

MANUEL FROCHOSO SÁNCHEZ

Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio de la Universidad de Cantabria

Los valles cantábricos centrales. Modelos de evolución según diferentes escalas temporales

RESUMEN

Los valles son las unidades básicas del relieve cantábrico y en su explicación utilizamos escalas temporales diferentes. La de los millones de años es la de formación de los valles, la de interacción tectónica/erosión. Otra es la de los centenares de miles de años, la del esculpido mayor por la erosión durante las crisis climáticas. Por fin, el tiempo de los milenios y siglos con el modelado menor de vertientes y *talwegs*.

RÉSUMÉ

Les vallées cantabriques centrales. Modèles d'évolution selon différentes échelles de temps.- Les vallées sont l'unité de base du relief dans le paysage cantabrique. Pour expliquer l'évolution de ceux-ci nous utilisons différentes échelles de temps. Tout d'abord, le temps de l'origine des vallées, avec l'interaction tectonique/érosion (millions d'années). Après, le temps du modelé des vallées en raison des crises climatiques (cent. de milliers d'années). Enfin, le temps du remodelage des pentes et des *thalwegs* (milliers d'années et siècles).

En la tierra, el agua simboliza el movimiento; corre siempre, sin cansarse ni reposar; los siglos no secan el tenue hilo de agua que brota de las hendeduras de la roca ni sofocan su murmullo claro y suave [...]. No se conforma el agua con penetrar en su cauce abierto ya; socava arrastra, levanta sin cesar las tierras y rocas que la sujetan o se oponen a su paso; grano a grano lleva las montañas al mar; no es sólo, como dijo Pascal, un camino que anda; es masa continental que viaja...

ELISEO RECLUS

INTRODUCCIÓN

La compartimentación del relieve cantábrico, por medio de valles encajados repetitivamente en el corto

ABSTRACT

Central cantabrian valleys. Patterns of evolution according to different time-scales.- The valley is the basic landform unit in the cantabrian landscape and we use different time-scales in their explanation. First, the time of the origin of valleys, with the tectonic/erosion interaction (millions of years). Second, the time of the shape of the valleys due to the climatic crisis (hundreds of thousands of years). By last, the time of the reshape of the slopes and *thalwegs* (thousands of years and centuries).

PALABRAS CLAVE/MOTS CLÉ/KEYWORDS

Montaña, procesos erosivos, modelado de valles, Cordillera Cantábrica central, norte de España.

Montagne, processus d'érosion, morphogénese de les vallées, Chaîne Cantabrique Central, nord de l'Espagne.

Mountain, erosional processes, morphogenesis of the valleys, Central Cantabrian Mountains, northern Spain.

espacio que separa la divisoria de aguas peninsular y el litoral, no sólo proporciona las unidades básicas geomorfológicas de estas montañas, sino que trasciende hacia múltiples aspectos organizativos, tanto naturales como sociales. Al igual que en otras montañas, los valles constituyen la unidad geográfica intermedia del sistema orográfico, la pieza clave en la interpretación de sus paisajes. Un conocimiento más exhaustivo y pormenorizado de las condiciones de su elaboración y la dinámica que los afecta puede permitirnos entender mejor su carácter, su razón de ser y su papel en la explicación de estos territorios. Estas razones nos han animado a indagar sobre su origen y sobre la evolución que han tenido los valles a medida que se iba configurando su aspecto actual y a

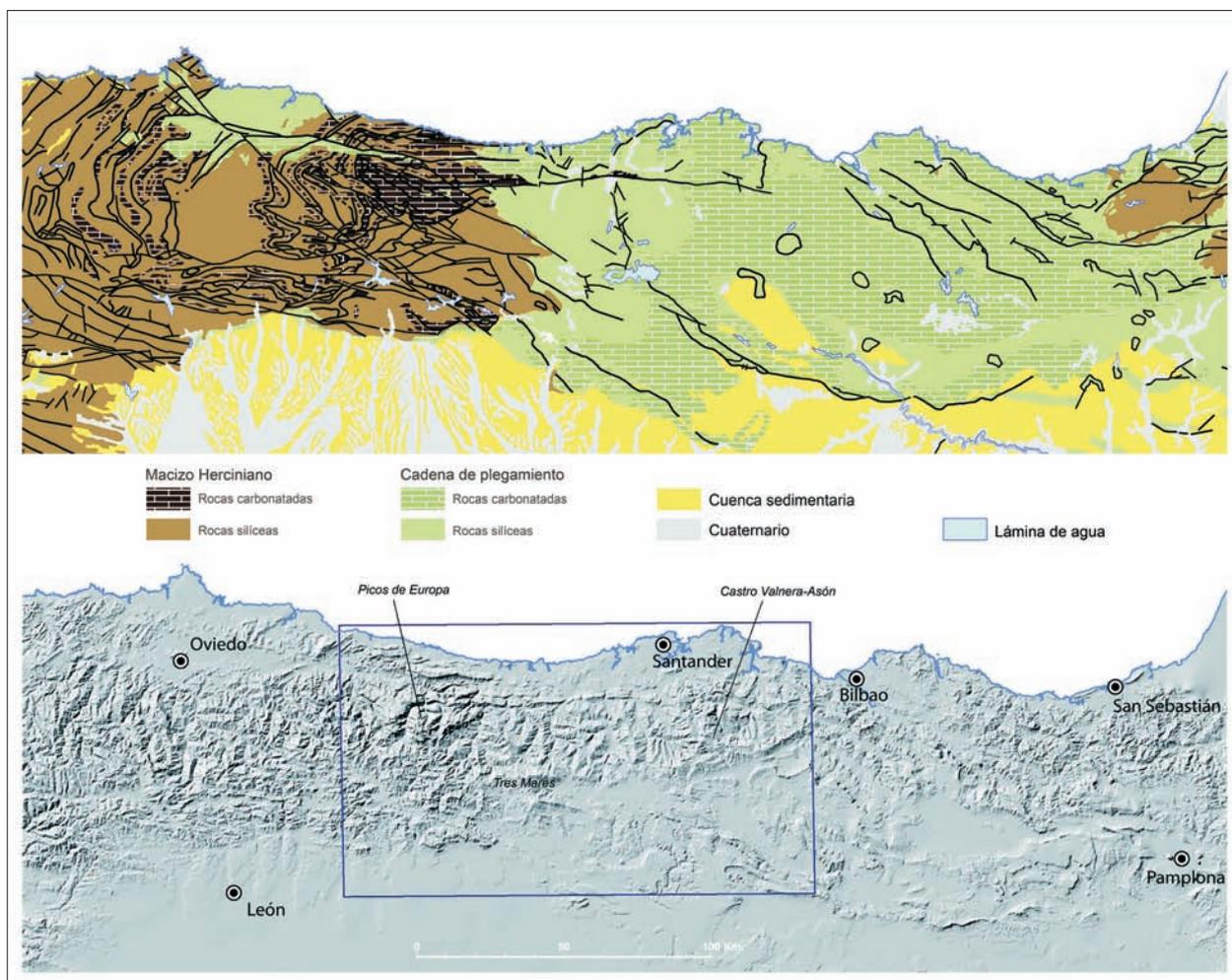


FIG. 1. Regiones morfoestructurales cantábricas.

deducir los procesos geomorfológicos principales que les han afectado, pero con lapsos de tiempo variables. Analizaremos los valles cantábricos según diferentes escalas temporales, unos en la escala multimillonaria de años, otros en las escalas medias, milenarias, y, por último, en las escalas seculares y decadales.

Los caracteres genéricos de estos valles, tales como su corto recorrido frecuentemente perpendicular a la línea de costa y las fuertes pendientes que los articulan, no impiden que muestren variedades que los particularizan, vinculadas en sus aspectos morfológicos a factores tales como la altitud, la masividad de los macizos montañosos o los caracteres morfoestructurales (Fig. 1). Para llevar a cabo este análisis, hemos elegido el sector central de la Cordillera Cantábrica, bien situado en el tránsito de los dos grandes dominios estructurales que la componen, el

Macizo Herciniano Asturleonés o Asturleonés y la cadena de plegamiento cántabro-vasca, participando así de los caracteres básicos de ambos.

Las montañas que definen estos valles cantábricos centrales se desarrollan en altitudes que varían desde el oeste, donde superan los 2.600 m en los Picos de Europa y alcanzan los caracteres de la alta montaña rocosa periglaciaria (Castañón y Frochoso, 1998; Pisabarro y otros, 2015), hacia el este, donde sobrepasan escasamente los 1.700 m en Castro Valnera. Por tanto, el mayor desarrollo cantábrico se corresponde con la montaña media, aunque no es despreciable la superficie que se extiende por encima del límite superior del bosque. Los elementos rocosos sólo se hacen visibles en ella a causa de la verticalidad, o por las dinámicas erosivas y las acciones del hombre. Los fuertes desniveles proporcionan una alta energía que tiende a

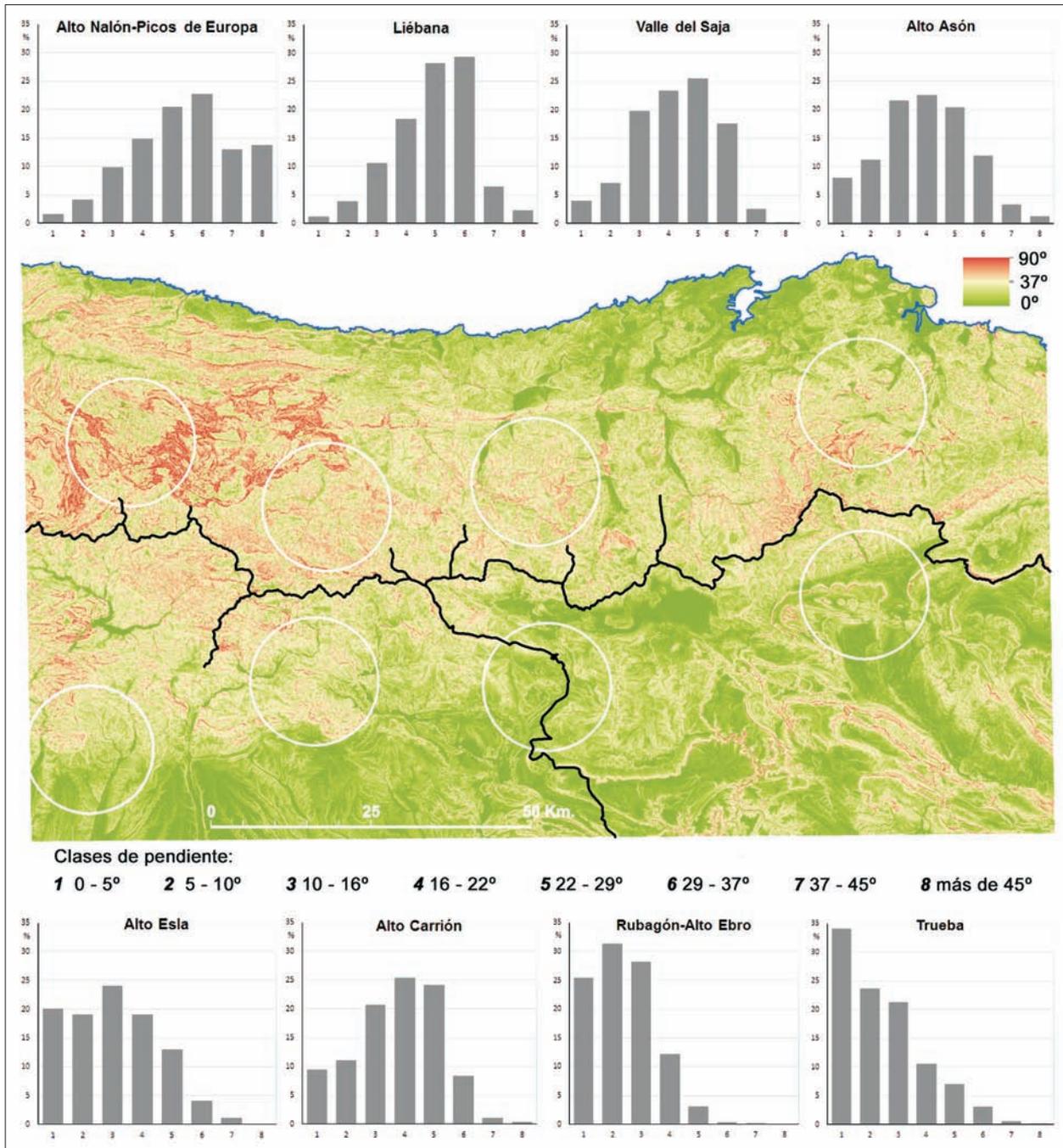


FIG. 2. La disimetría en el relieve cantábrico. Fuertes pendientes al norte y pendientes amortiguadas en la vertiente sur, que se reflejan en las áreas seleccionadas.

deshacer la organización horizontal en pisos montañosos (Frochoso, 2006a) aunque de manera muy disimétrica entre la vertiente cantábrica y la meridional (Fig. 2). La distinta altitud de los niveles de base proporcionados por

el mar Cantábrico y las cuencas del Duero y Ebro da lugar a fuertes pendientes que provocan una dinámica muy intensa en la vertiente septentrional, mientras que la suavización de aquéllas hacia el sur mitiga las acciones erosivas.

