

GENERALIDADES

Los Picos de Europa constituyen un sistema montañoso de accidentada orografía, con agudos picachos y profundos cañones, cuya peculiar naturaleza geológica, caracterizada por un substrato calcáreo de edad predominantemente carbonífera, hace destacar a estos relieves entre todos los de la Cordillera Cantábrica y les confiere una marcada personalidad.

Los ríos Sella, Cares, Duje y Deva, que cruzan esta unidad y cuyas cabeceras se encuentran en casi todos los casos en el eje principal de la Cordillera Cantábrica, al sur de los Picos de Europa, han excavado impresionantes gargantas que seccionaron la enorme mole calcárea formando tres macizos bien diferenciados. Estos macizos se conocen con los nombres de Macizo Occidental (o del Cornión), Macizo Central (o de los Urrieles) y Macizo Oriental (o de Andara).

Las máximas altitudes de cada macizo son La Morra de Lechugales (2441 m) en Andara, Torre Cerredo (2646 m) en los Urrieles y la Peña Santa de Castilla (2596 m) en el Cornión. Estas cumbres se destacan sobre un roquedo desnudo, que ocupa las zonas más elevadas. Al descender en altura comienzan a aparecer verdes majadas salpicando el roquedo calizo y algunos bosques, mientras que en los valles marginales, por el norte y sur de la unidad, se asientan pequeños núcleos de población que vivieron tradicionalmente de una ganadería extensiva y en los que avanza día a día la infraestructura turística.

El carácter más destacado del relieve de los Picos deriva de su naturaleza geológica. Las calizas masivas de edad carbonífera, que muestran una gran resistencia a la erosión, preservan la morfología general de bloques desplazados por la tectónica alpina. Las laderas de los valles principales, cuyos desniveles llegan a alcanzar los 2000 m, muestran unas pendientes vertiginosas, dando lugar a una morfología de cañones muy escarpados y profundos. Mientras tanto, el relieve de las zonas más altas está dominado por formas glaciares (circos, aristas, jous...) y formas kársticas (campos de dolinas y lapiazes desnudos), desarrollándose un complejo sistema de drenaje subterráneo de las aguas.

Los fuertes desniveles, las distintas orientaciones, su situación con respecto a la Cordillera y su escasa distancia al Mar Cantábrico, hacen que Los Picos de Europa presenten marcadas variaciones climáticas, dentro de un régimen caracterizado por una gran pluviosidad (en torno a los 1200–2000 mm por año) y unas temperaturas relativamente moderadas para su altitud. En gran parte de los Picos, desde Noviembre a Abril las precipitaciones son generalmente en forma de nieve aunque puede darse alguna nevada estival, siempre por encima de los 2000 m. Las nieblas son un fenómeno acostumbrado en Los Picos; aparecen repentinamente y se estabilizan frecuentemente formando un *mar de nubes* que únicamente deja al descubierto las cumbres más altas.

El 22 de Julio de 1918, coincidiendo con el duodécimo centenario de la Batalla de Covadonga, tuvo lugar la primera declaración de un Parque Nacional en España; se trataba por entonces del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (o de Peña Santa). Como ampliación de este primer Parque Nacional surgiría en 1995 el actual Parque Nacional de Picos de Europa, con una extensión de 646 km² en los que se incluye una parte importante de la Unidad geológica de los Picos de Europa y una pequeña porción de la Unidad del Pisuerga - Carrión.

GEOLOGIA DE LOS PICOS DE EUROPA

Desde el punto de vista geológico, la unidad de los Picos de Europa está situada en el extremo más oriental de la Zona Cantábrica (Fig. 1). Las rocas y estructuras que afloran en este sector ocupan la posición más externa de la Cordillera Varisca en el norte de la Península Ibérica.

La Unidad de los Picos de Europa aparece limitada al norte y al oeste por la Unidad del Ponga y al sur por la Unidad del Pisuerga-Carrión, a la que se superpone tectónicamente. Todas estas unidades quedan ocultas al este bajo los materiales mesozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica, que recubren discordantemente el substrato paleozoico herciniano.

