

EJEMPLOS DE FORMAS DE RELIEVE INDICADORAS DE DIFERENTES PALEOCLIMAS EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA

José María REDONDO VEGA. jmredv@unileon.es
Javier SANTOS GONZÁLEZ. jsango@unileon.es
Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ. Blanca.gonzalez@unileon.es
Amelia GÓMEZ VILLAR. agomv@unileon.es
Departamento de Geografía y Geología. Universidad de León

Recibido: 08/04/2013
Devuelto: 11/06/2013
Aceptado: 25/06/2013

RESUMEN: Las formas de relieve son el resultado de la acción de un conjunto de procesos que actúan bajo determinadas condiciones ambientales, es decir, bajo diferentes tipos de clima que configuran los sistemas morfoclimáticos. A lo largo del tiempo geológico se suceden sobre un mismo espacio diferentes sistemas climáticos cuyo resultado es la superposición de formas de relieve diversas y diferentes, lo que implica la existencia de formas heredadas que enriquecen los paisajes naturales e incrementan la geodiversidad. El estudio de varios ejemplos de herencias morfoclimáticas en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (formas de relieve kársticas, fluviales, glaciares, periglaciares) demuestra la sucesión de procesos y formas de relieve a escala del tiempo geológico en un espacio relativamente pequeño. Los ejemplos estudiados implican que el cambio climático es algo intrínsecamente unido a la sucesión de procesos geomorfológicos cuando la escala de análisis es el largo plazo, de miles o cientos de miles de años.

PALABRAS CLAVE: Procesos geomorfológicos, formas de relieve, cambio climático, geodiversidad.

EXAMPLES OF RELIEF FORMS INDICATING DIFFERENT PALEOCLIMATES IN THE CANTABRIC MOUNTAINS

ABSTRACT: Landforms are the result of the action of a set of geomorphic processes acting under certain environmental conditions, that is, under different weather types that form morphoclimatic systems. Over geologic time different weather systems are happening on the same space resulting in overlapping various landforms and different which implies the exist-

ence of inherited forms that enrich the natural landscapes and increase geodiversity. The study of several examples of morphoclimatic traces on the southern part of the Cantabrian Mountains (karstic, fluvial, glacial and periglacial landforms) shows the sequence of processes and landforms of geological time scale in a relatively small space. The studied samples imply that climate change is intrinsically linked to the succession of geomorphic processes when the long term scale of analysis is thousands or hundreds of thousands of years.

KEY WORDS: Geomorphological processes, landforms, climate change, geodiversity.

I. INTRODUCCIÓN

Cada vez con más frecuencia los medios nos someten con noticias, casi siempre negativas y apocalípticas, sobre los efectos del denominado Cambio Climático, de tal modo que éste se convierte en un tema recurrente y socorrido cuando se trata de explicar cualquier hecho excepcional de la Naturaleza, sobre todo si aquel entra en la categoría de catástrofe. Y, sin embargo, deberíamos contemplar muchos de esos sucesos como algo absolutamente natural, sin tener que recurrir a los manidos cambios del clima. Creemos que cambio y clima son conceptos incluyentes, casi sinalagmáticos, pues muchas definiciones clásicas de clima, de forma directa o indirecta, se refieren a él como algo consustancialmente cambiante.

Desde el campo de la Geomorfología se estudian los procesos y formas de relieve superpuestas reveladoras de los cambios climáticos que un mismo espacio ha sufrido a lo largo de periodos de tiempo dilatados. Por eso, muchas veces los relieves adquieren la estructura de un palimpsesto elaborado bajo condiciones climáticas tan diferentes como un clima tropical húmedo, uno de extrema aridez, o uno muy frío con la mayor parte del agua disponible en estado sólido. Las diferentes escalas de cambio climático fueron ya señaladas hace tiempo (GOUDIE, 1992), y en ellas se reflejan modificaciones en el clima desde intervalos de decenas de años a variaciones a escala de tiempo geológico. Por eso se usan escalas temporales que van mucho más allá de las series de datos que se manejan habitualmente cuando se habla del cambio climático actual, y que son cambios a corto plazo (10-100 años). Cambios que se constatan siempre a largo plazo (100-1000 años) (BENITO, 2008) y que en ocasiones abarcan cientos de miles de años, siendo su resultado las sucesivas herencias morfoclimáticas.

Sin negar la incuestionable intensificación de los cambios que el clima parece estar experimentando en el corto plazo, no debemos olvidar que los mismos son uno de los fundamentos de la evolución de los relieves terrestres y motor, por ello, de la geodiversidad. Además, en la encrucijada actual, el estudio de las herencias morfoclimáticas puede aportarnos luz y entendimiento para reposar del catastrofismo y entender el cambio como algo que

siempre nos ha gobernado y dirigido desde que la Tierra se constituyó como tal hace unos 4500 millones de años.

La conservación de las formas de relieve heredadas, creadas bajo condiciones climáticas distintas a las actuales, es difícil, sobre todo si ha transcurrido mucho desde su génesis. También, a veces, la construcción de un relieve puede suponer casi la eliminación del precedente, con lo que se borran huellas dejadas por los paleoclimas pretéritos. Y si no se conservan los paleomodelados, sí lo hacen otros elementos que indican y demuestran la existencia de paleoambientes muy antiguos en espacios hoy día diferenciados. Así, por ejemplo, nuevas teorías (*snowball earth hypothesis*) sobre antiguas glaciaciones globales surgen a finales del siglo pasado, a partir del estudio de sedimentos de origen glaciar en territorios bioclimáticamente tan diferenciados y distantes entre sí como Australia, Namibia o Canadá. Los cambios del clima, puestos en evidencia por la presencia de elementos de indiscutible origen glaciar (umbrales rocosos estriados y con acanaladuras, *till* de fusión), muchas veces de carácter sinsedimentario (presencia de *dropstones* con deformación de los finos glaciolacustres), apuntan a que procesos de este tipo ya funcionaron en la Tierra hace 770 millones de años (EVANS *et al.*, 1997, HOFFMAN *et al.*, 1998).