I. LOS VALLES Y LA MUY LARGA DURACIÓN. LA ESCALA DE LOS MILLONES DE AÑOS (MA)

La dinámica natural de los cauces fluviales en la montaña cantábrica llamó tempranamente la atención, especialmente por el hecho de que la marcada disimetría de sus vertientes (definida indirectamente por Humboldt al realizar su famoso perfil de la Meseta, concebido en su viaje a España de 1799, publicado en el *Atlas du Nouveau Continent...* en 1841) proporcionaba una intensa agresividad a la vertiente cantábrica, en detrimento de la vertiente meridional. Así, fue recogido por Eliseo Reclus (1876, pp. 876-877) cuando describe el pequeño umbral que separa las plataformas del Alto Ebro de la vertiente cantábrica en Reinosa, señalando que bastaría excavar un canal de 2 km de longitud con una profundidad de 18 m para lanzar las aguas del Ebro sobre el Besaya. Son observaciones que no pasaron desapercibidas a Francisco Hernández-Pacheco (1941), quien llegó a aventurar que el enérgico río Besaya forzaría la apertura de un portillo por ese umbral y, en un futuro geológicamente próximo, podría capturar la alta cuenca del Ebro-Hjar, prolongando a sus expensas la cuenca de aquel río.

La disimetría cantábrica de las pendientes refleja un notable hecho estructural, vinculado a la construcción del volumen montañoso, al ser el reflejo externo de la disposición alcanzada por los materiales durante la creación del orógeno. Boillot (1980-1981) interpretó el conjunto cantábrico como un accidente mayor de la geología europea y así fue recogido por Bertrand y Bertrand (1984). Estos autores explicaban el emplazamiento y elevación de la Cordillera a causa de la convergencia entre la placa ibérica y la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya; hacia al este, la convergencia sería, por el contrario, con la corteza continental de la placa europea.

1. FORMACIÓN DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA E INCISIÓN FLUVIAL

La convergencia de placas derivada del cierre parcial del Golfo de Vizcaya durante el Terciario afectó tanto al zócalo herciniano, ordenado según sus estructuras paleozoicas, como a los sedimentos que ocupaban el surco cántabro y vasco, más o menos profundo, que lo separaba de la placa europea. Gallastegui (2000) planteó que el orógeno forma una cuña con estructura en abanico de doble vergencia: hacia el sur, cuencas del Duero y Ebro, y hacia el norte, plataforma noribérica y del Golfo de Vizcaya. A partir de la interpretación de los

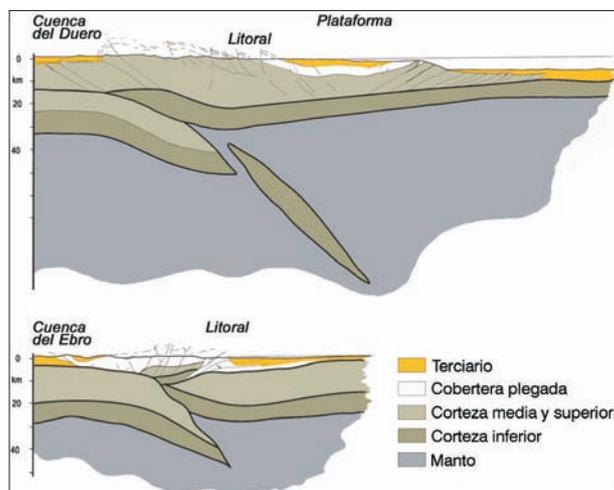


Fig. 3. La raíz de la Cordillera Cantábrica. Estructuras corticales en el sector Asturleonés (arriba), Gallastegui (2000), y del sector cántabrovasco (abajo), Martínez-Torres y otros (2014).

perfiles de sismica de reflexión ESCIN-2 y ESCIN-4, dicho autor deduce la existencia de un notable engrosamiento cortical que constituye la raíz alpina de la Cordillera Cantábrica (Fig. 3). Aquí, la corteza alcanza, al menos, una profundidad de 55 km y es producto de la indentación hacia el sur de la corteza inferior del margen cantábrico entre la corteza ibérica, la cual forzó la subducción de parte de la corteza inferior ibérica hacia el Norte. Hacia el sur, bajo la cuenca del Duero, la corteza se estructura sísmicamente de modo horizontal en tres niveles, de forma muy parecida a la mayoría de las cortezas hercinianas europeas, con un espesor de hasta 30-32 km. Por su lado, el margen septentrional ibérico adelgaza progresivamente su corteza desde la línea de costa (30 km) hacia el fondo abisal del Golfo de Vizcaya (15 km). El acortamiento N-S al que se vio sometida la corteza, derivado de la convergencia y compresión durante el Terciario, se ha evaluado en 96 km. Por su parte, el acortamiento del sector más oriental, el que afectó al surco cántabro y vasco, fue de 75-80 km (Teixell, 1998), y en el Pirineo, según se ha deducido de los perfiles ECORS, de 147 km (Muñoz, 1992). Este acortamiento es contemporáneo del levantamiento y emergencia del orógeno cantábrico durante el Eoceno superior, aunque la mayor parte de la deformación se concentró entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, quedando estabilizado en el Mioceno superior, pues sus depósitos fosilizan las estructuras.

La red fluvial cantábrica que hoy conocemos se fue construyendo en ambas vertientes a medida que se for-



FIG. 4. Castro Valnera, Valle del Pas y borde costero cantábrico desde los Dujos (1.693 m).

maba el orógeno con la progresiva convergencia de placas, siendo los cauces fluviales el camino de la denudación que se ejercía sobre él (Muñoz, 1982). Desde que Bertrand (1971 y 1984) planteara la contemporaneidad del encajamiento de la red fluvial y su elevación y que el depósito correlativo del vaciado de las montañas hacia el Cantábrico se encontraba bajo el mar, pocos trabajos se han ocupado del inicio del trazado de los valles. Es lógico pensar que con la orogénesis eocena se comenzó la labor de incisión del relieve cantábrico y que, cuando la estabilización fuera un hecho, en el Mioceno, los trazados de los valles ya estuvieran inscritos en las montañas. Evidentemente fueron trazados guiados por las líneas estructurales y por las diferencias en la resistencia de los materiales deformados. Sólo así pueden explicarse las redes geométricas de trazados lineales u ortogonales como las de Asón (N-S y E-O), Besaya (N-S), Saja y Nansa (NE-SO), las gargantas de los Picos de Europa (N-S) o el trazado del Nalón (NO-SE). En la vertiente meridional del macizo astur-leonés, los cauces siguieron el trazado E-O de la estructura hercínica, la cual cortan ocasionalmente hacia el Sur formando estrechas gargantas, hoces y escobios, guiados por fracturas transversales. Estos ríos alcanzaban su nivel de base en las depresiones meridionales de la cuenca sedimentaria del Duero, que fue colmatándose paulatinamente. Por su parte, en el sector oriental la tectónica compresiva dio lugar a las estructuras plegadas cántabro-vascas y al incremento del volumen y elevación del relieve, lo que provocó un aumento en las tasas de denudación. También aquí los cauces se fueron construyendo guiados por las estructuras y la erosión diferencial. En cualquier caso, su trazado y encajamiento como un fenómeno de antecedencia puede explicarnos formas complejas tales como el encajamiento de los meandros bien representados por el Ebro al atravesar La Lora, formando los cañones del Ebro (González-Pellejero, 1986).

Los sedimentos correlativos a esta intensa denudación, desarrollada especialmente durante el final del Oligoceno y el inicio del Mioceno, fueron a parar tanto a las cuencas sinclinales internas de Villarcayo y Miranda de Ebro, instaladas sobre las láminas cabalgantes hacia el Sur, como a las grandes depresiones circundantes a la cadena. Según la evolución planteada por Alonso-Zarza y otros (2002) y Mikeš (2010), las cuencas sedimentarias del Duero y Ebro permanecían entonces conectadas y subsidentes, de manera variable en su extensión a causa de los cambios en la posición de los depocentros, durante el Mioceno inferior (24 a 16,4 Ma) y medio (16,4 a 11,2 Ma). Ambas cuencas registran diferentes variaciones durante el Mioceno superior antiguo (11,2 a 9,6 Ma) recibiendo, por un lado, complejos detríticos aluviales, a la vez que se mantienen núcleos lagunares de cierta importancia. Fue en el Mioceno superior medio (9,5 a 8,5 Ma) cuando se produce el vaciado del lago del Ebro, abriéndose paso hacia el Mediterráneo al sobrepasar las Costero-Catalanas, iniciándose así una intensa erosión que llegó a alcanzar, probablemente, hasta el centro de la subcuenca de la Rioja. Mientras tanto, aunque se frenó entonces la subsidencia en la cuenca del Duero, todavía se mantienen las condiciones lagunares al NE de ella. Sólo se puede hablar de redes fluviales organizadas en ambas cuencas, y definitivamente abiertas al Mediterráneo y Atlántico, a partir del Mioceno superior reciente (8,3 a 5 Ma). Pero mientras el vaciado y la disección son muy intensas en la cuenca del Ebro, la caída en el nivel de base en el Duero es pequeña y, por tanto, el vaciado es menor comparado con el efectuado en aquella. No sólo hay disección, también en los bordes de la cuenca aún se realiza el depósito de extensos abanicos aluviales (Fm Raña), señalando el inicio de una nueva etapa en los procesos erosivos, en unas redes fluviales ya en una posición similar a la actual.

Por su parte, los ríos vertientes al Cantábrico (Fig. 4) contaban, además, con las variaciones en el nivel de

base marino como otro factor que afectó a su encajamiento e incisión remontante. Las variaciones influyeron ineludiblemente a la posición de la línea de costa y a sus tramos bajos, y su influencia podía prolongarse más o menos hacia aguas arriba según fuera el perfil longitudinal de los ríos, condicionado también por la presencia, o ausencia, de franjas transversales de rocas consistentes. Para explicar las variaciones del nivel del mar, no sólo hay que contar con las variaciones tectoeustáticas, señaladas por Mary (1983) como responsables de la elaboración y desajuste en altitud de las Rasas asturianas. También hay que contar, desde un punto de vista global, con la retención de agua en forma de hielo en los continentes. Zachos y otros (2001) describen cómo, tras el Óptimo Climático Eoceno, comenzó a formarse el inlandsis antártico (~33,5 Ma) hasta el Oligoceno final (26 Ma) y, aunque se redujo drásticamente durante el Mioceno inferior y medio (17-15 Ma), el volumen de hielo global fue aumentando durante el Mioceno superior reciente y los inicios del Plioceno (6 Ma), expandiéndose el inlandsis antártico y los hielos del hemisferio norte. Las variaciones del nivel de mar por la retención del agua en forma de hielo en los continentes durante el Neógeno debieron de tener también su efecto sobre el litoral cantábrico.

2. LA DIVISORIA DE AGUAS Y MODELADO DE LOS VALLES

La muy larga duración, representada por varias decenas de millones de años (desde el Eoceno al Plioceno), ha sido esencial en la formación y configuración de los valles cantábricos. A grandes rasgos podemos decir que el trazado de los valles está determinado por el desnivel recorrido, que es disimétrico entre las vertientes norte y sur, y por el plantel estructural de origen tectónico que lo ha guiado por medio de sus líneas y lo ha distribuido según los afloramientos rocosos. Pocos testigos sedimentarios quedan de esta época en la montaña, sin embargo las formas de los valles, ya sean agargantados o abiertos, muestran unas vertientes cuyos tramos superiores y medios debieron adquirir entonces su configuración.