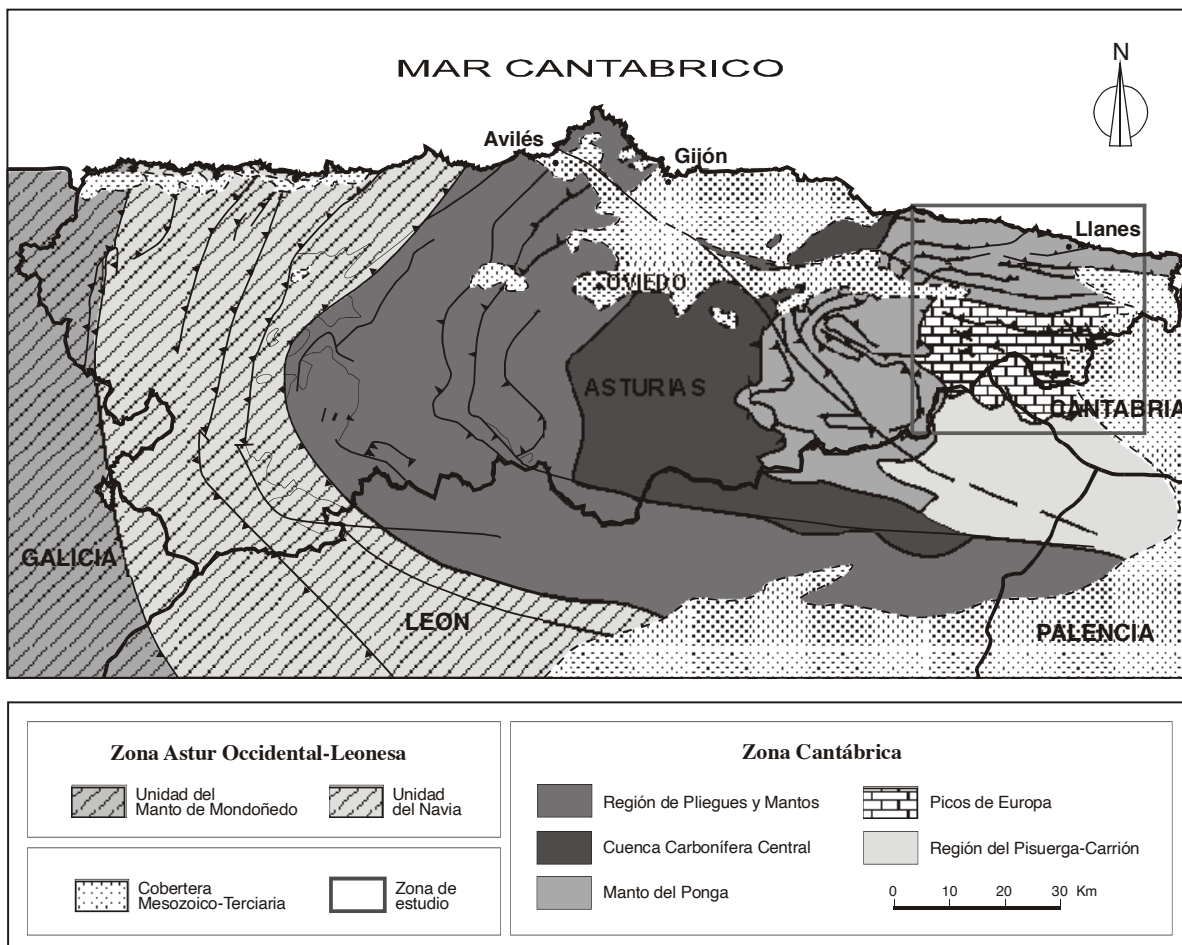


Fig. 1.- Situación geológica de la Unidad de los Picos de Europa en relación con las zonas más externas de la rama norte de la Cordillera Varisca en el Macizo Hespérico (basado en Julivert, 1967 y Marcos, 1973).

Desde la costa y hacia el sur, constituyendo la Sierra del Cuera y los cordales costeros vecinos, aparece un conjunto de láminas cabalgantes que se extienden hasta los valles de los ríos Güeña y Cares y que representan la prolongación NE de la Unidad del Ponga (Pérez Estaún *et al.*, 1988). A esta unidad se le ha denominado consecuentemente Unidad del Ponga-Cuera (Marquín, 1989).

La Unidad del Ponga-Cuera se encuentra emplazada hacia el sur sobre un sistema imbricado formado por numerosas escamas que afectan a una sucesión casi exclusivamente constituida por calizas carboníferas. El espesor de esta serie llega a los 1500 m y debido al acortamiento y apilamiento tectónico al que se ha visto sometida, constituye hoy una impresionante acumulación calcárea que llega a alcanzar los 2000 m de potencia. Este sistema imbricado se ha denominado Unidad de Picos de Europa.

De acuerdo con Marquín (1989), la Unidad de Picos de Europa puede subdividirse en tres sub-unidades con características estratigráficas y estructurales propias. Siguiendo esta propuesta, podemos distinguir de norte a sur las Láminas de Gamonedo-Panes, el Imbricado Principal de los Picos de Europa y las Láminas Frontales (Fig 2).