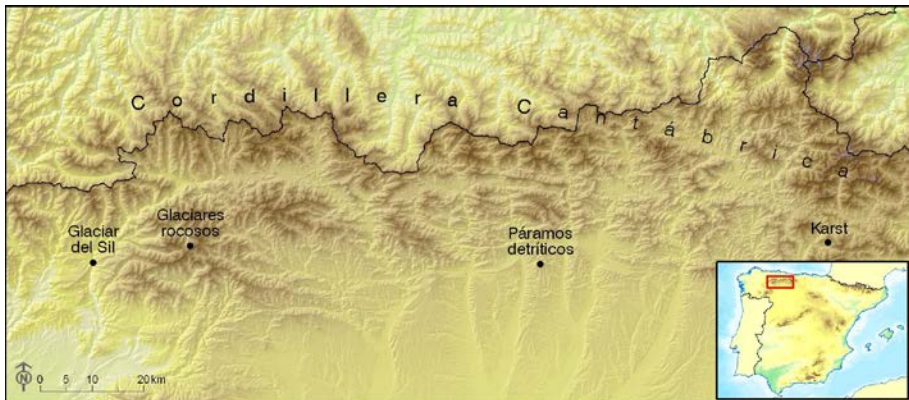
El tiempo transcurrido y la intensidad de los procesos morfogenéticos, son factores que gobiernan la conservación de las formas y los paisajes del pasado, o su desaparición y sustitución por otros más recientes. En nuestro entorno próximo ¿hasta qué momento podemos retroceder temporalmente para descifrar esos modelados morfoclimáticos que fundamenten los continuos cambios del clima? Hace ya tiempo que algunos autores abordaron el estudio de los cambios que, en los procesos geomorfológicos y en las formas resultantes, han introducido los cambios drásticos ligados a las últimas glaciaciones. Hace más de 20 años se hablaba ya de los “dramáticos” cambios en el paisaje ligados descensos del nivel marino de hasta 130 m y su repercusión en los procesos de erosión-sedimentación de los sistemas fluviales del SO de EE.UU, N de México, de la Península del Sinaí y de Nueva Zelanda (BULL, 1991).

En este trabajo, mediante ejemplos concretos de herencias morfoclimáticas del entorno cantábrico, se trata de inquirir los cambios paleogeográficos recientes, a escala del tiempo geológico, cuando la Península Ibérica había adquirido una configuración fisiográfica parecida a la actual. Ese momento se puede situar, aproximadamente, en la serie miocena del sistema Neógeno que comienza hace unos 23,03 millones de años. No se retrocede, por supuesto, a interpretar los mares poco profundos y tropicales donde se formaron los corales de las calizas devónicas, ni los pantanos continentales donde

se generaron los carbones estefanienses. Ni siquiera, los mares cretácicos con su abundante fauna fósil marina, mucho más cercanos en el tiempo, pues se podría dudar de que nuestro espacio más inmediato no haya sufrido cambios ostensibles en su configuración fisiográfica desde entonces.

De hecho, la morfología actual del Macizo Ibérico, que es la infraestructura de nuestro paisaje natural, es reciente y está formada por un conjunto de morfoestructuras complejas en las cuales aparecen destacados los relieves plegados de zócalo levantados por la tectónica de bloques cenozoica. Esos bloques levantados conservan, a veces, restos de las superficies erosivas previas (principalmente mesozoicas) que, junto con las rañas y la red fluvial, forman los principales componentes del paisaje a partir de mecanismos y dinámicas elementales que juegan en la corteza terrestre: tectónica, erosión y sedimentación. Los primeros aún contienen visibles las raíces de las estructuras variscas; éstos, más la sedimentación de las rañas y la incisión fluvial de todo el conjunto mencionado, son los tres elementos geomorfológicos que a gran escala articulan los paisajes y a partir de los cuales se puede decir que aquellos comienzan a adquirir los trazos fisonómicos actuales (MARTÍN SERRANO y NOZAL MARTÍN, 2008:185).

Figura 1. Localizaciones citadas



II. ¿UN KARST TROPICAL EN LA MONTAÑA PALENTINA?

En el verano de 2008, durante la campaña de trabajo de campo para la realización de un inventario de LIG (Lugares de Interés Geológico) de la provincia de Palencia, encontramos un enclave singular en el que las formas de disolución de las calizas alcanzaban una intensidad sin parangón en afloramientos de rocas similares, de edad y facies, que existen en toda la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica.

El sitio lo denominamos primero *karst de Camporredondo* (FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2009) por su cercanía a esa localidad palentina y, más adelante, *karst de Los Peñucos* (REDONDO VEGA *et al.*, 2010a) que es el topónimo con el que se conoce el lugar. Se localiza en la margen meridional del Embalse de Camporredondo, de hecho casi dos terceras partes del mismo lo hace por debajo de la cota del embalse (por lo cual una gran parte del año permanece oculto), y destaca por la presencia de una sucesión de enhiestos pináculos, pequeñas torres y mogotes calcáreos rodeados de profundos surcos y pozos donde la disolución ha progresado más (FOTO 1).

Foto 1. Vista parcial del Karst de Los Peñucos, en Camporredondo de Alba (Palencia). La colonización vegetal oculta parcialmente los relieves exhumados por la minería aurífera romana.