Por su parte, la divisoria de aguas debió de emplazarse muy tempranamente, ya que la mayor parte de ella se apoya en elevados pilares estructurales de materiales consistentes, dejando macizos muy elevados tanto al Sur (Curavacas-Espigüete-Mampodre) como al Norte (Picos de Europa). En la vertiente meridional, los ríos Esla y Carrión contornean los límites de los macizos que están muy bien individualizados y marcados por fracturas

en sus bordes. En los Picos de Europa, plenamente integrados en la vertiente cantábrica, y aun teniendo en cuenta las facilidades estructurales, es difícil explicar la formación de las gargantas que los fragmentan si no es por medio de un encajamiento fluviotorrencial contemporáneo a la elevación del macizo (Bertrand y Bertrand, 1984), ya que los cursos fluviales inciden en más de 2.000 m los paquetes calizos dispuestos transversalmente a ellos. Otras explicaciones, como la erosión remontante de las cabeceras, incluyendo al río Duje, que podría ser un ejemplo de ese retroceso aún no culminado, no dan cuenta de la dimensión de las gargantas calcáreas. Por otro lado, es frecuente que los cauces de las gargantas que atraviesan macizos calizos se modelen por medio de ríos alóctonos. En sus cabeceras, toman en carga materiales silíceos, más duros que los que configuran su lecho y, con ello, facilitan el trabajo de las aguas torrenciales. Esta hipótesis sobre una instalación muy temprana de las divisorias dejando integrados en la vertiente cantábrica macizos calcáreos es la que fue expuesta, también, por Rodríguez (1998) para la sierra de Sobia, en el área central asturiana, donde describe la presencia de elementos detríticos devónicos atrapados en las depresiones cerradas de la alta plataforma de calizas carboníferas. Su procedencia sólo es posible desde la divisoria cantábrica, constituyendo entonces dicha sierra un sector de su piedemonte septentrional.

Únicamente es en los tramos de la divisoria instalada sobre rocas más deleznable, donde se puede sospechar un avance hacia el sur de los ríos cantábricos en detrimento de la vertiente meridional, además de la competencia interespecífica de las cuencas cantábricas. Respecto a la competencia entre ríos cantábricos, la divisoria entre la cabecera del río Lamedo (cuenca del Bullón-Deva), con un nivel de base actual en Potes-Tama de 200 m, y la de la cuenca alta del Nansa, Polaciones, cuyo nivel de base se sitúa en torno a los 700 m, ha favorecido la parcial captura de la margen izquierda del Nansa, dejando una serie de valles secundarios truncados y abalconados sobre la Liébana. Por su lado, la captación en favor de la vertiente septentrional de algunos tramos de valle meridionales puede intuirse a través del trazado cóncavo de la divisoria de aguas entre el río Bullón (Deva) y el Pisuerga (Duero) que, en Piedrasluengas, muestra un avance altamente llamativo hacia el Este y el Sur, siguiendo un amplio pasillo ortoclinal en las turbiditas carboníferas. Para una época más reciente, Bertrand y Bertrand (1984) señalan una pequeña captura fluvial, ligada a la transfluencia glacial del alto Carrión, hacia el río Frío en la cuenca del río Deva.

II. EL VACIADO EN LA LARGA DURACIÓN. CRISIS CLIMÁTICAS EN LAS ESCALAS HECTO Y DECAMILENARIAS (100 Y 10 KA)

Los periodos de muy larga duración que hemos visto más arriba son los responsables del modelado de los grandes rasgos de los valles que vierten al Cantábrico. Son valles que, durante el Plioceno y su tránsito al Pleistoceno, tienen ya muy bien definido su trazado y desde entonces han mantenido bastante estabilizada la divisoria de aguas. Los cursos fluviales, además, ya habían ejercido entonces una profunda incisión, tanto en materiales resistentes silíceos o calcáreos modelando las gargantas, hoces y escobios, como en los materiales más deleznales en los que efectuaron una disección y vaciado de gran volumen proporcionando valles abiertos, pero con pocos espacios llanos.

De esa larga etapa de vaciado no quedan formaciones superficiales correlativas en los valles cantábricos, ya que las fuertes pendientes de las vertientes y los cauces fluviales han facilitado su evacuación hacia el mar. Sin embargo, algunos autores sí han señalado la existencia de formas antiguas en los macizos montañosos. Miotke (1968) y Mugnier (1969) describen la existencia de valles colgados sobre las gargantas de los macizos kársticos de los Picos de Europa y del Asón, interpretando su colapso por la rápida incisión de las gargantas a causa de la elevación del macizo. Otros autores (González y otros, 1996; Salazar, 2014) han descrito la existencia de retazos de superficies de erosión en las cumbres, interfluvios secundarios y hombreras de las vertientes de los valles cantábricos. Estas variadas formas pueden ser los testigos de períodos antiguos en la evolución de los valles, pero su testimonio permanece bastante difuso.

1. FORMAS DE LAS VERTIENTES Y RECUBRIMIENTOS DETRÍTICOS ANTIGUOS

En los valles cántabros de materiales silíceos del Cretácico inferior (Nansa, Saja, Besaya, Pas) se han conservado eventualmente perfiles transversales compuestos, cuyos tramos superiores insinúan valles más abiertos que los actuales, de vertientes algo más tendidas; un umbral bien definido en la mitad inferior de la vertiente y de altitud variable marca un perfil transversal más estrecho hacia el fondo de valle. Cuando estos perfiles compuestos tienen cierta continuidad, y es visible en ciertos tramos de los valles del Nansa (Frochoso, 1990), Saja, Besaya y Pas, proporcionan un umbral que, en ocasiones, ha fa-

cilitado el apoyo para determinadas redes viarias, asentamientos o amplios prados cercados o seles. A veces, el rellano o ruptura de pendiente de media ladera se explica exclusivamente por los afloramientos rocosos de materiales más resistentes pero, en otras ocasiones, no sólo no es así sino que, además, viene acompañado de una cubierta detrítica de gruesos elementos, como ocurre con el Nansa en Celis. En otros valles, como el silíceo Alto Nalón (Jiménez, 1999) o algunos macizos calcáreos como en Picos de Europa, la ruptura de pendiente de media vertiente ha sido empleada, desde hace tiempo (Obermaier, 1914), para explicar la superposición de distintos sistemas morfogenéticos; a saber, el sistema glaciar modelando valles en artesa y el fluvial y torrencial encajándose en él. Sin embargo, no siempre es así. En los Picos de Europa, el valle del río Duje, entre Sotres y Tielve, muestra esa morfología compuesta, apoyándose la carretera en el umbral de separación entre un tramo alto de vertientes abiertas y un tramo bajo agargantado. Las huellas glaciares nítidas no aparecen en este tramo de valle pues quedan aguas arriba de Sotres, hacia Áliva, y el umbral que separa ambos tramos de vertiente se desarrolla hacia aguas abajo de esa población.

Las cubiertas detríticas que aparecen en los valles tienen caracteres variados. También en el valle del Duje, se han descrito recubrimientos de vertiente, brechas cementadas denominadas gonfolitas por Obermaier (1914), que fosilizan una parte importante de las laderas, sobre todo en las salidas de las canales tributarias hacia el valle principal. La datación absoluta de los cementos calcáreos, en el tramo alto del valle, muestra que esos perfiles y recubrimientos estaban ya modelados e instalados hace 394,1 Ka (Villa y otros, 2013) aunque la complejidad y continuidad de su depósito y cementación se ha ido realizando en este valle a través de sucesivas generaciones. Las fechas que obtuvimos (Castañón y Frochoso, 1996) para este mismo valle de los cementos calcáreos por medio de dataciones U-Th jalonan los últimos centenares de miles de años: 192,7 Ka, 79,1 Ka, 55,4 Ka, 20 Ka y 17,5 Ka. Por tanto, desde al menos 400 Ka, la disección y profundización que ha realizado el Duje en este tramo alto del valle ha sido muy escasa, ya que verticalmente sólo alguna decena de metros separa el borde de estos recubrimientos del fondo de valle, e incluso en ciertas ocasiones casi contactan con él, a pesar de haber estado afectados por las lenguas glaciares que descendían desde el Macizo Central. Las brechas más antiguas datadas han sido relacionadas con un tipo de clima inusualmente cálido, de época interglaciar, que caracterizó al estadio isotópico MIS 11, entre 424 Ka y 374 Ka (Villa y otros, 2013). A su vez, la base de los

depósitos cementados está relacionada con etapas de torrencialidad acusada, deducidas de la movilización y depósito de materiales heterométricos con gruesos elementos rocosos que, con posterioridad, fueron cementados (Frochoso y Castañón, 1986). No se trata de una única etapa fluviotorrencial, sino que las discordancias internas de los depósitos muestran una evolución entrecortada en la que se alternan períodos con dominio de la incisión, con balances de disección positivos que frecuentemente alcanzan los lechos rocosos, frente al relleno del fondo de valle o balances de disección negativos.

Otros valles cantábricos, con roquedo silíceo dominante, y en los que la cementación no ha preservado los depósitos, han tenido mayor dificultad en conservar los testimonios de fases de esta antigüedad. Sin embargo, algunos de ellos muestran voluminosos bloques que han permanecido en umbrales o rellanos de media vertiente. En el valle del Nansa ya formulamos (Frochoso, 1990) la hipótesis de que durante el Pleistoceno medio se inició una importante dinámica de movilización de materiales, cuyos testigos son depósitos con elementos gruesos muy abundantes. Las secuencias más continuas en el valle, presentan dos niveles bien definidos (Fase II y Fase III) con caracteres granulométricos diferentes y altura sobre el cauce variable (Cuadro 1).

La movilización de estos bloques, siempre de pudinga o arenisca triásica muy compacta, sobrepasa en diferentes ocasiones los 10 km desde su área fuente. Algunos autores (Alfonso, 1973; Robles, 2014, p. 179) los han interpretado como bloques erráticos de antiguas glaciaciones, pero la continuidad granodecreciente de los depósitos desde los tramos altos del valle principal y de los afluentes hasta la desembocadura, junto al desgaste progresivo de sus elementos hacia aguas abajo, nos llevaron a pensar en otros agentes de transporte para estos voluminosos materiales y únicamente era posible su desplazamiento por medio de acciones complejas que combinaran los movimientos en masa, las corrientes de derrubios y las avenidas fluviales en un régimen fluviotorrencial. Frecuentemente, las corrientes de derrubios (*debris flow*) se desencadenan a partir de episódicas precipitaciones muy intensas (Wieckzoreck y otros, 2009), en áreas de fuertes pendientes y con abundante material fino disponible en las vertientes. La alta viscosidad de estas corrientes de derrubios les permite transportar bloques sumamente grandes, incluso de más de 10 m en su eje mayor, como se ha puesto de manifiesto en diferentes ocasiones (por ejemplo, Ritter y otros, 2011, p. 127; Morgan y otros, 1999). A medida que pierden carga sólida a favor del contenido en agua, las corrientes de derrubios pueden

transformarse en su camino hacia otros movimientos en masa (Coussot y Meunier, 1996) llegando a formar parte, en última instancia, de la carga fondo del curso fluviotorrencial. Así, un mismo acontecimiento afecta de desigual manera al valle, donde el flujo pierde progresivamente competencia y capacidad de transporte. Se han descrito ejemplos de estos movimientos en masa en los Pirineos en épocas históricas (Martí y otros, 1997) y en la actualidad (García-Ruiz y otros, 2004) aunque de menor dimensión y envergadura. Los grandes bloques desgastados de pudinga y arenisca no sólo se encuentran en el valle del Nansa, sino que también aparecen en el valle del Saja y en la Liébana, especialmente en el valle de Aniezo, afluente del Bullón, a más de un centenar de metros sobre el lecho actual en las proximidades de Cambarco, y en la margen derecha del Deva, en Cillorigo Castro, por encima de la actual carretera antes de encontrar el frente de los Picos de Europa. Estas formaciones pueden asimilarse, también, a las facies torrenciales más antiguas de derrubios cementados de los Picos de Europa, datadas, como se comentó más arriba, tanto en Áliva como en la canal del Jierro (394,1 Ka a 192,7 Ka). De todo ello se deduce que la torrencialidad que dio lugar a la formación de bloques más antigua (Fase II) se desarrolló en una parte del Pleistoceno medio, en el momento en que el nivel del mar se encontraba, en la desembocadura de estos ríos, a 35-40 m sobre el nivel actual. Por su lado, la etapa más reciente puede relacionarse con la transgresión desarrollada durante el Eemiense, cuando el nivel del mar se situó a 5-6 m por encima del nivel actual (Mary, 1983).