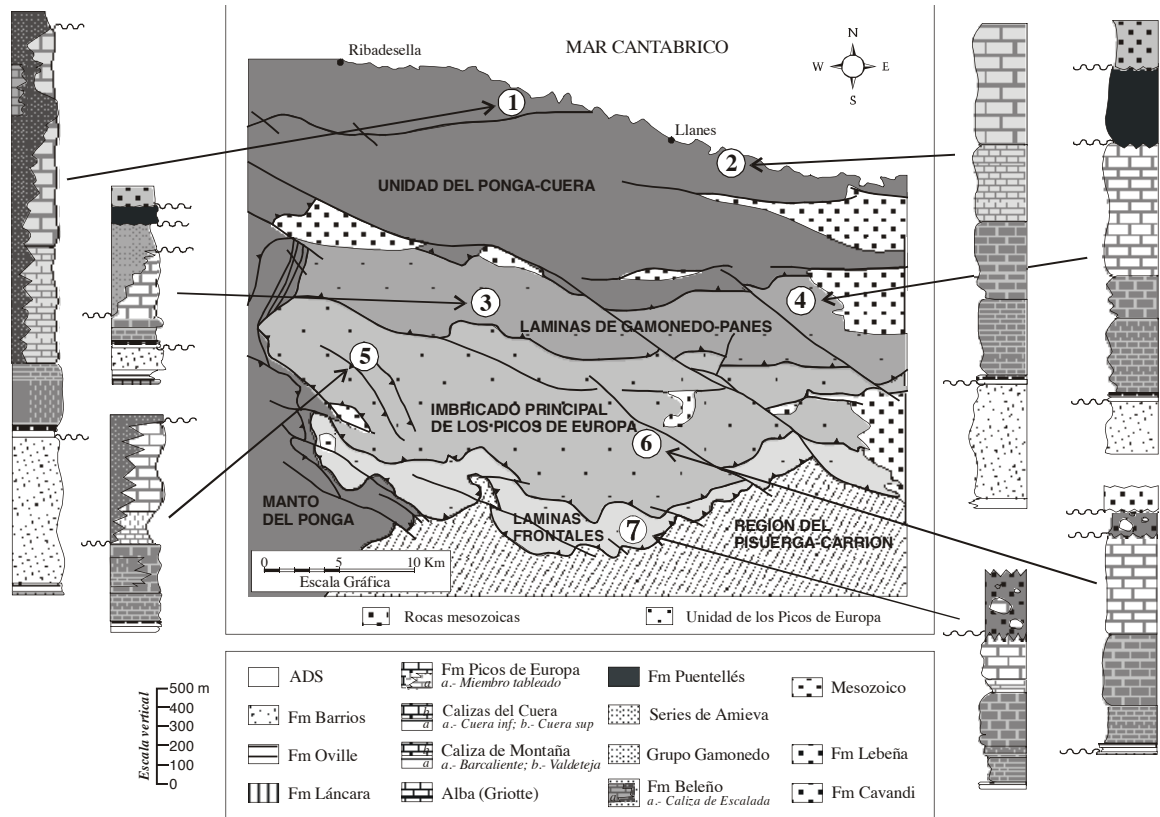


Fig. 2.- Columnas estratigráficas sintéticas en distintas secciones a lo largo de las unidades del Ponga-Cuera y de Los Picos de Europa. 1.- Naves; 2.- Purón; 3.- Gamonedo (Martínez y Villa, 1998); 4.- Puentellés (Truyols et al., 1979); 5.- Las Llacierias (Marquínez et al., 1982); 6.- Sotres-Balcosín; 7.- Nevandi (Truyols et al., 1979).

ESTRATIGRAFIA

En la región de los Picos de Europa aparece expuesta una sucesión de rocas con edades que abarcan desde el Cámbrico Inferior (550 m.a) hasta el Pérmico (250 m.a), con una importante laguna estratigráfica que se extiende desde el Ordovícico Inferior hasta el Devónico Superior, abarcando un periodo próximo a los 100 m.a. de duración.

CAMBRICO-ORDOVICICO INFERIOR:

La presencia de rocas de esta edad se limita a las unidades del Ponga-Cuera y al conjunto de Láminas de Gamonedo-Panes, mostrando escaso desarrollo en algunas de las escamas que constituyen el Imbricado Principal de los Picos de Europa. El máximo espesor de estas formaciones (800-1000 m) tiene lugar en la parte septentrional de la región y tiende a adelgazarse hacia el sur, hasta desaparecer en las láminas más meridionales del Imbricado de Picos de Europa (Fig. 4).

La *Formación Láncara* (Compte, 1937), se encuentra en la parte inferior de la sucesión con una edad Cámbrico Inferior-Medio. Esta formación está constituida por dolomías y calizas grises a cuyo techo encontramos un nivel de calizas rojas nodulosas. Estos materiales fueron originados a partir de la precipitación de carbonatos en un medio marino somero (Zamarreño, 1972) y el depósito de barros y de algunos restos de los organismos que poblaban los mares en esta época (estromatolitos, trilobites, braquiópodos, moluscos, equinodermos y poríferos). Suele constituir el nivel de despegue de muchos de los cabalgamientos que se dan en el sector más noroccidental de los Picos de Europa. En las proximidades de Sotres existe un extenso afloramiento en el que destaca la abundancia de glauconita en estos materiales.

Sobre la Formación Láncara, se encuentran las formaciones siliciclásticas de Oville y Barrios (Compte, 1937 y 1959 respectivamente). La sedimentación de la *Formación Oville* tuvo lugar entre el Cámbrico Medio y comienzos del Ordovícico y litológicamente comienza con lutitas que se van volviendo generalmente cada vez más areniscosas hacia el techo de la serie. Por su parte la *Formación Barrios*, de edad Ordovícico Inferior, es la responsable de gran parte del espesor total de esta secuencia y está constituida por cuarcitas blancas, depositadas en ambientes marinos someros, en las que se encuentran frecuentemente huellas de desplazamiento de trilobites.

EL DEVONICO SUPERIOR Y LA SERIE CALCAREA CARBONIFERA

Tras el Ordovícico Inferior se registra una extensa laguna estratigráfica, de cerca de 100 millones de años de duración en esta región, que alcanza hasta el Devónico Superior. En esta época tiene lugar el depósito de una delgada secuencia sedimentaria con un espesor de pocas decenas de metros, correspondientes a las areniscas de la Formación Ermita y las Calizas de las Portillas (equivalentes a la Fm. Baleas). Estos materiales son indicativos de un período transgresivo y de la llegada a la cuenca de fragmentos de rocas procedentes de la erosión de un nuevo conjunto de relieves que comenzarán a formarse mucho más al sur y al oeste. Esta transgresión señala también un cambio drástico en las condiciones de sedimentación, produciéndose una inversión en la polaridad de la cuenca cuya zona costera pasó a estar al oeste.

En el tránsito del Devónico al Carbonífero comienza una etapa clave en la estratigrafía de los Picos de Europa: mientras en las partes más internas de la Cordillera (Galicia y Occidente asturiano) se ha iniciado ya la actividad tectónica correspondiente a la Orogenia Herciniana y se han formado los primeros relieves, en los Picos de Europa comienza la sedimentación de carbonatos en una plataforma marina. Sobre esta plataforma se van a depositar más de 1000 m de calizas correspondientes a las formaciones Alba, Barcaliente, Valdeteja, Picos de Europa y Puentellés.

La *Formación Alba* se compone de calizas nodulosas y escasos niveles de radiolaritas, de color rojo o gris, que en total alcanzan un espesor de unos 50 m. Sirve a numerosas escamas tectónicas como nivel de despegue, encontrándose frecuentemente muy tectonizada.