FUENTE: José María Redondo y Javier Santos

En principio las marcadas formas de disolución que conservaban las calizas paleozoicas nos hicieron pensar en una génesis bajo unas condiciones ambientales mucho más húmedas y cálidas que las actuales (FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2009), algo más parecido a un clima tropical, pues formas semejantes en la actualidad se están generando de esa manera en ese ambiente; por otro lado, en apoyo de esta génesis estaban las primeras hipótesis que

explicaban algunos karst en la región cantábrica (zona oriental de Asturias) y que incidían en ese origen morfoclimático tropical ligado a algún interglaciar cálido y húmedo del Pleistoceno (LLOPIS LLADÓ, 1970: 261). Sin embargo, ¿por qué otros afloramientos de las mismas rocas de la zona no presentan un grado de karstificación equivalente? Además, otras investigaciones más recientes descartan el origen climático de estos tipos de karst muy desarrollados en algunos puntos del ámbito cantábrico (GARCÍA CODRÓN, 1989: 20) atribuyéndole otro más local, ligado a la intensificación de los procesos de disolución debidos a la presencia de determinados componentes minerales en las rocas y el suelo del karst (zona de Peña Cabarga, Cantabria).

Sean cuales fueren las condiciones climáticas en el momento en que se generó el karst que nos ocupa, hay un dato evidente y es el hecho de que, en el caso de Los Peñucos, el karst sufrió una fosilización total por sedimentos del Mioceno superior con una edad 7,2-5,3 millones de años. La presencia de estas facies rojas indicaría que en un determinado momento de su pasado geológico el karst resultó sellado y fosilizado por esos sedimentos, alóctonos al mismo, que tuvieron que paralizar casi totalmente la karstificación al bloquear la absorción de agua. Los acarreo de sedimentos rojos miocenos implicaron, ya entonces, un cambio evidente en las condiciones de clima respecto al que hasta entonces tenía el karst (FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2009). Por otro lado, el hecho de quedar sepultado por completo permitió su conservación hasta hace relativamente poco tiempo, unos 2000 años, en que fue exhumado por el hombre.

En la actualidad el karst está desenterrado y en condiciones subaéreas debido a que fue excavado por los mineros romanos, que buscaban las partículas de oro que contenían los sedimentos rojos cenozoicos y que procedían de los yacimientos auríferos primarios de las montañas del entorno (REDONDO VEGA *et al.*, 2010a: 165). Este no es un hecho aislado en ese tramo del valle del río Carrión, en donde se conservan numerosos restos mineros de época romana, tanto explotaciones y excavaciones de diques de cuarzo y sedimentos rojos miocenos como restos de infraestructura hidráulica (canales y estanques de agua). Como prueba de esa excavación minera y exhumado del paleo-relieve kárstico, restan las numerosas *murias* formadas por los escombros de cantos de cuarcita y arenisca que se esparcen por los márgenes del karst y por el fondo del valle, o algunos cantos rodados, en ocasiones de tamaño bloque, incrustados en las grietas del karst.

Con independencia de que existen al menos dos hipótesis sobre el origen y edad absoluta de estos sedimentos rojos (REDONDO VEGA *et al.*, 2010a: 165), es evidente que al situarse sobre el karst y fosilizarlo, la formación de éste debe ser anterior en términos relativos, y que las condiciones de su génesis podrían indicar un clima húmedo y con temperaturas medias elevadas.

Por el contrario, la acumulación de los sedimentos desde los relieves circundantes tuvo que requerir regímenes torrenciales bajo condiciones ambientales más frías y, sobre todo, más secas (FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2009). Es decir, los restos de modelados kársticos, conservados gracias a la superposición de otras dinámicas geomorfológicas, ponen de manifiesto que, ya cuando el relieve actual de la montaña palentina estaba apenas esbozado, había cambios de clima que activaban o desactivaban procesos geomorfológicos haciendo evolucionar el relieve.

III. LOS AMBIENTES ÁRIDOS FINIPLIOCENOS: LA CONSTRUCCIÓN Y DISECCIÓN DE LOS PÁRAMOS DETRÍTICOS DEL PIEDEMONTTE MERIDIONAL DE LA CORDILLERA

Si la disolución de las calizas paleozoicas se intensifica bajo condiciones de elevada humedad y temperatura media alta, la conservación de aquellas formas parece ser que requirió otras condiciones ambientales diferentes que favorecieran la acumulación súbita de sedimentos arrastrados por aguas en sistemas de marcada torrencialidad.

Los piedemontes meridionales de la Cordillera Cantábrica conservan espesores importantes de sedimentos neógenos cuyo techo culmina con la sedimentación de amplios, extensos y casi planos, abanicos fluvio-torrenciales, a los que tradicionalmente geólogos y geógrafos se han referido como la raña (GARCÍA FERNÁNDEZ, 2012). Estas morfologías se ubicaban a la salida de los principales ejes fluviales del macizo montañoso de tal modo que su zona apical, su raíz, penetraba incluso dentro de las estribaciones de la montaña.

La génesis de las rañas del piedemonte meridional de la Cordillera se ha relacionado con distintos ambientes climáticos: desde los áridos y semiáridos, a climas de estaciones contrastadas o, incluso, a períodos húmedos frescos con los que se inicia el Cuaternario. De hecho si consideramos que las rañas actuales no son más que lo que queda de aquellos abanicos tras su disección cuaternaria, los abanicos aluviales se han estudiado como formas actuales y antiguas construidas bajo cualquier condición climática (GÓMEZ VILLAR, 1995). Por eso, los cambios de las condiciones climáticas, las fluctuaciones climáticas, se traducen en las cuencas sedimentarias en cambios en la producción de sedimentos, sobre todo a corto plazo, que tienen que ver en su génesis. Así, el desarrollo de los abanicos aluviales y su relación con el cambio climático se ajusta a 4 modelos genéticos explicativos según DORN (1994): transición hacia un clima más seco, modelo paraglaciar (grandes cantidades de sedimento y volúmenes de agua), etapa húmeda y agradación, y modelo periglaciario.