2. LA INCISIÓN FLUVIAL

Y EL RELLENO DE LOS FONDOS DE VALLE

Volviendo al valle del Nansa se observa que, entre las fases de relleno descritas y el curso actual, la capacidad de incisión fluvial no ha sido homogénea a lo largo de él, ya que no hay paralelismo entre la altura del cauce y la del perfil obtenido de los restos de depósitos en las vertientes. Esto se debe, en buena medida, a la falta de homogeneidad del sustrato sobre el que circula el cauce, ya que no se efectúa de la misma manera en todos los lechos rocosos (véase Cuadro 1). En la actualidad, los tramos medios del Nansa y Saja ofrecen lechos calcáreos a partir de los afloramientos de calizas jurásicas en los flancos norte y sur del sinclinal de Cabuérniga; en el núcleo de este sinclinal se instalan las potentes series silíceas que componen el Grupo Cabuérniga del Cretácico inferior. En los sustratos calcáreos, la capacidad de transporte y la

CUADRO 1. Caracteres de los depósitos fluviotorrenciales en el valle del Nansa. Posición del depósito (altitud y altura sobre el cauce); máximo tamaño de elemento en el depósito; tipo de roca en que se asienta el depósito

LOCALIDAD (FASE II NANSÁ)	Santotís	Sarceda	Cosío (confluencia Vendul)	Pedreo	Celis	Camijanes	Luey	Pesués
Altitud (m)	475	465	350	230	175	120	70	45/50
Altura sobre cauce (m)	90	170	140	80/90	65	75	65	45/50
L máximo (mm)	4.300		5.200		2.000	1.000		400
Sustrato del cauce	Calcáreo	Silíceo	Calcáreo	Calcáreo	Calcáreo			
Localidad (FASE III NANSÁ)	Tudanca	Puentenansa /Berzosa	LOCALIDAD (FASE III TANEA)	Tánago	Virujales	Quintanilla		
Altitud (m)	440	185		645	345	255		
Altura sobre cauce (m)	25	20		10	38	15		
L máximo (mm)		810		4.200	1.400			
Sustrato del cauce	Calcáreo	Calcáreo		Calcáreo	Silíceo	Calcáreo		

de incisión fluvial y torrencial sobre el lecho se ve mermada por las pérdidas de caudal sufridas por los cursos al incorporarse parte de sus aguas a una circulación kárstica de poca profundidad. El hecho es hoy observable en el valle del Saja, con pérdidas de caudal y estiajes muy pronunciados que se producen al alcanzar el cauce los materiales calizos en Cabuérniga. Hacia aguas abajo, el Saja reabastece su caudal por medio de surgencias de cierta envergadura, como las de la Fuentona de Riente. Esa pérdida de caudal implica una pérdida en la competencia fluvial y abandono de la carga, construyéndose en estos lugares de lechos calizos las mayores llanas aluviales de los cursos medios de los ríos Nansa, Saja, Besaya y Pas (Fig. 5). En ellas la incisión está frenada frente a la agradación fluvial. Por el contrario, donde se reúnen las aguas superficiales por el sustrato silíceo más impermeable, la toma en carga de material y la incisión se verá facilitada. Esta desigual distribución de materiales en los lechos hace posible que haya no sólo cambios en la morfología de los mismos, sucesión de estrechos con lechos rocosos y cuencas con llanas aluviales, sino también importantes distorsiones en la altura de los depósitos de una misma época sobre el cauce actual.

El sector inferior de las vertientes de los valles cantábricos, y especialmente en sus tramos bajos, mantiene de manera discontinua una serie de terrazas bajas escalonadas y encajadas que son los testigos de las últimas decenas de miles de años. Diferentes descripciones de las mismas han sido recopiladas por Ruiz y Poblete (2011), a la vez que ofrecen un estudio detallado del bajo Cares en

Cabrales. Parece que hay cierta coincidencia en señalar la presencia de depósitos y terrazas fluviales situadas en los tramos medios y bajos de los ríos por debajo de los 30 m sobre el cauce actual. La cronología propuesta para ellos es variada, y escasamente coincidente. Por ejemplo, es frecuente la descripción de un nivel situado en torno a 20 m por encima de los cauces, como en el Besaya y Pas (González y otros, 1996), Cares (Ruiz y Poblete, 2011), Nalón (Hoyos, 1989; Jiménez, 1999), pero las edades propuestas para él son variadas, desde anteriores a 48.000 años BP (valle del Cares en Cabrales) hasta 5.500 años BP en el valle del río Magdalena-Pas (González-Díez y otros, 1999). A pesar de todo, estos depósitos junto con los niveles inferiores próximos a la decena de metros sobre el cauce, ya en relación con las llanas de fondo de valle donde forman frecuentemente sucesivas terrazas encajadas, son la respuesta a las condiciones frías del último ciclo glacial y su tránsito hacia las más cálidas postglaciares. Durante los periodos más fríos, las vertientes disponen de una elevada cantidad de material rocoso suelto, la cubierta vegetal es escasa y la fusión estacional proporciona descargas de abundantes caudales con escorrentía turbulenta. Son las condiciones idóneas para el desarrollo del aluvionamiento en los tramos medios y bajos de los ríos, apoyadas, como vimos, por sus particulares condiciones litológicas (Fig. 5). Estas condiciones dieron lugar a un tipo de sistema fluvial caracterizado por múltiples canales separados por barras e islas, favorecido por descargas de aguas altas y esporádicas. Era un sistema de canales trenzados (*gravel-bed braided river*) en

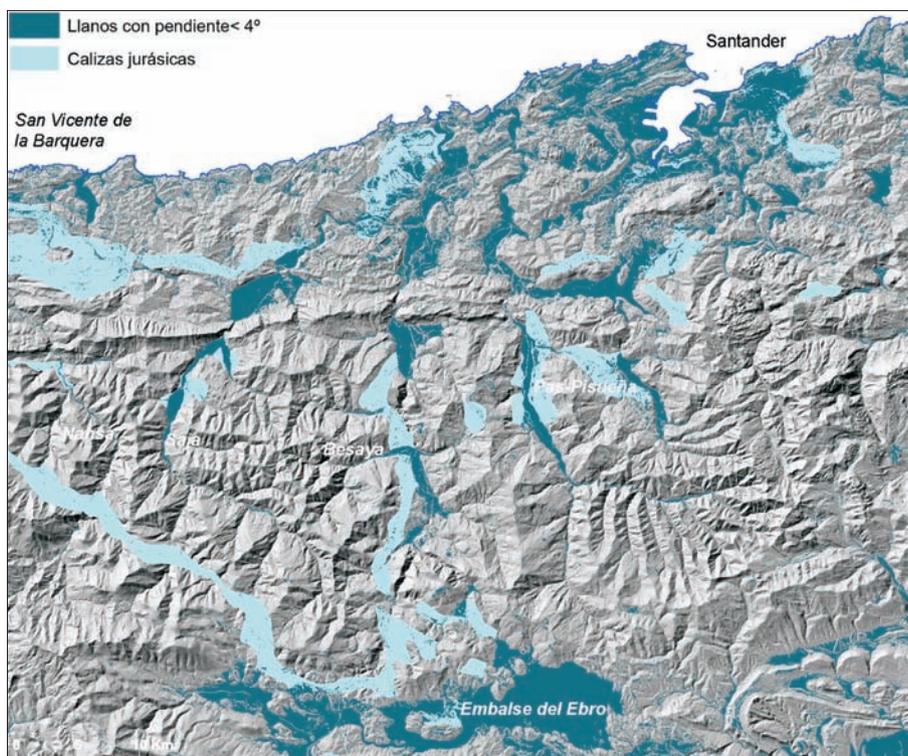


FIG. 5. Las llanas aluviales de los valles occidentales de Cantabria estrechamente vinculadas a los afloramientos de calizas jurásicas (salvo en los diapiros salinos).

el que la inestabilidad interanual de los canales da lugar a un barrido que termina configurando la llana de fondo de valle. Estos sistemas se instalaron principalmente en las depresiones o áreas interiores. Han permanecido hasta la actualidad no sólo por haberse fijado gracias a la menor incidencia de las descargas, sino también porque han quedado al resguardo de la influencia de unos niveles marinos más bajos. Las llanas de fondo de valle de Rionansa (valle del Nansa), de Cabuérniga y Cabezón de la Sal (valle del Saja), de Iguña y Buelna (Besaya), de Toranzo (Pas) y de Cabrales (Cares) se sitúan aguas arriba de las Sierras Litorales, que han funcionado como barreras respecto a la influencia glacioeustática. Prueba de ello es que, al atravesar los ríos estas sierras en la actualidad, su cauce tiene una ligera ruptura de pendiente y su lecho es con frecuencia rocoso. Por el contrario, a medida que los cauces se aproximan hacia su desembocadura, los cauces van instalándose sobre el relleno producido tras la fusión glacial finpleistocena. Durante el último máximo glacial es comúnmente admitido (por ejemplo, Yokoyama y otros, 2000; Rohling y otros, 2014) que el nivel del mar se encontraba unos 120 m por debajo del nivel actual, adentrándose el litoral en el espacio hoy marino. La transgresión wurmo-flandriense provocó la sumersión de la parte final de los valles y, consecuentemente, el re-

lleno del área de tránsito entre aguas dulces y saladas. De esta manera, el tramo final de los fondos de los valles cantábricos muestra rellenos muy recientes, holocenos, de cierta importancia y, en la Tina Menor, se alcanza la roca in situ bajo 45 m de sedimento (Mary, 1983).

3. LA GLACIACIÓN RECIENTE

Mientras se construían en los tramos medios de los valles las llanas de fondo, una parte de las montañas cantábricas se encontraba cubierta por los glaciares en lo que se ha venido conociendo como el último máximo glacial. Su extensión, eficacia geomorfológica y su cronología ha sido objeto de discusión a lo largo de todo el siglo XX, y aún hoy es objeto de debate. El conocimiento de la glaciación cantábrica se inició muy temprano (Prado, 1852), pero su reconocimiento y, sobre todo, la fijación de sus límites han sido más recientes. Tras múltiples aproximaciones al problema durante la primera mitad de siglo, fue en la tesis doctoral de J. C. Castañón (1989) donde se planteó una visión del conjunto del glaciario cantábrico para el Macizo Asturiano muy ajustada en sus límites; a ella se añadió su extensión oriental y la clasificación según tipos morfológicos (Frochoso y Castañón,

1998) que permitió completar la imagen. Su expresión cartográfica muestra una glaciación marginal, al SO de Europa, en la que los macizos dejaban bien individualizados los glaciares y no se alcanzaban los piedemontes.

La reconstrucción de los glaciares, a partir de las huellas y depósitos que hoy son visibles, revela la importante acción erosiva durante su última extensión máxima. Nadie duda de que hubo también una intensa erosión glaciár en las montañas de la península ibérica, y de las penínsulas europeas del sur de Europa, durante épocas más antiguas que las que se reconocen localmente como su último máximo glaciár (Adamson y otros, 2014), pero, en ciertos casos, su extensión y las huellas que dejaron aún son discutibles. Recientemente, en los Picos de Europa, se han retomado los argumentos de Obermaier (1914) para atestiguar la acción de glaciares antiguos que modelaron la amplia depresión de Áliva, cuyas huellas se preservaron al estar parcialmente recubiertas por derrubios cementados, las gonfolitas, erosionadas a su vez por los últimos glaciares. Las dataciones de estos derrubios, que más arriba fueron comentados, proporcionan una edad de unos 400 Ka para los más antiguos, y llevan a pensar a Villa y otros (2013) que el modelado glaciár del lecho en que se asientan se originó durante una fase fría anterior al periodo interglaciár, más cálido, en que se depositaron. Si esto fuera así, este periodo frío sería coincidente con el estadio isotópico MIS13, desarrollado entre 460 Ka y 430 Ka. Pero nos faltan aún las huellas, pues nada atestigua y sólo se plantea la hipótesis de que la depresión de Áliva fuera vaciada por esos glaciares antiguos.