Además de los conodontos, se han usado goniatítidos para establecer su edad que resulta ser Tournaisiense Superior-Namuriense Inferior. El ambiente donde se produjo el depósito de esta formación corresponde a una plataforma profunda, con una tasa de sedimentación muy baja. Fue definida por Wagner *et al.*, (1971).

La *Formación Barcaliente* (Wagner *et al.*, 1971) está constituida por unos 250-300 m de calizas grises oscuras, laminadas y estratificadas en capas centimétricas, que presentan al corte un olor fétido. Estas rocas han sido generadas con unas tasas de sedimentación bajas (20-25 m / m.a) y bajo condiciones de sedimentación profunda, presentando muy escaso contenido fosilífero. Su edad, atribuida al Serpukhoviense, ha sido determinada principalmente en referencia a las unidades infra y suprayacentes.

A finales del Serpukhoviense, tras el depósito de la Formación Barcaliente, la uniformidad característica de las formaciones basales del Carbonífero de la Zona Cantábrica se rompe. A partir de este momento la serie estratigráfica presentará una mayor variedad litológica de modo que, mientras en la Región del Ponga la sucesión es terrígeno-carbonatada, en las unidades del Cuera y Picos de Europa se dieron condiciones marinas subtropicales poco profundas, con aguas limpias y oxigenadas, lo que favoreció la generación de grandes espesores de carbonatos bajo una tasa de sedimentación mucho más alta (125 m / m.a).

La *Formación Valdeteja* (Wagner *et al.*, 1971) está constituida por unos 300 m de calizas grises claras, que presentan frecuentemente al corte unas manchas claro-oscuras muy características. El aspecto es masivo, aunque existen algunos intervalos más estratificados o más margosos. Esta formación presenta en los Picos de Europa un importante contenido fosilífero, apareciendo niveles con macrofauna bentónica y algas, además de una gran frecuencia de

microfauna. Su edad ha sido establecida mediante fusulínidos, entre el Bashkiriense y el Moscoviense Inferior.

El conjunto de las formaciones Barcaliente (Wagner et al., 1971) y Valdeteja (Wagner et al., 1971), denominada Caliza de Montaña, fue definida por Maas en 1974 quien la separó de la sucesión carbonatada suprayacente de la Formación Picos de Europa.

La *Formación Picos de Europa* se haya constituida por un conjunto de unos 750 a 1000 m de espesor de calizas que presentan generalmente un color claro y un aspecto masivo, con frecuentes niveles bioclásticos. Fue definida por Maas (1974) en la Unidad Frontal de los Picos de Europa y en su sector oriental, distinguiendo dos miembros: un miembro tableado inferior, de 140 a 250 m de espesor, de calizas frecuentemente oscuras, bioclásticas, que alternan con delgados niveles de pizarras y calizas margosas. Por encima tenemos un miembro masivo, que supera los 500 m de potencia y en el que predominan las calizas claras, con frecuentes niveles bioclásticos y abundantes restos fósiles, que presentan algunas intercalaciones de calizas margosas con tonos rojizos, más frecuentes hacia el techo de la formación.

Esta separación en dos miembros está bien marcada en la Unidad Frontal, pero desaparece casi totalmente en el Imbricado Principal y en la Unidad de Gamonedo-Panes, donde la Formación Picos de Europa presenta un aspecto muy masivo en general, sin que pueda distinguirse el miembro inferior tableado (Figs. 2 y 4).

La edad de la Formación Picos de Europa ha sido atribuida al Moscoviense (Maas, 1974, Truyols *et al.*, 1979; Marquínez *et al.*, 1982) basándose en el abundante contenido en fusulínidos que contiene. Por su parte, Bahamonde *et al.*, (1997), consideran que la sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera, identificando clinofomas y facies brechoides que atribuyen al margen y talud deposicional de esta plataforma.

En la Región del Cuera, sobre las formaciones Barcaliente o Valdeteja, aflora igualmente una potente sucesión de calizas de edad Moscoviense que supera los 1000 m de espesor, para las que se ha utilizado la denominación de Caliza de Cuera (Navarro *et al.*, 1986) distinguiéndose en ella dos unidades (Cuera Inferior y Superior; Marquínez, 1989) que no se corresponden con los miembros identificados en la Formación Picos de Europa (Fig. 2 y 4).

La *Formación Puentellés* marca el final de la sedimentación carbonatada cuyo espesor varía entre los 100 y los 400 m (de oeste a este). Esta formación aflora exclusivamente en la Unidad de Gamonedo - Panes (Figs. 2 y 4) y se apoya en disconformidad sobre la Formación Picos de Europa. En algunas localidades se encuentran en su base delgados niveles de areniscas y conglomerados.

Esta formación ha sido descrita por Martínez García (1981) en los alrededores de Puentellés, donde presenta un miembro masivo de calizas claras en la parte inferior, seguido por una secuencia de calizas bioclásticas oscuras, tableadas, con algunas intercalaciones margosas y lutíticas, en la que abundan los restos fósiles de algas e invertebrados bentónicos así como los foraminíferos, que han permitido asignar a estas rocas una edad Kasimoviense. A techo de la formación afloran calizas claras con bioclastos, estratificadas en capas con contactos ondulados, que dan paso a la serie terrígena superior. En su conjunto, la Fm. Puentellés registra ambientes de plataforma interna (Bahamonde *et al.*, 1997).

