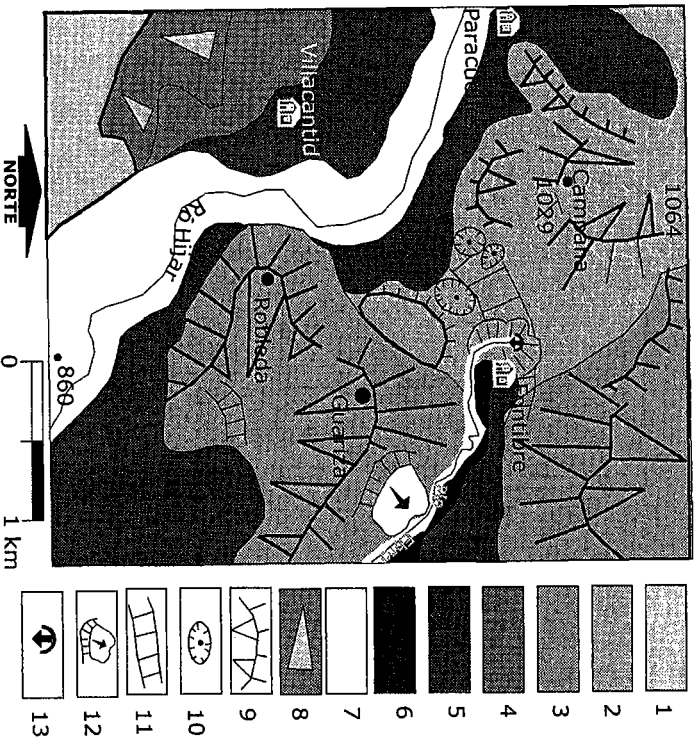


Figura 13. Esquema morfológico del entorno de Fontibre y el Hjar. 1, Conglomerados y areniscas triásicas. 2, calizas, triásicas. 3, Alternancia de calizas, areniscas y margas, jurásico. 4, terraza I, 5, terraza II, 6, terraza III. 7, nivel de acumulación fluvial. 8, glacis. 9, relieves monoclinales. 10, dolinas. 11, paleocauces. 12, ladera de deslizamiento. 13, surgencia del Ebro.

La terraza I alberga los restos de industria lítica más antiguos del Alto Campo. En el Yacimiento del Abra se han encontrado 370 artefactos (núcleos, lascas, cantos trabajados, bifaces, triledros, raederas) cuya materia prima es cuarcita en un 80%, procedente los cantos de los conglomerados triásicos. La industria del yacimiento ha sido definida como Epiachelense, y puede incluirse en el "horizonte cantábrico". Esta industria es anterior a la génesis de la terraza, pues se incluye en ella, y como la terraza es anterior al

pleniglaciár, por correlación se puede atribuir una edad anterior a los 70.000 años B.P., en el inicio del Pleistoceno superior (Gutiérrez y Serrano, 1998).

- T-II. Ocupa una amplia franja a ambos lados del río (+8-10 m) con una inclinación longitudinal de 1º, y en ella se localizan las poblaciones de Celada y Naveda. En este nivel también se ha encontrado una colección de más de trescientos artefactos, en las proximidades de Celada.

T-III. Nivel discontinuo (+2-3 m) que sólo posee desarrollo en el margen meridional, en una estrecha franja entre Naveda y las proximidades de Barrio, desapareciendo en la zona de Espinilla y Celada, donde se ensancha el nivel inferior.

T-IV. El nivel de acumulación fluvial constituye la llanura de inundación, formada por un depósito de bloques que se expande aguas abajo de Naveda, pasando de un cauce rectilíneo a uno de alta sinuosidad.

Por encima del nivel de terrazas I existen rellanos y niveles erosivos asociados una fase de génesis de glaciés, de los que sólo quedan restos residuales en las márgenes del valle, en el sector de Mazandrero y Proaño-Villar.

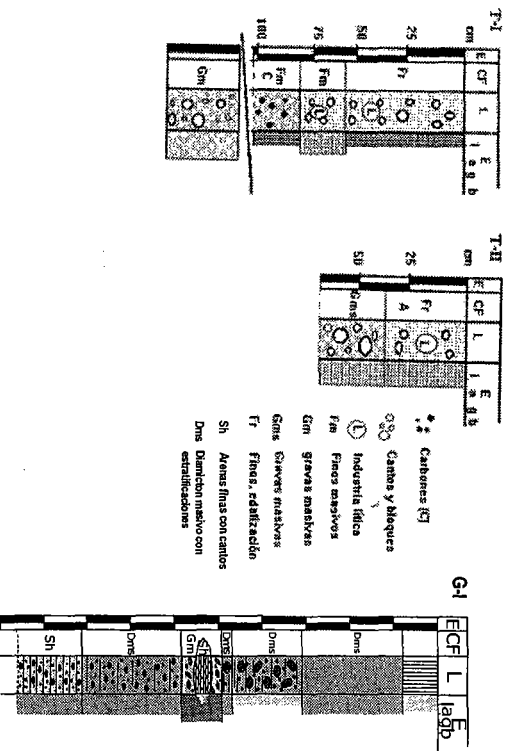


Figura 14. Columnas litostratigráficas de los perfiles de la terraza I y II (Gutiérrez y Serrano, 1998) y glaciés I.

- Nivel de glaciés (Gl-I): rellano colgado sobre el río actual (+64 m) en El Castrejón, en la actualidad fuertemente compartimentado. Restos de este nivel de glaciés lo constituyen El Castrejón, El Otero y los rellanos de