La edad del último máximo glaciár en la montaña cantábrica se ha ido conociendo mejor durante la última década y, además, algunos trabajos han reunido, discutido y relacionado las aportaciones realizadas para cada macizo y su vinculación con las montañas europeas (García Ruiz, 2010; Serrano y otros, 2012; Jiménez-Sánchez y otros, 2013; Rodríguez-Rodríguez y otros, 2015). Pero no existe una homogeneidad en los resultados al no coincidir las fechas proporcionadas en cada trabajo. Es una variación achacable a causas diversas, unas derivadas de las distintas condiciones locales de cada macizo y otras de los métodos de datación empleados. La datación de depósitos glacio-lacustres o torrenciales represados por morrenas (Jiménez y Farias, 2002; Jiménez y otros, 2002; Moreno y otros, 2010; Jalut y otros, 2010; Serrano y otros, 2011; Serrano y otros, 2012; Serrano y otros, 2013) ha mostrado que los hielos alcanzaron un máximo reciente, cuyas edades BP de ^{14}C oscilan entre los 20.640 BP de Tarna y los 40.480 o 36.200 BP de los Picos de Europa (cuyas edades calibradas se corresponden con 24.557 cal BP, 44.118 cal

BP y 40.726 cal BP). En algunos casos, son fechas muy próximas al límite de la datación posible por este método y proporcionan, por tanto, una edad mínima. El empleo de otros métodos de datación (OSL) ha llevado a proporcionar edades que oscilan entre los 45 Ka BP, para los depósitos fluvio-glaciares de Comeya (Jiménez-Sánchez y otros, 2013), y los 40 y 78,5 ka BP para los glaciares de la cabecera del Asón (Frochoso y otros, 2013). Todo parece indicar que el último máximo glaciár que afectó a estos valles fue previo al Último Máximo Glaciár Global (LGM), señalado en *ca.* 21 Ka BP a partir de la interpretación del registro isotópico marino por Martinson y otros (1987) y del bajo nivel del mar asociado al descenso eustático global (Yokoyama y otros, 2000). Tal y como recogen Rodríguez-Rodríguez y otros (2015), las montañas cantábricas sugieren claramente dos avances glaciares durante el Último Ciclo Glaciár: uno entre 36 y 45 Ka BP (estadio isotópico marino MIS 3), otro entre 19 y 23 Ka BP (estadio isotópico marino MIS 2). Además, las montañas del Alto Asón-Valnera registran una ocupación por los hielos extensa aún más antigua (MIS 4). Son hechos parcialmente coincidentes con las observaciones sedimentarias realizadas en la plataforma continental vasca (Martínez-García y otros, 2014) en la que se señala una importante descarga continental durante el inicio del estadio MIS 3, correlativo, a su vez, con el descenso del nivel del mar, que alcanzó su nivel más bajo al final de este estadio, particularmente entre 35 Ka y 26,5 Ka, pasando de -40/-80 m hasta -120 m bajo el nivel actual.

Según mostraron Serrano y otros (2013), durante la glaciación local máxima más reciente, en las montañas cantábricas centrales (Picos de Europa, Peña Prieta, Campoo y Valnera) se instalaron cerca de un centenar de glaciares que ocupaban una superficie de algo más de 300 km². Pero no fueron glaciares homogéneos ya que la superficie que ocuparon, su distribución altitudinal y las altitudes más bajas a las que llegaron no fueron las mismas. En primer lugar, la disimetría de vertientes dio lugar a una disimetría de glaciares, siendo menos extensos y más cortos los integrados en la vertiente cantábrica que los que ocuparon los valles de la vertiente meridional. En contrapartida, los frentes alcanzaron altitudes más bajas en los valles cantábricos (300 m en Asón), de fuertes pendientes, ya que canalizaron los hielos perdiendo altura rápidamente que provocaba una rápida fusión. La línea de equilibrio glaciár (ELA) se situaba entonces entre 1.000 y 1.500 m por debajo de la actual, deducida por extrapolación de la pirenaica próxima a los 3.000 m. Diversos trabajos se han ocupado de caracterizar el estado de los glaciares del último máximo (Serrano y otros,

2013; Santos-González y otros, 2013) situando las líneas de equilibrio media y regional de manera variable según la localización de los macizos. Así, las antiguas ELAs varían entre 1.850 m y 1.750 m para los valles meridionales centrales (valles de Lechada y Cardaño), entre 1.650 y 1.720 m en los Picos de Europa y a 1.100 y 1.190 en los valles septentrionales más orientales (Valnera-Asón).

Por su lado, las diferencias morfoestructurales, y entre ellas las litológicas, mostraban tipos distintos de glaciares adaptados a las condiciones de los macizos montañosos (Frochoso y Castañón, 1998). En muchas ocasiones, las montañas silíceas de altitudes modestas (próximas o inferiores a 2.000 m), con fuertes pendientes hacia la vertiente cantábrica, sólo alojaron glaciares alpinos simples que modelaron sus cabeceras sin llegar a los piedemontes (Sierra de Peña Sagra, Coriscao, Valsurbio). Pero cuando la acumulación se vio facilitada, ya fuera por condiciones morfoestructurales específicas (sinclinal del Híjar en las montañas de Reinosa) o por la mayor altitud (Peña Prieta-Alto Carrión), se desarrollaron glaciares alpinos compuestos, en los que la abrasión y la sobreexcavación actuaron de manera intensa. Pero la mayor complejidad morfológica se produjo allá donde se instalaron extensos *icefields* y glaciares de plataforma, de esorrentía difusa del hielo en el área de acumulación, con múltiples transfluencias que provocaron una intensa abrasión de las superficies rocosas (Picos de Europa y Valnera-Asón). Fueron glaciares bien adaptados a las condiciones topográficas que los alojaron, con depresiones cerradas kársticas en las superficies altas que fueron pulidas, ensanchadas y profundizadas por la acción del movimiento del hielo.

Mientras tanto, como vimos más arriba, en los tramos medios y bajos de los valles se construían las llanas aluviales durante este último ciclo glaciar y, en los macizos calcáreos tales como los Picos de Europa y Valnera-Asón, la karstificación se vio frenada por la glaciación. A pesar de ello, se ha señalado que en los Picos de Europa, con una de las concentraciones más altas de cuevas profundas conocidas del mundo (Rossi, 2004; Ruiz y Pobleto, 2012), muchas de las grandes cuevas vadosas pueden ser parcialmente subglaciares en su origen (Smart, 1986), especialmente a partir de las aguas de fusión que las masas de hielo proporcionan en sus áreas de ablación y sus frentes.

En general, la karstificación en estos macizos con condiciones climáticas cambiantes puede sintetizarse (Fig. 6) de la siguiente manera. En condiciones frías, bajo los glaciares, se ejerce la corrosión pero alcanza poca profundidad. Sólo las superficies rocosas no cubiertas por el hielo, en los márgenes del glaciar, desarrollan lapiaces de surco. Las aguas que circulan están poco sa-

turadas en carbonatos y las precipitaciones carbonatadas son casi nulas. Al descender en altitud, en las vertientes no afectadas por los glaciares, el abastecimiento de agua aumenta sumándose a las aguas de fusión glaciar las de la fusión de la cubierta nival, muy importante en estas montañas húmedas. La karstificación se intensifica entonces, acentuándose la corrosión, tanto en superficie como subterráneamente. En estas altitudes medias en los Picos de Europa, el abastecimiento de aguas de fusión junto a la masividad y la potencia de las series calizas, facilitaron el desarrollo de los conductos verticales (pozos y simas), pero las precipitaciones carbonatadas aún son, en época fría, muy escasas. Sólo en la Marina, donde pudieron darse escasos y muy localizados lugares de abrigo y refugio de vegetación, pudo desarrollarse un entonces lapiaz edáfico, con formación de dolinas.

Durante los periodos interglaciares, al igual que en el Holoceno, el karst amplía su acción en los Picos de Europa. Extensas superficies situadas por encima de los 1.800-2.000 m son afectadas por climas húmedos periglaciares o templados, ampliándose así el sistema heredado subterráneo vertical, guiado, en buena medida por las líneas estructurales. La montaña media alcanza, con el bosque y la vegetación atlántica, altitudes mayores que en los períodos fríos y la karstificación se intensifica. Se desarrollan la corrosión superficial, los lapiaces cubiertos y la formación de dolinas y uvalas. Los sistemas subterráneos adquieren entonces una ampliación y densificación importante, a la vez que las precipitaciones carbonatadas recubren buena parte de suelos y paredes de ellos. En la Marina se acentuó la karstificación y, en especial, la intensidad de la disolución a causa de la suavidad térmica y de la abundante humedad, a la vez que la precipitación de carbonatos. Los lapiaces de karst cubierto de regolito y el denso desarrollo de dolinas y uvalas, proporciona un rebajamiento kárstico importante a la vez que un relieve de cuetos, depresiones y llanos muy irregular.

Este desarrollo del karst según las condiciones morfoclimáticas de los macizos calcáreos se ve corroborado por los estudios recientes realizados acerca de la sedimentación carbonatada en el interior de los aparatos subterráneos. El crecimiento de los espeleotemas en las cavidades está ligado generalmente a climas templados y de importante humedad. Los trabajos desarrollados tanto en Cotiella, Pirineos (Moreno y otros, 2013), como en la montaña asturiana (Stoll y otros, 2013), muestran que hay un crecimiento casi continuo de las estalagmitas durante todo el periodo definido por el estadio isotópico marino MIS 7 y durante el MIS 5, estadios de número impar interglaciares, siendo muy rápido en Cotiella entre

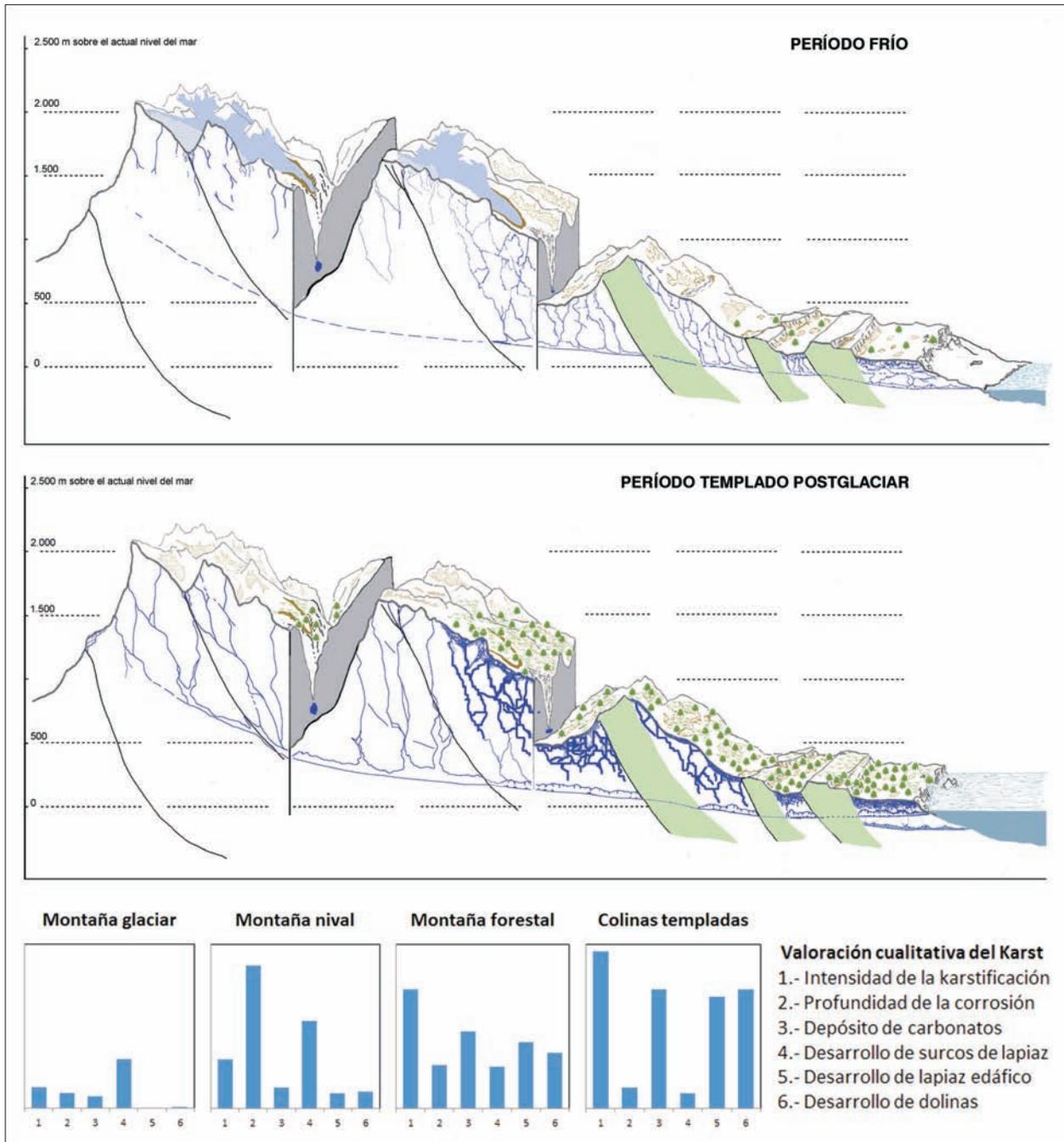


Fig. 6. Modelo de evolución kárstica de un macizo calcáreo cantábrico (Picos de Europa) en diferentes condiciones climáticas. Adaptado de Jackucs (1977) y de Lewin y Woodward (2009).

100 y 110 Ka BP. En ambos conjuntos, el crecimiento se ralentiza, e incluso llega a cesar, en la frontera entre Mis 5 y MIS 4 (74 Ka BP). Durante el siguiente periodo, MIS3, sólo algunas estalagmitas de la Marina crecieron con ratios altas (entre 50 y 60 ka BP) y alguna lo hizo

muy brevemente en cortas fases cálidas, pero la tónica es que se prolongó hasta el Holoceno la paralización del período anterior. Es entre 10 Ka y 4,1 Ka cuando se registra el óptimo de crecimiento de estalagmitas, cesando en esa última fecha, posiblemente a causa de la aridez.