FORMACIONES CLASTICAS DEL CARBONIFERO SUPERIOR

La aparente tranquilidad que reinó durante gran parte del Carbonífero en la cuenca sedimentaria de los Picos de Europa, se vió perturbada en el Carbonífero Superior con la entrada de aportes terrígenos en la misma. Esta nueva situación está relacionada con la llegada del frente orogénico y el inicio de la deformación en los Picos. En consecuencia y discordantemente dispuestos sobre la secuencia sedimentaria anteriormente descrita, aparece una serie de depósitos predominantemente clásticos que engloban distintas formaciones como son la Formación Lebeña (Maas, 1974; Marquínez, 1978), Cavandi (Martínez García y Wagner, 1982), la Serie de

Gamonedo-Cabrales (Marcos, 1967; Martínez García, 1981; Martínez García y Villa, 1998) y otros materiales situados en el sector occidental de los Picos que han sido agrupados dentro de la Serie de Amieva (Marquínez, 1989).

La heterogeneidad litológica es muy elevada en estas secuencias, en las que alternan las lutitas, areniscas, conglomerados y brechas. En las brechas se reconocen numerosos clastos calcáreos provenientes de la secuencia carbonatada antes descrita. Al menos en las formaciones Lebeña y Cavandi se identifican facies turbidíticas, junto a niveles de olistostromos y abundantes indicios de deformación sinsedimentaria en una cuenca marina afectada por una intensa actividad tectónica. En los tramos altos de las series de Gamonedo-Cabrales y de Amieva, se han identificado también niveles lutíticos y arenosos de origen continental, con abundantes restos fósiles vegetales.

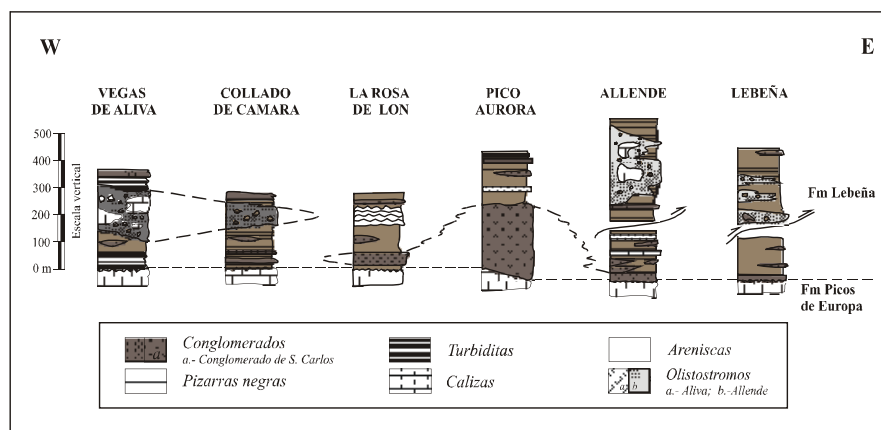


Fig. 3.- Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lebeña realizadas a lo largo de la Unidad Frontal, en las que se muestran los importantes cambios de facies existentes. Es de destacar la existencia de cantos calcáreos de la Fm. Picos de Europa y de la propia Fm. Lebeña dentro de los olistostromos de Aliva y Allende, (Marquínez, 1978).

La edad de las formaciones clásticas del Carbonífero Superior descritas, se ha establecido en distintas localidades utilizando principalmente fusulínidos en clastos calcáreos y algunos restos vegetales si bien, estas edades pueden sufrir notables variaciones para las distintas secuencias incluidas en este epígrafe. En muchas de estas secuencias la edad mínima se atribuye al Kasimoviense, señalando también la edad del emplazamiento de los mantos correspondientes. La Serie de Gamonedo-Panes, no obstante, resulta claramente más antigua.

MATERIALES DE LA COBERTERA

Discordantemente sobre el substrato paleozoico y recubriendo la Unidad de los Picos de Europa por el este, se encuentra una secuencia sedimentaria, con participación volcánica en sus tramos basales, que se extiende desde el Pérmico hasta el Terciario. Esta secuencia corresponde al borde de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Algunas de estas rocas afloran también en pequeños retazos conservados en distintos puntos de los Picos y a lo largo de la Depresión Media de Asturias, al norte de la Unidad.

Las litologías de esta cobertera son muy variadas, con lutitas, areniscas, conglomerados y margas, junto a algunos niveles de calizas y conglomerados calcáreos. Los colores rojizos predominan en las rocas basales, atribuidas al Pérmico, que recubren una superficie previa con signos de erosión subaérea.

La sedimentación de estos materiales coincide con una larga etapa extensiva, de *rift* continental inicialmente y simultánea en gran medida a la apertura del Atlántico, que concluye con el levantamiento Alpino.