En nuestro caso, con independencia del papel que haya jugado la tectónica en la configuración del piedemonte detrítico, o la transformación que experimenta la cuenca al pasar de ser cerrada y endorreica a abrirse al Atlántico, lo cual favorecería la erosión (GARCÍA FERNÁNDEZ, 2012), es evidente que el paso de una situación de acumulación constante de sedimentos muy potentes al pie del macizo montañoso, a otra en la que los principales ejes fluviales se encajan centenas de metros en esos sedimentos previamente acumulados, ha de estar relacionado con un cambio en las características del clima desde el tránsito Plioceno-Pleistoceno. Otra cosa es que, por ahora, desconocemos como esos cambios locales, la génesis de las rañas como episodio morfogenético articulador de dos procesos de caracteres contrapuestos: la sedimentación y relleno de las cuencas y su incisión posterior, (MARTÍN SERRANO, 1988), han estado influidos por las condiciones climáticas más globales y las condiciones concretas de los paleoclimas en esos momentos.

El encajamiento de la red fluvial actual ha seguido un patrón similar en casi todos los valles del piedemonte en León, de tal modo que la cota a la que se sitúan actualmente los fondos de valle es similar: de 280 m el río Bernesga al SO de La Robla, de 270 m en el río Torío al SO de Robles de la Valcueva y 275 m en el río Curueño al SO de La Vecilla. Esta poderosa incisión de los ríos ejecutada a lo largo del Pleistoceno no sólo ha cambiado el aspecto que al principio tenían las dos grandes morfoestructuras, montaña y piedemonte, y su zona de conexión, sino la propia morfología de los valles fluviales.

Si en la zona más próxima a la montaña los valles son estrechos y la incisión en la cuenca evidente, a medida que nos alejamos de aquella, los ríos han ido construyendo un relieve de terrazas fluviales en varios niveles, cinco o seis según los valles. El relieve de terrazas que caracteriza los tramos medios e inferiores de los ríos está aún mal estudiado sobre todo porque falta un estudio de conjunto de su significado geomorfológico, pero hay dos características que se repiten casi siempre. Una es el hecho de que la construcción de las terrazas fluviales se ha llevado a cabo en unos valles de marcada asimetría, de tal modo que las terrazas están muy bien representadas en uno de los márgenes del valle (en los casos citados es la margen derecha) mientras que prácticamente son inexistentes en la otra margen. Este hecho ha sido interpretado hace tiempo como debido a la tendencia a desplazarse los cursos principales hacia el ESE a consecuencia de fracturas del zócalo subyacente que dirigirían el avenamiento en esa dirección (MARTÍN-SERRANO, 1988: 55).

La otra es un hecho más trascendente porque creemos que responde más que a causas tectónicas, a otras que tienen que ver con la capacidad de los

ríos de incidir sobre su sustrato, que a su vez depende de la energía y caudal de estos y de los sedimentos que en determinado momento arrastran. La superposición de niveles de terraza a lo largo de la vertiente de la margen derecha de los valles sigue otro patrón. En los mismos, las terrazas más antiguas (los niveles superiores) son siempre terrazas escalonadas en las que los ríos han conseguido desmontar todo el nivel de aluviones previamente depositados hasta llegar al zócalo (materiales terciarios mal diferenciados en realidad de los aluviones), con lo que éste aflora siempre en los taludes que separan los sucesivos niveles de terraza. Este hecho podemos interpretarlo como que el río en esos momentos tiene capacidad suficiente para incidir el sustrato, por lo que la erosión supera la acumulación.

Sin embargo, los niveles inferiores de terraza, los más recientes, son terrazas encajadas, es decir, el río se ha encajado en sus propios sedimentos anteriormente depositados pero sin alcanzar el zócalo de materiales más antiguos, de tal manera que en el talud que separa dos niveles de terraza sucesivos sólo aparecen aluviones cuaternarios y no el zócalo cenozoico como en los niveles superiores. Es como si el río en un determinado momento del largo proceso de encajonamiento cuaternario hubiera perdido la capacidad para encajarse en sus sedimentos, momento a partir del cual predomina la sedimentación sobre la incisión. Ese cambio de la respuesta morfológica de los cursos fluviales ¿Se debe a una disminución de caudal de los mismos? ¿A un mayor aporte de sedimentos que no es capaz de transportar? ¿A la conjunción de ambos factores? No hay estudios de detalle de cómo han sido construidas las terrazas de los ríos de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, pero parece evidente que los cambios de clima a lo largo del Pleistoceno sí han tenido que influir tanto en la cantidad de caudal circulante, como en el aporte de sedimentos en la cuenca que han tenido que movilizar.

IV. EL VALLE DEL RÍO SIL OCUPADO POR UN GLACIAR PLEISTOCENO DE 45 KILÓMETROS

Uno de los indicadores más recurrentes a la hora de evaluar los cambios actuales en el clima son los glaciares. Esto se debe a que las masas de hielo son muy sensibles a las variaciones de los elementos del clima, especialmente a la temperatura del periodo de fusión y a las precipitaciones de nieve. Los cambios en las condiciones ambientales debidos al enfriamiento y calentamiento del clima, su carácter cíclico, periódico y repetitivo son algo conocido. Pero, ¿cuántas veces han ocurrido estos ciclos? Se sabe que ha habido glaciaciones antiguas, como la que tuvo lugar en el Ordovícico y de la que se conservan algunos restos en el valle del río Luna que afectan a las cuarcitas de esa edad y que son investigadas en la actualidad (GUTIÉRREZ-MARCO *et*

al., 2010). Pero esos restos sólo indican procesos, similares a los que actualmente se dan en medios fríos, pero nada informan, lógicamente, acerca de la configuración paleogeográfica del entorno en el que se dieron, ya que se trata de rocas que tienen una antigüedad de más de 440 millones de años y no tiene ningún sentido hablar de una “glaciación paleozoica” en el valle del río Luna.