III. LA EVOLUCIÓN DE LOS VALLES EN LA MEDIA Y CORTA DURACIÓN. ESCALAS MILENARIA Y SECULAR

Las transformaciones sufridas por los valles cantábricos después de ser afectados por los glaciares en sus cabeceras, el periglacialismo en sus vertientes, y por las estacionales aguas de fusión en los cauces, han sido escasas comparadas con los hechos anteriormente descritos. Interviene en ello tanto la mayor o menor eficacia de los procesos geomorfológicos acaecidos con anterioridad, como la diferente magnitud temporal en la que ambos se han desarrollado.

1. LOS MOVIMIENTOS EN MASA DE LAS VERTIENTES

La deglaciación de las vertientes que fueron ocupadas por los hielos, supuso un importante cambio en las tensiones que se ejercían sobre los terrenos que los soportaban. Estos cambios provocaron ajustes paraglaciar que afectaron, esencialmente, a la estabilidad de los antiguos lechos y márgenes glaciares (Ballantyne, 2002). Son conocidos y evidentes los desmoronamientos de los depósitos morrénicos cuando el hielo se funde, pero también son importantes en estas circunstancias los movimientos gravitacionales, los desplomes y deslizamientos de las vertientes rocosas (McCull, 2012). En la plataforma del Alto Asón se produjeron deslizamientos traslacionales y rotacionales de origen paraglaciar (Frochoso y otros, 2013), favorecidos por la litología alternante de calizas, densamente diaclasadas en una red ortogonal, con materiales arcillosos y areniscas (Fig. 7). En unos casos, la descompresión provocó en los bordes de la plataforma hacia las cubetas glaciokársticas el desplazamiento de paquetes calizos de escaso buzamiento, dando lugar a estrechos y largos callejones provocados por el movimiento de ellos hacia las cubetas sobre la base más plástica. En otros casos, la red ortogonal de diaclasado favorece la individualización de cubos más o menos alargados que se desplazan por la vertiente por medio de deslizamientos rotacionales, como ocurre en los Castros de Horneo. Son precisamente este tipo de movimientos de vertientes, y las dinámicas que afectan a los cauces fluviales, los que han determinado la historia de los valles en los últimos siglos y milenios. Sus causas han sido variadas y los efectos de diferente orden.

Los movimientos de vertiente han tenido, y aún tienen, especial importancia en los valles o tramos de roquedo silíceo menos resistente, más suelto o deleznable,

ya sea en los extensos afloramientos de turbiditas carboníferas de Liébana y Polaciones, o bien en los valles internos centrales de Cantabria (Nansa, Saja, Besaya, Pas). Los movimientos más antiguos, en esta escala de observación milenaria, han podido perpetuar su huella por medio de afectar a un gran volumen de materiales, ya que los movimientos menores dejan una huella que se asimila, cicatriza y mimetiza con mayor rapidez. De esta manera, llegan a nosotros deslizamientos producidos hace varios milenios y que superan las 10 Ha de superficie afectada.

Los deslizamientos más frecuentes son los que han sido calificados como rotacionales con flujo (Varnes, 1958, actualizado por Dikau y otros, 1996) en los que se define con claridad una «corona», o escarpe curvado que domina el área de despegue, ocasionalmente acompañada por grietas de coronación. Bajo ella, se desarrolla la cabecera del flujo con grietas o depresiones transversales y, por último, se encuentra el material acumulado formando un lóbulo. Así son los deslizamientos que hemos localizado en Cubías, al pie del Cueto Navajos (1.064 m) en el valle del Besaya, o el de la Esprilla (737 m) y el del Alto de la Cardanosa (789 m) en el Monte del Río de los Vados (Ucieda, valle del Saja). Son, a su vez, deslizamientos similares al de Bustarredondo-Culazón (Fig. 8) descrito para el valle del Nansa-Lamasón (Frochoso, 2006; González y otros, 2014), cuya datación por medio de ^{14}C proporcionó una edad mínima de 3589 ± 60 BP (2133-1760 cal BC). La edad del deslizamiento que se obtuvo puede relacionarse con el periodo de aumento de la precipitación (5000-3000 BP) descrito por González-Díez y otros (1999) para la vertiente cantábrica, y con el periodo que, para la península ibérica, señalan Thorndyrcraft y Benito (2006) como favorable para la formación de amplios rellenos de fondo de valle. Fue un periodo húmedo de incisión y aluvionamiento al que se puede atribuir la formación de las llanas de fondo de valle inscritas en la llana general de los valles internos de Cantabria occidental y central que, a su vez, tiene impresas la huellas de paleocanales que, en la actualidad, sólo pueden verse anegados con las mayores crecidas.

2. CAUCES Y RIADAS EN LOS TIEMPOS RECIENTES

La documentación histórica, por su parte, nos ha permitido conocer los ejemplos de las dinámicas más características en la escala temporal secular y que afectan, esencialmente, a las vertientes y los cauces de estos valles cantábricos. Para la época moderna y contemporánea, son frecuentes las noticias sobre violentos chaparro-

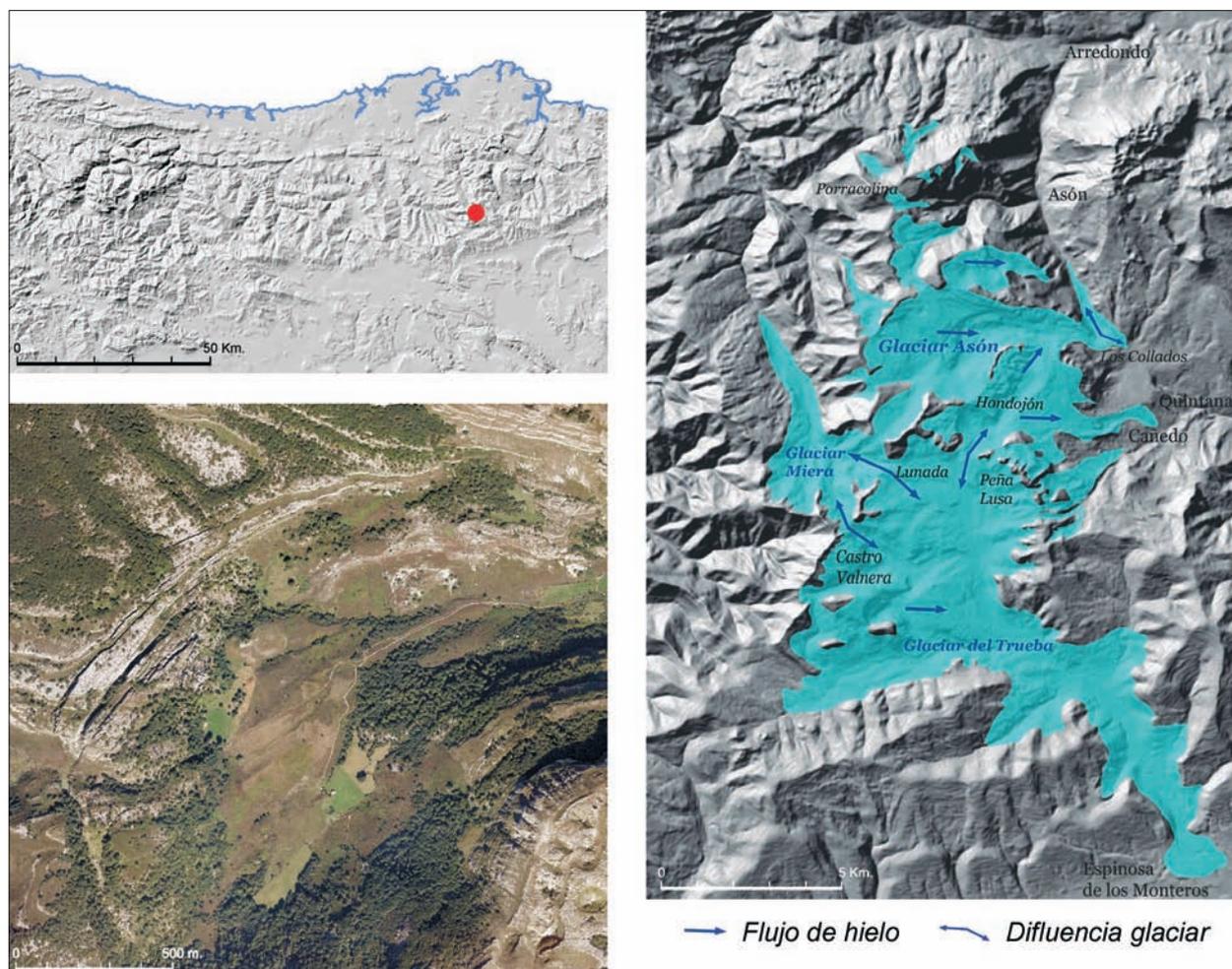


FIG. 7. Deslizamientos traslacionales de origen paraglaciar en los bordes de la depresión de Brenarromán, en las montañas de Valnera-Asón. Fragmento de ortofoto del PNOA de 2010 (fuente: IGN) y reconstrucción del glaciar del Asón tomada de Frochoso y otros (2013).

nes que provocan riadas catastróficas, mecanismos que determinan importantes transferencias de material rocoso y suelos desde las vertientes hacia los cauces y, de ellos, hacia los niveles de base locales más bajos. Entre ellas, hemos constatado (Frochoso, 2006) que, para el valle del Nansa-Lamasón, las riadas fueron frecuentes a lo largo de los siglos XVII y XVIII, incrementándose las noticias de ellas en la segunda mitad de este último siglo, siendo de especial relevancia la acaecida en Río en el año 1759. Los efectos de las crecidas se ven amplificados no sólo por el voluminoso y repentino abastecimiento de agua de precipitación y escorrentía, sino también por los movimientos en masa y deslizamientos producidos en las vertientes y que llegan hasta los cauces, provocando represamientos, nuevas crecidas, roturas de presas, descargas violentas y desbordamientos. Esta frecuencia importante

de las riadas, constatada en la segunda mitad del siglo XVIII, coincide con el incremento de las sequías e inundaciones producidas por precipitaciones intensas registrada también en Cataluña y que se ha conocido como la Oscilación Maldá (Barriendos y Llasat, 2009).

Sin embargo, estos acontecimientos no son homogéneos ni contemporáneos en todos los valles cantábricos que aquí tratamos. Al analizar los caudales de los ríos en una serie actual, de más de treinta años (1970-2005), proporcionada por la Confederación Hidrográfica del Norte, podemos observar no sólo las diferencias en la intensidad de las crecidas sino su distribución espacial (Fig. 9). El río Deva presenta durante ese periodo 180 días en los que sus caudales superan en cinco veces su valor modular, lo que supone que es un caudal que se alcanza, por término medio, en unas seis ocasiones al año. Son crecidas de