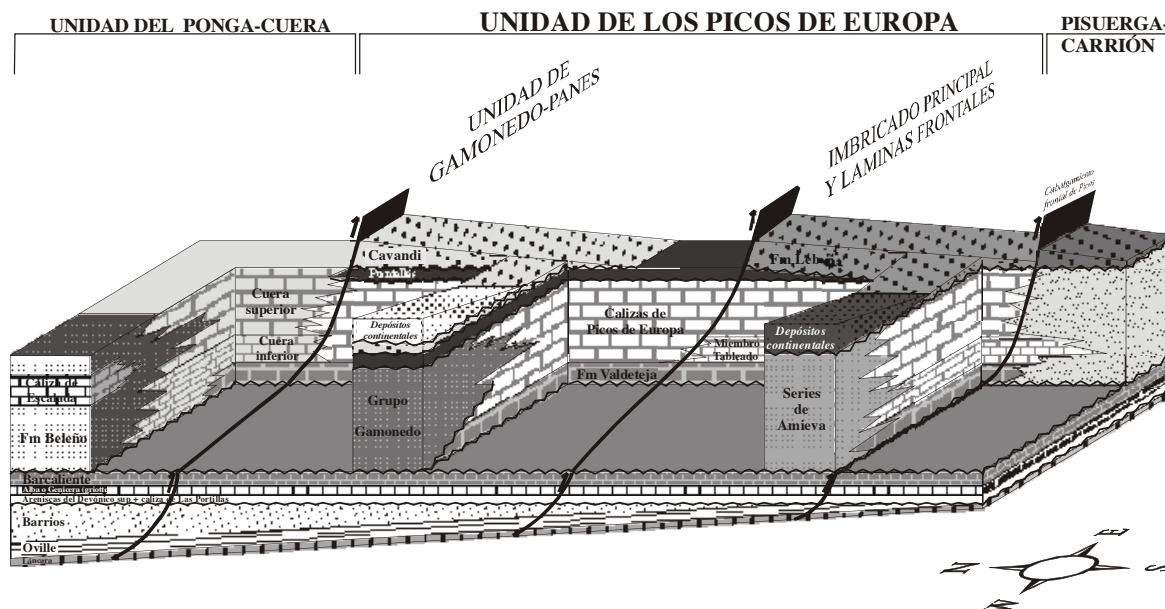


Fig. 4.- Bloque tridimensional esquemático mostrando las relaciones espaciales entre las distintas formaciones litológicas de las unidades de Picos de Europa y del Ponga-Cuera.

ESTRUCTURA

La Zona Cantábrica constituye la zona más externa del cinturón orogénico Varisco en el NO de la península Ibérica (Lotze, 1945). Dentro de ella existen un gran número de cabalgamientos y pliegues dispuestos de manera arqueada y que en conjunto conforman la llamada *Rodilla Astúrica* o *Arco Astúrico*. La Zona Cantábrica estaría limitada al N, al S y al E por la Cobertera Mesozoico-Terciaria, mientras que al O limitaría con el Antiforme del Narcea que constituye el límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Astur-Occidental Leonesa (ZAOL) (Fig 1).

La estructura y el relieve actuales de la Zona Cantábrica son el resultado de la superposición de las Orogenias Varisca (o Hercínica) y Alpina, que tuvieron lugar en el Carbonífero y Terciario, respectivamente. Ambas orogenias estuvieron separadas por un período extensional que tuvo lugar durante el Mesozoico y que fue el responsable de la formación de las cuencas mesozoicas.

Orogenia Varisca o Hercínica: Carbonífero

En la Zona Cantábrica la deformación varisca tuvo lugar en la parte superior de la corteza, zona caracterizada por presentar una deformación frágil, como lo atestiguan la falta de deformación interna y de metamorfismo en las rocas. La deformación se produce fundamentalmente mediante el desarrollo de cabalgamientos que delimitan los distintos mantos o escamas de rocas. Estos cabalgamientos basales suelen aprovechar como superficie de despegue las formaciones Láncara y Alba, así como otros niveles de la sucesión devónica. Todos los cabalgamientos convergen hacia el núcleo del Arco Astúrico y presentan un desplazamiento acumulado que en la Zona Cantábrica supera los 150 kms, (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). Además de los cabalgamientos, en la Zona Cantábrica se desarrollaron en esta época pliegues de distintas geometrías (longitudinales, radiales...) normalmente desarrollados en relación con el desplazamiento de los cabalgamientos. Otros pliegues se encuentran afectando directamente a los cabalgamientos como consecuencia del emplazamiento de las láminas alóctonas inferiores.

La edad de la deformación varisca puede extraerse de la información que nos ofrece la sedimentación sinorogénica; como la progradación de facies se produce fundamentalmente hacia el este se puede concluir que la migración del frente de la deformación tuvo este sentido. Así en la región más oriental (Picos de Europa) la deformación y las facies sinorogénicas no llegan hasta el Estefaniense. La sucesión sinorogénica está constituida por varias cuñas clásticas que datan el emplazamiento de las unidades alóctonas mayores de la Zona Cantábrica (Marcos y Pulgar, 1982). Estas cuñas se adelgazan hacia el este y presentan espesores máximos de unos 7 kms. Además los materiales estefanienses se presentan discordantes sobre los cabalgamientos de la Unidad de Pliegues y Mantos, mientras que en la Región de Picos de Europa la sucesión estefaniense estaría involucrada en la tectónica de cabalgamientos (Marquínez, 1978; Martínez García y Wagner, 1982).

Así cabría concluir que las unidades alóctonas en la Zona Cantábrica fueron emplazadas según una secuencia de propagación de tipo *foreland* entre el Westfaliense B y el Estefaniense. El primer manto en emplazarse fue el Manto de Somiedo-Correcilla y las primeras escamas de la Región del Esla, ambas pertenecientes a la Región de Pliegues y Mantos, y tuvo lugar en el Westfaliense B (Arbolea, 1981;). Las siguientes unidades en emplazarse fueron la de Sobia-Bodón, Aramo y Cuenca Carbonífera Central, pero esta vez con una dirección de transporte tectónico dirigida más hacia el NE.

La Unidad del Ponga fue emplazada con una dirección de transporte oblicua a la que tuvo la Cuenca Carbonífera; este hecho se evidencia sobre todo en la parte sur del Manto del Ponga, donde las fallas de León y de Sabero-Gordón actuaron como fallas laterales limitando el Complejo de la Unidad del Ponga. Al mismo tiempo la Falla del Porma, que actuó como falla lateral durante el emplazamiento de las unidades de Somiedo-Correcillas y del Esla, fue reactivada como una falla inversa oblicua (Alonso, 1987).