Debemos acercarnos mucho más al presente para rastrear esos cambios ambientales a través de pruebas y evidencias geomorfológicas conservadas durante el Cuaternario, en el cual, recordemos, no sólo el relieve era muy similar al actual, sino que ya el hombre ocupaba la Tierra.

Foto 2. *Los bloques erráticos, relativamente abundantes en el entorno de Páramo del Sil, indican que en algún momento del último máximo glaciar el glaciar del Sil superó los 250 m de potencia de hielo.*



FUENTE: José María Redondo y Javier Santos

Durante el último millón de años, se considera que han existido, al menos 21 ciclos glaciares, en los que las masas de hielo se han expandido, con otros tantos periodos interglaciares intermedios en los que éstas retroceden (BENN y EVANS, 1998: 48). Si el periodo de tiempo lo reducimos a los últimos 750.000 años el planeta ha pasado por 8 ciclos de glaciar/interglaciar; esos cambios se traducen en la elevación de la temperatura de los periodos cálidos entre 5 y 8°C (AUGUSTIN *et al.*, 2004; MCMANUS, 2004) o en que el

contenido de dióxido de carbono en la atmósfera, para los interglaciares cálidos, aumenta de manera natural hasta situarse entre 260 y 280 ppm.

El último periodo glaciario terminó hace poco más de 10.000 años, por lo que nos encontramos en un periodo interglaciario. No se sabe aún cuántos de estos ciclos fueron lo suficientemente intensos para que se desarrollaran glaciares en la Cordillera Cantábrica, pero sí que al menos durante el último se generaron algunas lenguas de hielo de notable entidad.

De los avances glaciares quedan hoy en día numerosos testimonios en forma de morrenas, estrías glaciares, cubetas y lagunas, valles en forma de U, bloques erráticos y gran cantidad de sedimentos depositados por el hielo, conocidos como till. La cuenca alta del río Sil constituye el mejor ejemplo de la Cordillera Cantábrica, puesto que aquí se desarrolló el mayor glaciar de la misma (REDONDO VEGA, 2002; JALUT *et al.*, 2010; SANTOS GONZÁLEZ, 2012).

La labor erosiva de los glaciares se deja ver aquí en numerosos valles en forma de U, con perfiles escalonados, en los que son frecuentes las cubetas, localizadas sobre materiales más friables en los que el glaciar excavó profundamente. O los umbrales rocosos, donde las rocas más resistentes a la erosión han quedado resaltadas, en relieve, aunque con su superficie pulida por el paso del hielo. En estos valles también se pueden encontrar morrenas de varios tipos, lagunas y otras muchas otras formas típicas de la acción glaciaria.

Sin embargo, quizás el elemento que ofrece más información sobre los procesos morfogénicos de los ambientes fríos son los sedimentos. Estos sedimentos en algunos casos nos indican la existencia de lagos, relativamente frecuentes en los valles laterales de los principales afluentes del Sil (REDONDO VEGA *et al.*, 2006). Hoy en día sólo se han conservado las pequeñas lagunas situadas a mayor altitud, donde la erosión es mucho más lenta. Si la presencia de estas formas delata la importante extensión de los glaciares, la intensa erosión que han sufrido desde su génesis nos indica que el calentamiento posterior y la modificación de las condiciones climáticas, han provocado cambios drásticos de las condiciones ecológicas y, por tanto, la aparición de nuevos procesos no glaciares.

En efecto, los fondos de las artesas glaciares, de fondo plano, aparecen incididas por los cursos de agua actuales, que al llevar menos carga sedimentaria, desmantelan las acumulaciones previas. Gran cantidad de morrenas laterales que se situaban en posiciones inestables (laderas de montaña muy inclinadas) han sido erosionadas y hoy se encuentran tapizando el fondo de las

laderas, cuando no han sido removilizadas por los arroyos en los barrancos laterales.

Pero no sólo los sedimentos glaciares fueron desmantelados. En las paredes laterales de los valles glaciares, se produjeron numerosos deslizamientos en masa, algunos de grandes dimensiones, como los existentes en la comarca de Laciana (GARCÍA DE CELIS *et al.*, 1992).

Por un lado los restos de origen glaciario son eso, restos, a veces transformados drásticamente por dinámicas postglaciares (sistema morfogenético paraglaciar). Por otro, se desarrolla una densa cubierta vegetal que casi siempre enmascara y oculta todos esos restos hasta hacerlos prácticamente imperceptibles, de tal modo que no resulta extraño que hayan pasado desapercibidos hasta hace relativamente poco tiempo. Solo cuando nos abstraemos de la cubierta vegetal por completo podemos comprender que, aguas abajo de la localidad de Páramo del Sil a menos de 800 m de altitud y hoy bajo condiciones bioclimáticas claramente mediterráneas, se encontraba el frente de uno de los mayores glaciares de la Península Ibérica cuya cabecera estaba a más de 40 km hacia el N (SANTOS GONZÁLEZ, 2012).

Los cambios de clima a gran escala se entienden cuando bajo el monte de jaras y los encinares de este sector del valle del río Sil, se descubre que el suelo que alimenta estas formaciones vegetales se asienta sobre un *till* subglaciario, sobre un sustrato de pizarras paleozoicas pulidas y con estrías unidireccionales de indiscutible origen glaciario, o sobre potentes depósitos fluvio-glaciares. Y que los grandes asomos de cuarcitas que a veces salpican laderas e interfluvios no están enraizados con la estructura pizarrosa del sustrato, sino que aparecen sólo apoyados en éste, abandonados por el hielo y que constituyen verdaderos bloques erráticos glaciares (FOTO 2).

En definitiva, los cambios del clima desde hace 35000 años han generado una diversidad de ambientes tan marcada que se ha traducido en una superposición de herencias morfoclimáticas como en pocos lugares de la Península Ibérica es posible observar. Su importancia y relevancia hacen del valle del río Sil un espacio de sobresaliente geodiversidad cuyos elementos principales tienen, intrínsecamente, carácter patrimonial.