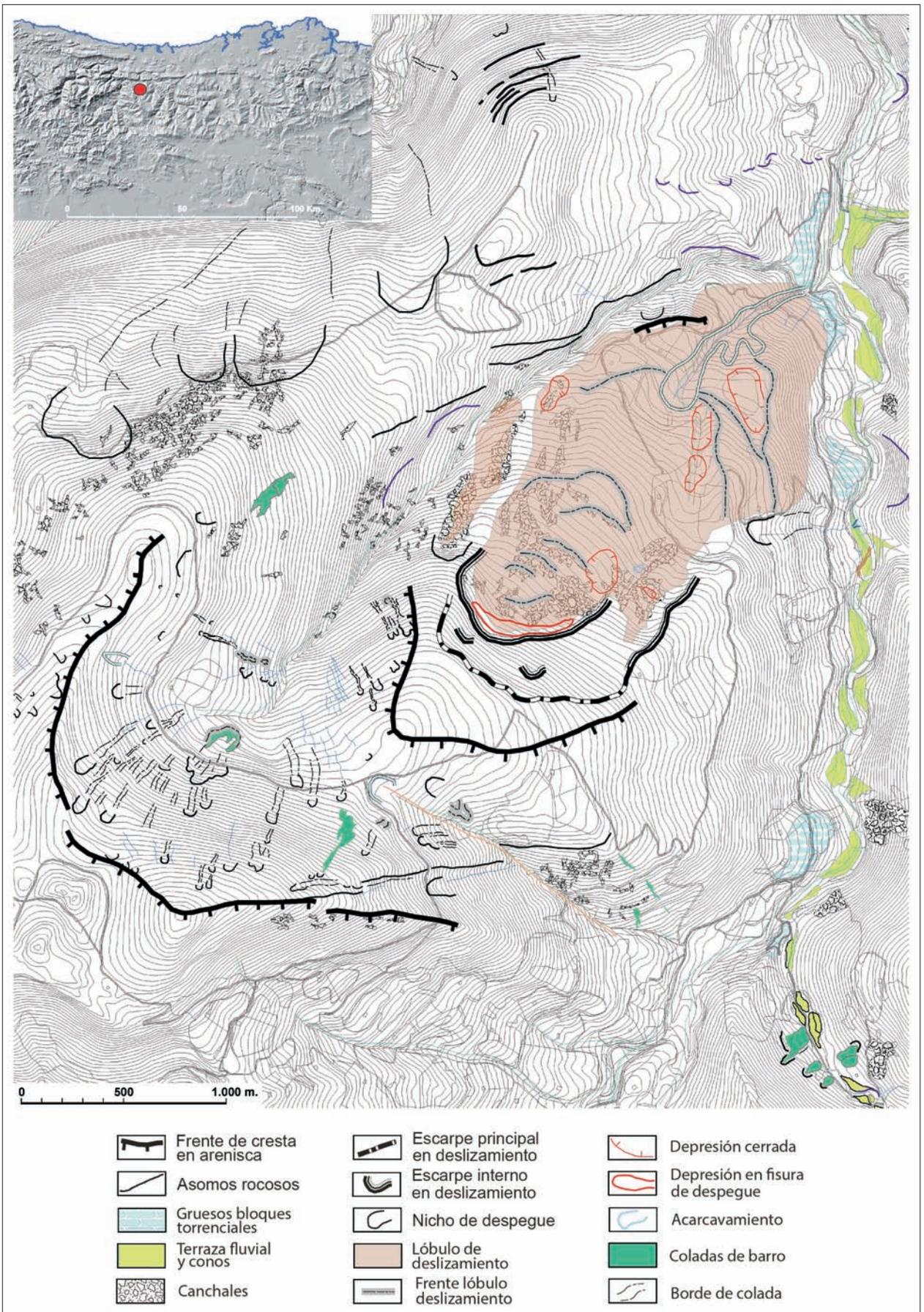


FIG. 8 Esquema geomorfológico del deslizamiento de Bustarredondo-Culazón, en el valle del Nansa-Lamasón.

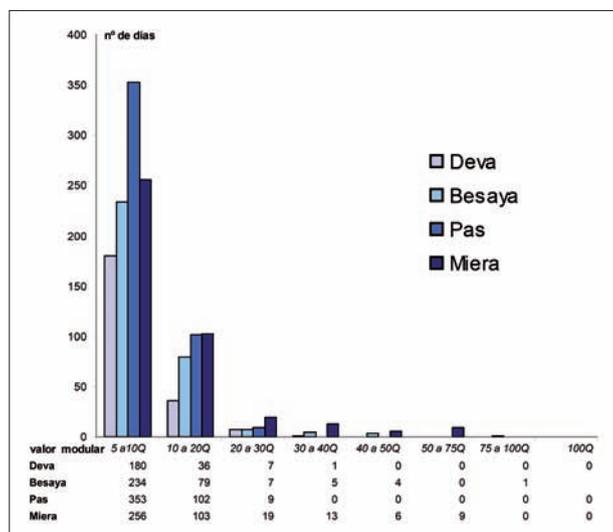


FIG. 9. Disimetría en los caudales de crecida en algunos ríos cantábricos. Fuente: Confederación Hidrográfica del Cantábrico.

escasa importancia geomorfológica, aunque ya diferenciadas en número de las de los ríos orientales. En ellos (Pas y Miera) se registra una mayor recurrencia, llegando el Pas a doblar el número de días en que se alcanza entre cinco y diez veces el valor modular, 353 días. Igualmente ocurre si tenemos en cuenta las crecidas algo más importantes y de cierta eficacia erosiva. El número de días con caudales que superan entre diez y veinte veces al valor modular triplica los caudales al comparar el río Deva (36 días) con el Pas (102 días) y con el Miera (103 días). Por término medio, las crecidas algo importantes se han producido entre una y tres veces al año, variando según las cuencas. Por último, las crecidas más grandes y de mayor eficacia erosiva también registran esta disimetría. De las nueve que se registraron en el Miera que superaban en cincuenta veces el valor modular, sólo tenían el correlato del registro de un día para el río Besaya, mientras que, durante el mismo periodo, ninguna de las cuencas analizadas registró una crecida similar.

La dinámica fluvial y torrencial de los ríos cantábricos les permite realizar una importante transferencia de materiales rocosos del continente hacia la cuenca cantábrica. La carga total en suspensión que transfieren los ríos ha sido evaluada (Prego y otros, 2008) para la cuenca cantábrica, considerando un total de 20.433 km² desde la cuenca del Mera hasta la del Bidasoa. Estos autores han mostrado que el total de sólidos en suspensión que aportan los ríos cantábricos al sector meridional del Golfo de Vizcaya equivale a $1,2 \pm 0,2 \cdot 10^9$ kg a⁻¹, una tasa cinco veces más alta que la que proporciona el río Adour ($2,5 \cdot 10^8$

kg a⁻¹), evaluada por Maneux y otros (1999) a partir de una cuenca algo menor (14.000 km²). Por otro lado, es una tasa más baja que la proporcionada por el Garona (Shäfer y otros, 2002) en la Gironda ($3,2 \cdot 10^9$ kg a⁻¹). Como es lógico, la aportación de sedimentos no es homogénea en toda la cuenca cantábrica ibérica, variando su importancia relativa de manera considerable según la superficie drenada y el desnivel salvado por cada río. Mientras el Nalón aporta el 32,6 % del total de los ríos considerados, el río Deva, el Nervión, el Oria y el Besaya aportan entre el 6 y el 12 % de ese mismo total. La contribución individual del resto de ríos es muy escasa, inferior al 3 %, y en conjunto no superan la tercera parte de la contribución total de los 28 ríos considerados.

CONCLUSIONES

Las formas de relieve tienen una gran permanencia y, en casi todos los casos, su duración es mayor que la de los procesos que las originan. Pero las diferentes escalas temporales de observación de un mismo espacio geográfico nos condicionan y nos conducen a centrar nuestra atención en procesos y formas de diferente magnitud. Las escalas temporales más amplias, las que denominamos de muy larga duración, nos aproximan a la formación de la montaña y los valles cantábricos, a la orogénesis y a su erosión correlativa. Son los tiempos que nos permiten definir sus cualidades mayores intrínsecas, tales como la disimetría entre las vertientes norte y sur cantábrica, o el intenso vaciado de los valles septentrionales. Por su parte, la larga duración nos define las formas de vertiente que se encajan en las anteriores, las formas que particularizan las culminaciones, las vertientes y los cauces. Es el tiempo en el que se elaboran y mantienen las culminaciones modeladas por las condiciones frías o por la karstificación, se modelan los tramos inferiores de los valles, y se elaboran las grandes llanas de fondo de valle. Por último, la corta y media duración nos permite observar las dinámicas de las vertientes y de los cauces fluviales cantábricos. Son las dinámicas que se ajustan a crisis erosivas de escasa duración, frecuentemente vinculadas a acontecimientos, que pueden llegar a ser catastróficos, pero que pueden concentrarse en pequeños periodos más o menos definidos. Un ejemplo de ello lo constituye la recurrencia de intensas precipitaciones, riadas y avenidas en la segunda mitad del siglo XVIII que llegaron a remodelar y modificar parcialmente los fondos de valle que, durante el siglo XX, han sido intensamente intervenidos.

BIBLIOGRAFÍA

- ADAMSON, K. R., J. C. WOODWARD y P. D. HUGHES (2014): «Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst». *Quaternary Science Reviews*, núm. 94, pp. 28-43.
- ALFONSO GÓMEZ, A. (1973): «Notas litoestratigráficas del SW de la provincia de Santander». *Cuadernos de Espeleología*, núm. 7, pp. 119-128.
- ALONSO-ZARZA, A. M., I. ARMENTEROS, J. C. BRAGA, A. MUÑOZ, V. PUJALTE y E. RAMOS (coords.) (2002): «Tertiary», en W. Gibbons y T. Moreno (eds.): *The Geology of Spain*. Geological Society, Londres, pp. 293-334.
- BALLANTYNE, C. (2002): «Paraglacial geomorphology». *Quaternary Science Reviews*, núm. 21 (18-19), pp. 1.935-2.017.
- BARRIENDOS, M., y C. LLASAT (2009): «El caso de la anomalía "Maldá" en la cuenca mediterránea occidental (1760-1800). Un ejemplo de fuerte variabilidad climática», en A. Alberola y J. Olcina (eds.): *Desastre natural, vida cotidiana y religiosidad popular en la España moderna y contemporánea*. Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante, pp. 253-286.
- BERTRAND, G. (1971): «Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne du Nord-Ouest)». *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, pp. 49-70.
- y C. BERTRAND (1984): «Des rañas aux rasas: remarques sur le système montagne-piémont de la Cordillère cantabrique centrale, Espagne du nord-ouest», en *Montagnes et Piémonts (Hommage à François Taillefer. Colloque de Toulouse, mai 1982)*. Travaux de la RGPSO, pp. 247-260.
- BOILLOT, G. (1980-1981): «De la subduction à la collision: l'exemple del Pyrénées». *Bull. BRGM*, section 1, núm. 2, pp. 93-101.
- CASTAÑÓN, J. C. (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo, 787 pp.
- y M. FROCHOSO (1996): «Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno», en A. Moure (ed.): «*El Hombre Fósil*» 80 años después. Universidad de Cantabria/Fundación Marcelino Botín/Institute for Prehistoric Investigations, Santander, pp. 153-175.
- y M. FROCHOSO (1998): «La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa», en A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro (eds.): *Procesos biofísicos en medios fríos*. Universitat de Barcelona, Barcelona, pp. 113-132.
- COUSSOT, P., y M. MEUNIER (1996): «Recognition, classification and mechanical description of debris flows». *Earth-Science Reviews*, núm. 40, pp. 209-227.
- DIKAU, R., D. BRUNSDEN, L. SCHROTT, y M. L. IBSEN (eds.) (1996): *Landslide recognition: identification, movement and causes*. John Wiley & Sons, Chichester, 251 pp.
- FROCHOSO, M. (1990): *Geomorfología del valle del Nansa*. Servicio de Publicaciones Universidad de Cantabria, Santander, 286 pp.
- (2006a): «La naturaleza de la montaña cantábrica: Un valor para conocer y proteger», en C. Delgado (ed.): *La montaña cantábrica. Una montaña viva*. Universidad de Cantabria/Parlamento de Cantabria, Santander, pp. 61-77.
- (2006b): «Morfología y dinámica de las vertientes en el valle de Lamasón (Cantabria occidental)». *Ería*, núm. 71, pp. 283-299.
- y J. C. CASTAÑÓN (1986): «La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW de España)». *Ería* núm. 11, pp.139-210.
- y J. C. CASTAÑÓN (1998): «El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica», en A. Gómez Ortiz y A. Pérez-Alberti (eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidade de Santiago de Compostela, Servicio de Publicacións e Intercambio Científico, Santiago de Compostela, pp. 65-137.
- R. GONZÁLEZ-PELLEJERO y F. ALLENDE (2013): «Pleistocene glacial morphology and timing of Last Cycle in Cantabrian Mountains (Northern Spain): new chronological data from the Asón Area». *Central European Journal of Geosciences*, núm. 5 (1), pp. 12-27.
- GALLASTEGUI SUÁREZ, J. (2000): «Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N». *Trabajos de Geología*, 22, pp. 9-234.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., A. MORENO, P. GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, B. VALERO GARCÉS y C. MARTÍ BONO (2010): «La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión». *Cuaternario y Geomorfología*, núm. 24 (1-2), pp. 35-46.
- S. WHITE, C. MARTÍ BONO, B. VALERO, M. P. ERREA y A. GÓMEZ VILLAR (2004): «La avenida del Barranco de Arás y los riesgos hidrológicos en el Pirineo Central español», en J. L. Peña, L. A. Longares y M. Sánchez: *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza/Institución Fernando el Católico, Zaragoza, pp. 131-140.