En este contexto tectónico, la última unidad en ser emplazada fue la unidad de Picos de Europa, constituida por un sistema de cabalgamientos imbricados. Su dirección de desplazamiento es muy distinta del resto de las unidades que conforman la Zona Cantábrica, estando dirigida fundamentalmente hacia el sur (Fig. 5). La edad de dicho emplazamiento ha sido deducida a partir de depósitos sintectónicos de carácter olistostrómico, obteniéndose una edad Kasimoviense (Marquínez, 1978). En esta época todos los demás mantos ya han sido emplazados y únicamente se conservan algunas rocas continentales de esta edad reposando disconformemente sobre las Unidades del Ponga y del Esla.

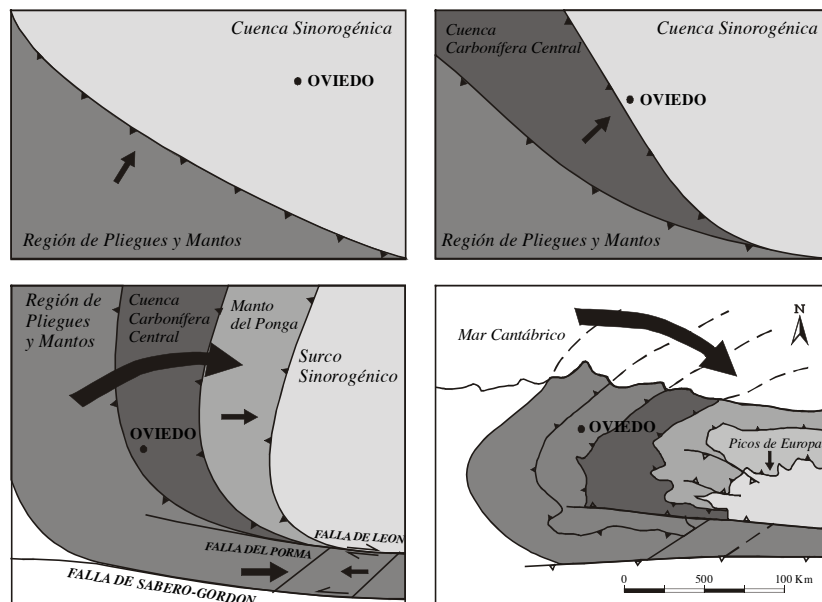


Fig.5.- Esquema idealizado del desarrollo del Arco Astúrico. Las flechas señalan la dirección del transporte tectónico durante el emplazamiento de las distintas unidades (Pérez Estaín et al., 1988).

La secuencia temporal y el progresivo cambio en las direcciones de desplazamiento de las distintas unidades de la Zona Cantábrica, que va rotando en el sentido de las agujas del reloj y que concluye con el movimiento dirigido hacia el sur de la Unidad de Picos de Europa, ha dado lugar a un modelo de evolución tectónica que podría asociarse a la formación del Arco Astúrico, como se expresa en el esquema de la figura 5 (Pérez Estaún *et al.*, 1988).

Período Extensional: Pérmico y Mesozoico

Durante el Pérmico y el Mesozoico tiene lugar un período extensional ligado a la apertura del Atlántico y Golfo de Vizcaya; en esta época podrían haberse reactivado como fallas directas algunas estructuras variscas y se consuma la erosión de la Cordillera Hercínica. Se generan las cuencas mesozoicas cubriendo gran parte de la Zona Cantábrica, alcanzando la sedimentación su máximo espesor en la plataforma continental asturiana.

Orogenia Alpina

El desplazamiento de la Placa Ibérica hacia el norte, producida en el contexto de la Orogenia Alpina, dió lugar a la colisión con la Placa Europea, generando la Cordillera Pirenaica. Hacia el oeste, este movimiento también da lugar a la convergencia de la Placa Ibérica con la corteza oceánica del Cantábrico, produciéndose así el levantamiento de la Cordillera Cantábrica. Durante la deformación Alpina en la Cordillera Cantábrica se produce principalmente el rejuego de los cabalgamientos y el reapretamiento de los pliegues variscos. Además, algunas de las fallas extensionales mesozoicas fueron reactivadas como fallas inversas. Todas estas estructuras convergen hacia un cabalgamiento en el basamento que sólo es visible en los perfiles sísmicos profundos (Pulgar *et al.*, 1995). Merced a este cabalgamiento se produjo el levantamiento del zócalo paleozoico y la erosión de los materiales mesozoicos situados sobre la Zona Cantábrica.

Como consecuencia de la deformación alpina tuvo lugar la generación de dos cuencas sinorogénicas en la Zona Cantábrica. Así se creó por un lado la zona N de la Cuenca del Duero, que representa la Cuenca de Antepaís de la Cordillera Cantábrica y, por otra parte, se generó la Cuenca de Oviedo, como consecuencia del rejuego de la falla mesozoica de Llanera (Alonso *et al.*, 1995).

La posterior evolución tectónica de esta cordillera ha ido acompañada por una recuperación isostática durante el Plioceno y el Pleistoceno (Marquínez, 1990). Las tensiones tectónicas en épocas recientes se corresponden con una compresión máxima de dirección N-S con una sismicidad moderada.

A grandes rasgos, las estructuras alpinas en el Cantábrico oriental muestran una dirección predominante E-O y una clara divergencia, con un frente septentrional situado en el margen continental y constituido por un conjunto de fallas inversas dirigidas hacia el N. Por el contrario, la mayor parte de las estructuras alpinas reconocidas en la Cornisa Cantábrica presentan una vergencia hacia el S, igual que ocurre en la Zona Sur-Pirenaica, cuyo frente se puede prolongar hacia el oeste hasta la Cordillera Cantábrica Central. En el occidente de la Cornisa Cantábrica estas estructuras ya no se reconocen, la cordillera se desdibuja y se produce un cambio de dirección en los relieves los cuales ahora se orientan hacia el SO.