V. LAS HERENCIAS PERIGLACIARES TARDIGLACIARES EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA

Desde el último máximo glaciario pleistoceno hasta la actualidad el retroceso de los hielos en la cordillera ha sido constante, salvo durante el periodo frío que abarca ampliamente desde la Edad Moderna hasta mediados del S XIX. Se trata de un proceso sostenido en el tiempo y aún no terminado del

todo, como lo atestiguan los últimos restos de hielo glaciar que persisten en enclaves muy concretos: siempre a gran altitud en el fondo de circos, orientación septentrional y al pie de escarpes verticales que los defienden de la insolación, como ocurre en el Jou Negro o el Jou del Trasllambrión de los Picos de Europa (GONZÁLEZ TRUEBA, 2004). Pero son ya las excepciones de un hielo glaciar inerte sin capacidad morfogenética alguna.

En la mayoría de los macizos de la Cordillera, debido a su menor altitud y a su configuración morfológica menos favorable que los anteriormente mencionados, el hielo tuvo que desaparecer mucho antes. No obstante, desaparecidos los glaciares aún se tuvieron que mantener durante bastante tiempo unas condiciones ambientales frías, aunque cambiaran, eso sí, los procesos fundamentales del modelado y del sistema morfogenético glaciar se pasara al de tipo periglaciar.

Foto 3. Vista parcial de un glaciar rocoso en el Pico Valdeiglesia; la distinta coloración de los bloques de cuarcita (los surcos más clara que las crestas) se debe a la mayor persistencia de la nieve en aquellos, lo que implica menor colonización líquénica.



FUENTE: José María Redondo y Javier Santos

Ese tránsito de un sistema morfoclimático a otro se refleja siempre en la superposición de formas de acumulación de claro origen periglaciario, que fosilizan y ocultan las de origen glaciario previas. Esta característica es una constante en todas las cabeceras de los principales valles de la Cordillera. Todo parece indicar que cuando la deglaciación había finalizado, una etapa fría y seca, el Tardiglaciario, afectó a la Cordillera Cantábrica, hace unos 11.000 años, y que es en ese momento cuando se generan la mayor parte de los glaciares rocosos de estas montañas (REDONDO VEGA *et al.*, 2010b; GÓMEZ VILLAR *et al.*, 2011).

Los glaciares rocosos son masas de detritus de las rocas que componen generalmente las paredes y flancos de los circos, que se desprenden de su área fuente mediante mecanismos de gelifracción y que son emplazadas por gravedad en los fondos de los circos de origen glaciario y en las zonas superiores de las artesas. La presencia de hielo intersticial permite su desplazamiento lento sobre el antiguo lecho del glaciario y la aparición de crestas y surcos (FOTO 3), transversales y longitudinales, en su superficie (BARSCH, 1996).

El verdadero interés de estas morfologías es que son claros indicadores del paleoambiente que reinaba en el momento de su formación. Para su desarrollo es imprescindible la presencia de suelos permanentemente congelados, permafrost, a altitudes superiores a 1400 m en gran parte de la Cordillera Cantábrica después de la retirada de los glaciares. De hecho, los glaciares rocosos se dan actualmente, casi siempre, en zonas con temperaturas medias anuales de -2°C o menos, con lo que podemos inferir que esa era la temperatura media a 1400 m durante el Tardiglaciario.

Sus formas elementales, de lengua o de lóbulo, tienen que ver con el desarrollo alcanzado que, generalmente, es función de la cantidad de fragmentos que llegan desde las paredes del circo. Los de morfología linguoide alcanzan mayor desarrollo, aunque aún en los casos de mayores dimensiones no llegan al kilómetro de longitud, dimensión relativamente modesta si los comparamos con los que actualmente están activos en cordilleras como Los Andes.

En relación con la presencia de glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica, hay dos elementos que se repiten casi siempre; en primer lugar es su orientación norteña (REDONDO VEGA *et al.*, 2010b), pues la mayoría de los que actualmente se conservan, y desde luego los mejor desarrollados, lo hacen en cabeceras de origen glaciario con esa orientación, lo que implicaría un cierto control del factor orientación en su génesis. En segundo lugar es el predominio, casi absoluto, de litologías silíceas y duras.

La preponderancia de litologías silíceas duras más que a un control litológico en su génesis se debe al hecho de que se han conservado mejor con el paso del tiempo. Así, tuvieron que formarse a expensas de otras, las pizarras o las calizas, que también constituyen cabeceras de origen glaciar con orientación norteña en los cordales de la Cordillera. Pero, en el caso de las pizarras, una vez desaparecidas las condiciones periglaciares sufren una rápida e intensa degradación hasta desaparecer en pocos años la morfología original, debido a la alta friabilidad de estas rocas (fenómeno fácilmente observable en la actualidad en cadenas montañosas de la Tierra del Fuego, por ejemplo). En el caso de las calizas, aunque se conservan algunos ejemplos, se trata casi siempre de formas poco claras y con sus elementos morfológicos apenas resaltados, lo que nos hace pensar que fenómenos específicos de estas rocas, como la disolución, son los responsables directos de esos cambios fisonómicos o de la desaparición de las formas periglaciares originales.

Estas morfologías son relativamente abundantes en alguno de los macizos de la Cordillera Cantábrica, como en las montañas del Alto Sil, aunque se conservan ejemplares en todos ellos, desde Los Ancares a la Sierra de Peña Labra en Cantabria, preferentemente en aquellos de naturaleza silícea. Se emplazan sobre el fondo de muchos de los circos a modo de tegumento de fragmentos de rocas sueltas y sin aparente matriz, aunque en su interior siempre están presentes fragmentos más finos que sirven al conjunto de trabazón dándole cohesión.