- GONZÁLEZ, A., J. R. DÍAZ DE TERÁN, F. J. BARBA, J. REMONDO y A. CENDRERO (1996): «Propuesta para un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica». *Geogaceta*, núm. 20 (5), pp. 1.096-1.099.
- GONZÁLEZ-DÍEZ, A., J. REMONDO, J. R. DÍAZ DE TERÁN A. CENDRERO (1999): «A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides». *Geomorphology*, núm. 30, pp. 95-113.
- L. SALAS, J. R. DÍAZ DE TERÁN y A. CENDRERO (1996): «Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain». *Geomorphology*, núm. 15 (3-4), pp. 291-309.
- GONZÁLEZ PELLEJERO, R. (1986): «Dinámica de un espacio natural: los Cañones calcáreos del Ebro (Burgos)». *Eriá.*, núm. 10, pp. 5-86.
- F. ALLENDE, J. A. LÓPEZ-SÁEZ, M. FROCHOSO F. ALBA-SANCHEZ y D. ABEL-SCHAAD (2014): «Dinámicas naturales y antrópicas en los paisajes vegetales de los valles internos de Cantabria occidental (Norte de España)». *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, núm. 65, pp. 139-165.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1941): «Estudio geológico y fisiográfico del valle alto y medio del río Besaya (Santander)». *Anales del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, pp. 1-39.
- HOYOS, M. (1989): «La Cornisa cantábrica», en A. Pérez-González, P. Cabra-Gil, A. Martín-Serrano y J. A. Heras (coords.): *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid, pp. 105-108.
- JACKUCS, L. (1977): *Morphogenetics of karst regions*. John Wiley & Sons, Londres, 283 pp.
- JALUT, G., V. TURU, J. J. DEDOUBAT, T. OTTO, J. EZQUERRA, M. FONTUGNE, J. M. BELET, L. BONNET, A. GARCÍA DE CELIS, J. M. REDONDO, J. R. VIDAL-ROMANÍ y L. SANTOS (2010): «Environmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and sybthetic approach of the last deglaciarion phases in the western Mediterranean». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, núm. 297, pp. 330-350.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1999): «Geomorfología fluvial en la cabecera del Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 21, pp. 189-200.
- y P. FARIAS (2002): «New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian mountains, NW Spain)». *Geodinamica Acta*, 15, p. 93.
- L. RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, J. M. GARCÍA-RUIZ, M. J. DOMÍNGUEZ-CUESTA, P. FARIAS, B. VALERO-GARCÉS, A. MORENO y M. VALCÁRCEL (2013): «A review of glacier geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle». *Geomorphology*, núm. 196, pp. 50-64.
- M. B. RUIZ-ZAPATA, P. FARIAS, M. DORADO, M. J. GIL y A. VALDEOLMILLOS (2002): «Paleoenvironmental research in Cantabrian Mountains: Redes Natural Park and Comella basin» en M.B. Ruiz-Zapata, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M. J. Gil, T. Bardají, I. Bustamante e I. Martínez (eds.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, pp. 229-240.
- LEWIN, J., y J. C. WOODWARD (2009): «Karst Geomorphology and environmental change», en J. C. Woodward (ed.): *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, pp. 287-317.
- MANEUX, E., J. DUMAS, O. CLÉMENT, H. ETCHEBER, X. CHARRITTON, J. ETCHART, E. VEYSSY y P. RIMMELIN (1999): «Assesment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay». *Earth and Planetary Science Letters*, núm. 329 pp. 413-420.
- MARTÍ, C., B. VALERO y J. M. GARCÍA RUIZ (1997): «Large historical debris flow in the Central Spanish Pyrenees». *Physics and Chemistry of the Earth*, núm. 22 (3-4), pp. 381-385.
- MARTÍN SERRANO, A. (1994): «La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, núm. 4, pp. 337-351.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, B., A. BODEGO, J. MENDICOA, A. PASQUAL y J. RODRÍGUEZ-LÁZARO (2014): «Late Quaternary (Marine Isotope Stage 3 to Recent) sedimentary evolution of the Basque shelf (southern Bay of Biscay)». *Boreas*, vol. 43, pp. 973-988.
- MARTÍNEZ-TORRES, L. M., y L. EGUÍLUZ (2014): «Dinámica cortical y pulsos termotectónicos alpinos en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineo occidental», en A. Bodego, M. Mendía, A. Aramburu y A. Apraiz: *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 105-118.
- MARTINSON, D. G., N. G. PISIAS, J. D. HAYS, J. IMBRIE, T. C. MOORE y N. J. SHACKLETON (1987): «Age dating and the orbital theory of the ice ages: development

- of a high resolution 0–300,000 year chronostratigraphy». *Quaternary Research*, núm. 27, pp. 1-29.
- McCOLL, S. T. (2012): «Paraglacial rock-slope stability». *Geomorphology*, núm. 153-154, pp. 1-16.
- MARY, G. (1983): «Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias durante el Mioceno». *Trabajos de Geología*, núm. 13, pp. 3-35.
- MIKEŠ, D. (2010): «The Upper Cenozoic evolution of the Duero and Ebro fluvial systems (N-Spain): Part I Paleogeography; Part II Geomorphology». *Central European Journal of Geosciences*, núm. 2 (4), pp. 420-432.
- MIOTKE, F. D. (1968) *Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Hannover, Sonderheft 4, Hannover, 161pp.
- MORENO, A., A. BELMONTE, M. BARTOLOMÉ, C. SANCHO, B. OLIVA, H. STOLL, L. R. EDWARDS, H. CHENG y J. HELLSTROM (2013): «Formación de espeleotemas en el Noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, núm. 39 (1), pp. 25-47.
- B. L. VALERO-GARCÉS, M. JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. J. DOMÍNGUEZ-CUESTA, M. P. MATA y A. NAVAS (2010): «The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain)». *Journal of Quaternary Science*, núm. 25 (7), pp. 1.076-1.091.
- MORGAN, B. A., G. IOVINE, P. CHIRICO y G. F. WIECZOREK (1999): *Inventory of debris flows and floods in the Lovington and Horseshoe Mountain, VA, 7.5' quadrangles, from the August 19/20, 1969, storm in Nelson County, U. S.* Geological Survey Open-File Report 99-518, Virginia, 9 pp. Disponible en <<http://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0518>>.
- MUGNIER, C. (1969): «El karst de la región del Asón y su evolución geomorfológica». Publicaciones de Patronato de las Cuevas Prehistóricas de la Provincia de Santander, V, *Cuadernos de Espeleología*, 4, Santander, 146 pp.
- MUÑOZ, J. (1982): «El relieve», en F. Quirós (dir): *Geografía de Asturias. I: Geografía física. El relieve, el clima y las aguas*. Ayalga, Salinas, pp. 9-91.
- MUÑOZ, J. A. (1992): «Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees cristal balanced cross-section», en K. R. McClay (ed.): *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, Nueva York, pp. 235-246.
- OBERMAIER, H. (1914): *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, Serie Geológica, núm. 9, 41 pp.
- PISABARRO, A., E. SERRANO y J. J. GONZÁLEZ-TRUEBA (2015): «Régimen térmico de suelos del Macizo Central de los Picos de Europa (España)». *Pirineos*, 170, e010, doi: <<http://dx.dpi.org/10.3989/Pirineos.2015.170003>>.
- PRADO, C. de (1852): «Note sur les blocs erratiques de la chaîne cantabrique». *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 9, pp. 171-175.
- PREGO, R., P. BOI y A. COBELO-GARCÍA (2008): «The contribution of total suspended solids to the Bay of Biscay by Cantabrian Rivers (northern coast of the Iberian Peninsula)». *Journal of Marine Systems*, núm. 72, pp. 342-349.
- RITTER, D. F., R. C. KOCHER y J. R. MILLER (2011): *Process Geomorphology*. 5.ª ed., Waveland Press, Long Grove (IL), 652 pp.
- ROBLES, S. (2014) «Evolución geológica de la zona occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Mesozoico», en A. Bodego, M. Mendía, A. Aranburu y A. Apraiz (eds.): *Geología de campo: 12 excursiones geológicas por la cuenca vasco-cantábrica*. Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 155-184.
- RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, M. JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. J. RODRÍGUEZ CUESTA y A. ARAMBURU (2015): «Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43e42_N/7e2_W)». *Quaternary International*, núm. 364, pp. 6-21.
- ROHLING, E. J., G. L. FOSTER, K. M. GRANT, G. MARINO, A. P. ROBERTS, M. E. TAMISIEA y F. WILLIAMS (2014): «Sea level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years». *Nature*, núm. 508, pp. 477-482, doi:10.1038/nature13230.
- RECLUS, E. (1876): *Nouvelle Géographie Universelle. La Terre et les Hommes. I: L'Europe Méridionale*. Hachette, París, 1.007 pp.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1998): «Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la Sierra de Sobia (área central de Asturias)». *Ería*, 46, pp. 131-147.
- ROSSI, C. (2004): «Picos de Europa», en J. Gunn (ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Taylor and Francis, Nueva York/Londres, 1.940 pp.
- RUIZ, J., y M. A. POBLETE (2011): «Las terrazas fluviales del río Cares: aportaciones sedimentológicas y cronológicas (Picos de Europa, Asturias)». *Estudios Geográficos*, LXXII, núm. 270, pp. 173-202.
- y M. A. POBLETE (2012): «Las simas del macizo occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje». *Investigaciones Geográficas*, núm. 57, pp. 205-223.

- SALAZAR, A. (2014): «Geomorfología del entorno del Soplao», en I. Rosales (coord.): *Avances en la investigación geológica de la cueva del Soplao y su entorno*. IGME, Informes Técnicos, Madrid, núm. 7, pp. 29-51.
- SANTOS-GONZÁLEZ, J., J. M. REDONDO-VEGA, R. B. GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ y A. GÓMEZ-VILLAR (2013): «Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitude from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, núm. 387, pp. 185-199.
- SCHÄFFER, J., G. BLANCH, Y. LAPAQUELLERIE, N. MAILLET, E. MANEUX y H. ETCHEBER (2002): «Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium». *Marine Chemistry*, núm. 79, pp. 229-242.
- SERRANO, E., J. J. GONZÁLEZ TRUEBA y M. GONZÁLEZ GARCÍA (2012): «Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe)». *Quaternary Research*, núm. 78, pp. 303-314.
- J. J. GONZÁLEZ TRUEBA, M. PELLITERO, M. GONZÁLEZ GARCÍA y M. GÓMEZ LENDE (2013): «Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains». *Geomorphology*, 196, pp. 65-82.
- J. J. GONZÁLEZ, V. TURU y X. ROS (2011): «Cronología glacial pleistocena en el valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones», en *Abstract of Proceedings of the XIIIth National Meeting on Quaternary-AEQUA*. Andorra, pp. 3-6.
- STOLL, H. M., A. MORENO, A. MÉNDEZ-VICENTE, S. GONZÁLEZ-LEMONS, M. JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. J. DOMÍNGUEZ-CUESTA y R. L. EDWARDS (2013): «Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles». *Quaternary Research*, núm. 80 (2), pp. 284-290.
- SMART, P. (1986): «Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa». *Zeitschrift für Geomorphologie*, pp. 589-605.
- TANARRO GARCÍA, L. M., y J. MUÑOZ JIMÉNEZ (2010): «La evolución geomorfológica de las hoces del Duratón en el macizo calcáreo de Sepúlveda (Segovia, España)». *Cuaternario y Geomorfología*, núm. 24 (1-2), pp. 113-134.
- TEIXELL, A. (1998): «Crustal structure and orogenic material budget in the western Pyrenees». *Tectonics*, núm. 17, pp. 395-406.
- THORNDYCRAFT, V. R., y G. BENITO (2006): «The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database». *Quaternary Science Reviews*, núm. 25, pp. 223-234.
- VARNES, D. J. (1958): «Landslide types and processes», en R. L. Schuster y R. J. Krizek (eds.): *Landslides: Analysis and control*. National Academy of Sciences, Washington, pp. 11-33.
- VILLA, E., H. STOLL, P. FARIAS, L. ADRADOS, R. LAWRENCE EDWARDS y H. CHENG (2013): «Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Duje Valley (Picos de Europa, Northern Spain)». *Quaternary Research*, núm. 79, pp. 1-5.
- WIECZOREK, G. F., L. S. EATON, B. A. MORGAN, R. M. WOOTEN y M. MORRISSEY (2009): *An examination of selected historical rainfall-induced debris-flow events within the central and southern Appalachian Mountains of the Eastern United States*. U. S. Geological Survey Open-File. Report 2009-1155, 25 pp. Disponible en <<http://pubs.usgs.gov/of/2009/1155/pdf/ofr2009-1155.pdf>>. [Consulta: septiembre de 2015.]
- YOKOYAMA, Y., K. LAMBECK, P. DEDECKER, P. JOHNSTON y K. FIFIELD (2000): «Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima». *Nature*, núm. 406, pp. 713-716.
- ZACHOS, J., M. PAGANI, S. SLOAN, E. THOMAS y K. BILLUPS (2001): «Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present». *Science*, 292, pp. 686-693.