Hoy en día el hielo que contenían se ha fundido totalmente, por lo que se consideran relictos. Pero, en general, han mantenido muy bien su morfología original (aunque adelgazada por la falta de hielo) caracterizada por la presencia de surcos y crestas que delatan los movimientos compresivos que permitieron su flujo. La presencia de zonas más hundidas en su superficie indicaría el colapso de grandes lentes y núcleos de hielo, probablemente restos del hielo glaciar que contuvo el circo, y que cuando cesan las condiciones frías, se funden hundiendo la superficie del glaciar rocoso en ese punto.

VI. CONCLUSIONES

Los paisajes de nuestro entorno más próximo tienen como fundamento unas formas de relieve que se han venido generando, y sucediendo unas a otras en el tiempo, de acuerdo con las condiciones climáticas concretas de cada momento. El relieve actual, por tanto, es el resultado de un apilamiento sucesivo de huellas. Cada crisis, cada cambio climático, genera nuevos procesos y formas que unas veces borran, otras sólo ocultan, las anteriores, de forma más o menos intensa.

Los procesos geomorfológicos generan huellas cuya persistencia en el tiempo y en el espacio desemboca en el concepto de herencia morfoclimática que nos habla de las formas heredadas. Éstas son consustanciales a los cambios en los caracteres del clima y su rastro más difícil de seguir en el espacio cuanto más retrocedemos en el tiempo.

Para los geomorfólogos hablar del cambio climático actual no requiere más que un cambio de escala, ya que habitualmente estudian los resultados de los cambios de clima a través de las herencias morfoclimáticas y, si hay algo que no ha cesado de cambiar a escala del tiempo geológico, es el clima de nuestro entorno. No obstante, hay regiones del planeta en donde los cambios climáticos apenas han sucedido durante varias decenas de millones de años, y sus formas de relieve han evolucionado mucho más lentamente y con resultados menos complejos.

No es el caso de la Cordillera Cantábrica, en la que gracias a la sucesión de herencias morfoclimáticas y a la complejidad que imponen al relieve, se dispone de una variedad y diversidad de formas que dan sentido y contenido a la geodiversidad que caracteriza nuestro patrimonio geológico.

La escala temporal a la que se debe contemplar el cambio climático desde el ámbito de los procesos y formas del relieve va mucho más allá de los poco más de 100 años que cuentan algunos de los registros más amplios de temperaturas y de otros elementos del clima. Así, culminadas las dinámicas frías del Tardiglacial hace unos 10.000 años, se inicia el actual periodo geológico, Holoceno, en el cual la Tierra sigue manifestando que no alcanza nunca un equilibrio absoluto y que el clima siempre está cambiando si la escala de análisis es la adecuada. De esta forma se sabe (BENITO, 2008) que en los últimos 1.000 años ha habido periodos más cálidos (Periodo Cálido Medieval entre 900 y 1200) y más fríos (Pequeña Edad del Hielo entre 1500 y 1850); este último responsable de la reactivación de la dinámica glaciaria incluso en montañas donde ya había desaparecido, como los Picos de Europa.

En la última década se han estudiado, pormenorizadamente, los gases de efecto invernadero atrapados en los hielos de los casquetes glaciares de Groenlandia y la Antártida y se conoce la existencia de 8 ciclos climáticos en los últimos 740.000 años (AUGUSTIN *et al.*, 2004). En ellos, los periodos fríos (el último de los cuales es el responsable de la ocupación por la dinámica glaciaria de amplias zonas de la Cordillera Cantábrica) se alternan con los cálidos, atribuidos al efecto invernadero, y en los que el contenido de CO₂ asciende a 260-280 ppm. Estos cambios, debidos a ligeras variaciones de la energía recibida desde el sol por modificaciones orbitales, más otros que atañen a la composición atmosférica por procesos internos del planeta,

son los responsables del incremento de temperaturas de manera más o menos cíclica. Esta dinámica ha venido ocurriendo de manera natural y, dado que en la actualidad nos encontramos en una fase cálida, interglaciaria, las herencias geomorfológicas más recientes nos harían pensar en que el próximo cambio sería, otra vez, hacia una nueva glaciación.

Sin embargo, tenemos datos de observaciones sobre el contenido del dióxido de carbono en el aire desde 1959 en un observatorio de Hawai y sabemos que la tasa de ese gas aumenta desde entonces de manera constante a un ritmo de 2 ppm al año alcanzando en 2004 las 379 ppm, es decir un 40% más que en los últimos 8 periodos cálidos del Pleistoceno, hecho que debemos atribuir a la acción antrópica (KING, 2005: 780). ¿Estamos en un umbral de ruptura de la dinámica natural debido al aumento sostenido de los gases que favorecen el calentamiento y del cual es responsable el hombre? La observación de los datos climatológicos y sus consecuencias sobre la dinámica geomorfológica nos lo dirán.

BIBLIOGRAFÍA

- AUGUSTIN, L.; BARBANTE, C.; BARNOLA, P.R.F.B.; J.M., BIGLER, M.; CASTELLANO, E.; CATTANI, O.; CHAPPELLAZ, J.; DAHL-JENSEN, D.; DELMONTE, B.; DREYFUS, G.; DURAND, G.; FALOURD, S.; FISCHER, H.; FLUCKIGER, J.; HANSSON, M.E.; HUYBRECHTS, P.; JUGIE, G.; JOHNSEN, S.J.; JOUZEL, J.; KAUFMANN, P.; KIPFSTUHL, J.; LAMBERT, F.; LIPENKOV, V.Y.; LITTOT, G.C.; LONGINELLI, A.; LORRAIN, R.; MAGGI, V.; MASSON-DELMOTTE, V.; MILLER, H.; MULVANEY, R.; OERLEMANS, J.; OERTER, H.; OROMBELLI, G.; PARRENIN, F.; PEEL, D.A.; PETIT, J.-R.; RAYNAUD, D.; RITZ, C.; RUTH, U.; SCHWANDER, J.; SIEGENTHALER, U.; SOUCHEZ, R.; STAUFFER, B.; PEDER STEFFENSEN, J.; STENNI, B.; STOCKER, T.F.; TABACCO, I.E.; UDISTI, R.; VAN DE WAL, R.S.W.; VAN DEN BROEKE, M.; WEISS, J.; WILHELMS, F.; WINTHER, J.-G.; WOLFF, E.W.; ZUCHELLI, M. (2004): «Eight glacial cycles from an Antarctic ice core». *Nature*, 429, 623–628.
- BARSCHE, D. (1996): *Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Berlin, Springer-Verlag
- BENITO, G. (2008): «Cambios climáticos en el Pleistoceno-Holoceno», ponencia en *Simposio Internacional Evaluación Crítica de las Previsiones sobre el Cambio Climático: una Perspectiva Científica*. Fundación Ramón Areces y Real Academia de las Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid 2-3 de abril de 2008.
- BENN, D.I.; EVANS, D., 1998: *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold,
- BULL, W.B. (1991): *Geomorphic responses to climatic changes*. Oxford, Oxford University Press.
- DORN, R.J. (1994): «The role of climatic change in alluvial fan development» in *Geomorphology of Desert Environments* (ABRAHAMSON, A.D. and PARSONS, A.J., eds.). London, Chapman and Hall, 593-615.
- EVANS, D.A.; BEUKES, N.J.; KIRSCHVINK, J.L. (1997): «Low-latitude glaciations in the Paleoproterozoic». *Nature*, 386, 262-266.

- FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E., FUERTES GUTIÉRREZ I., ALONSO HERRERO, E., REDONDO VEGA J.M., CORTIZO ÁLVAREZ, J., SANTOS GONZÁLEZ, J., HERRERO HERNÁNDEZ, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. (2009): *Lugares de Interés Geológico. Palencia*. Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.
- GARCÍA CODRÓN, J.C. (1989): «Los lapiaces de agujas de Peña Cabarga (Cantabria). Génesis y significado de una forma original». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, nº 15 (1-2), 17-28.
- GARCÍA DE CELIS, A., LUENGO UGIDOS, M.A., REDONDO VEGA, J.M. (1992): «Algunos ejemplos de deslizamientos en el Alto Sil (León). En *Estudios de Geomorfología en España. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología* (LÓPEZ BERMÚDEZ, C., CONESA GARCÍA, C. y ROMERO DÍAZ, M.A., eds.). Murcia, Sociedad Española de Geomorfología, 445-453.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (2012): *Geografía y paisaje. Llanuras y montañas de Castilla y León*. Valladolid, Universidad de Valladolid y Universidad de Alicante.
- GÓMEZ VILLAR, A. (1995): «Dinámica geomorfológica y conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña». Tesis doctoral, Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza.
- GÓMEZ VILLAR, A.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B.; REDONDO VEGA, J.M.; SANTOS GONZÁLEZ, J. (2011): «Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, nº 37 (2), 49-80.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., 2004: «Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic mountain of SW Europe: the little ice age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain)». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 39, 115-125.
- GOUDIE, A. (1992): *Environmental Change*. Oxford, Clarendon Press.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GHIENNE, J.F., BERNARDEZ, E., HACAR, M.P. (2010): «Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe?». *Geology*, 38 (3), 279-282.
- JALUT, G.; TURU, V.; DEBOUDAT, J.J.; OTTO, T.; EZQUERRA, J.; FONTUGNE, M.; BELET, J.M.; BONNET, L.; GARCÍA DE CELIS, A.; REDONDO VEGA, J.M.; VIDAL ROMANÍ, J.R. y SANTOS, L. (2010): «Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian Range): vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 (2), 330-350.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1970): *Fundamentos de hidrogeología kárstica*. Madrid, Blume.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. (1998): «A Neoproterozoic snowball Earth». *Science*, 281, 1342-1346.
- KING, D. (2005): «Climate change: the science and the policy». *Journal of Applied Ecology*, 42, 779-783.
- MCMANUS, J.F. (2004): «Palaeoclimate: a great grand-daddy of ice cores». *Nature*, 429, 611-612.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo", Zamora.
- MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL MARTÍN, F. (2008): «Red fluvial, riñas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico» en *Contextos Geológicos Españoles. Una*

aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional (GARCÍA-CORTÉS, A., ed.), 184-191.

- REDONDO VEGA, J.M. (2002): «El relieve glaciar de la Sierra de Gistredo (NW de la Cordillera Cantábrica, León)» en, *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (REDONDO VEGA, J.M.; GÓMEZ VILLAR, A.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. y CARRERA GÓMEZ, P., coords.). León, Universidad de León, 105-136.
- REDONDO VEGA, J.M.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B.; SANTOS GONZÁLEZ, J.; GÓMEZ VILLAR, A. (2006): «Sedimentación glaciolacustre en la Montaña Cantábrica Leonesa» en *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología* (PÉREZ ALBERTI, A. y LÓPEZ BEDOYA, J., eds.). Santiago de Compostela, Universidade de Santiago de Compostela, 83-100.
- REDONDO VEGA, J. M., E. FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E, FUERTES GUTIÉRREZ, I., ALONSO HERRERO, E. (2010a): «El karst exhumado de Los Peñucos (Camporredondo de Alba, Palencia, España): un ejemplo de patrimonio geológico y minero» en, *Una visión multidisciplinar del patrimonio geológico y minero* (FLORIDO, P. y RÁBANO, I. eds.). Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero, 12, 159-171.
- REDONDO VEGA, J.M^a; GÓMEZ VILLAR, A.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B.; SANTOS GONZÁLEZ, J. (2010b): *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. León, Universidad de León.
- SANTOS GONZÁLEZ, J. (2012): «Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)». Universidad de León. Edición en CD.