Los Picos de Europa

La deformación de la Unidad de los Picos de Europa, en el contexto descrito para la Cordillera Cantábrica, ha tenido lugar siempre en condiciones muy frágiles. En efecto, las rocas muestran generalmente una intensa fracturación a todas las escalas, aunque muchas de las fracturas se encuentren selladas por carbonatos. Son menos frecuentes los pliegues, que se restringen a algunos niveles tableados cerca de las superficies de cabalgamiento o a algunas rampas cabalgantes.

En su conjunto, la Unidad de los Picos de Europa puede considerarse un imbricado de cabalgamientos emplazados durante la Orogenia Varisca y que repiten la secuencia paleozoica merced a un conjunto de escamas que presentan una geometría lítrica, convergiendo hacia un

cabalgamiento basal poco inclinado, con un despegue que se produce en la base de la secuencia paleozoica. Este sistema imbricado muestra, a lo largo de una sección N-S entre Llanes y Espinama, un acortamiento interno de unos 27 Km (próximo al 60%), a la vez que se superpone a la Región del Pisuerga-Carrión, desarrollándose una rampa cuya geometría sugiere un desplazamiento del frente de los Picos de Europa cercano a los 15 Km (Fig. 6).

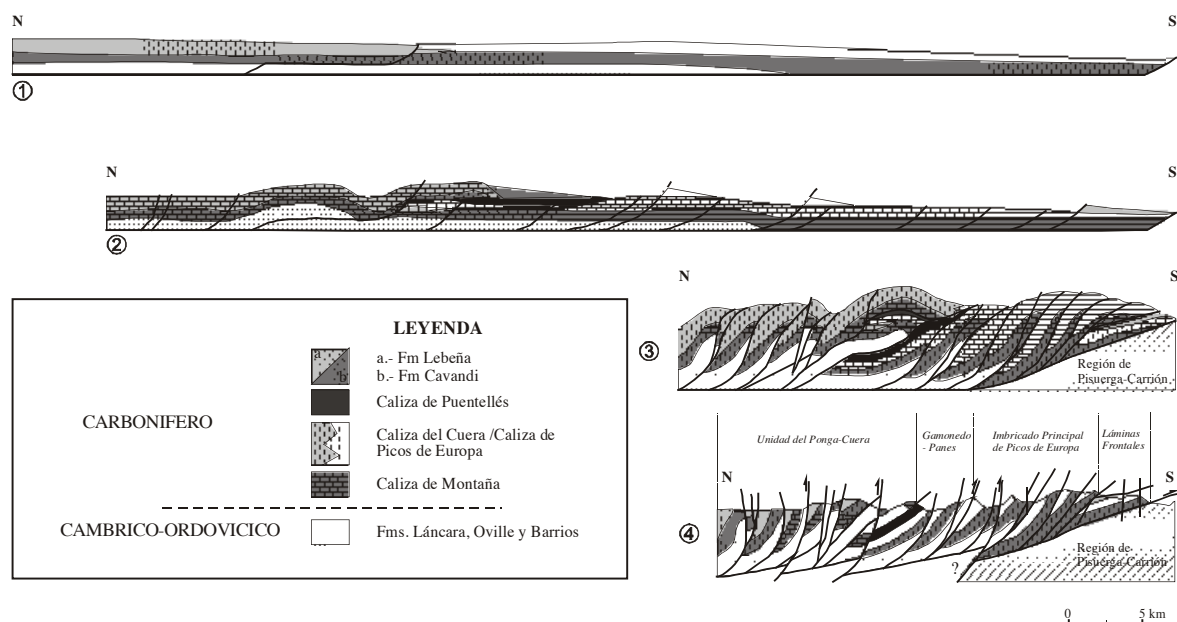


Fig. 6.- Evolución de la Unidad de los Picos de Europa con el tiempo. 1.- Situación previa al emplazamiento de los mantos; 2.- Emplazamiento del Manto del Ponga (se señala también la situación de los sedimentos sinorogénicos asociados al posterior emplazamiento de algunos mantos); 3.- Desarrollo completo idealizado del sistema imbricado de láminas de la Unidad de Picos de Europa, con un acortamiento interno próximo al 60% y un desplazamiento de unos 15 km sobre la Unidad del Pisuerga-Carrión; 4.- Situación actual tras la deformación alpina que produjo el rejuego de algunas estructuras anteriores y la erosión de la cobertera mesozoica que recubrió esta unidad (modificado de Marquínez, 1989).

Este sistema imbricado se encuentra cabalgado por la Unidad del Cuera, cuyo emplazamiento (como puede verse en la secuencia de eventos esquematizada en la figura 6) se produjo con anterioridad y probablemente con una dirección distinta (NO-SE) al avance de Los Picos de Europa y también de las escamas menores que afectan simultáneamente a la propia Unidad del Cuera, emplazados ambos conjuntos de láminas en dirección N-S.

El contacto entre el Ponga y los Picos es una zona tectónicamente complicada, en la que las escamas de la Unidad de Picos de Europa se superponen a los frentes de la del Ponga, previamente emplazada, y a los materiales sinorogénicos asociados a los mantos. El problema de espacio generado en este área durante el avance de los Picos fuerza la verticalización e incluso una fuerte inversión de las láminas, generándose el rejuego hacia en NNE de algunas de las escamas invertidas o el desarrollo de fallas inversas hacia el N. El mismo contacto entre los Picos y el Ponga aparece como una zona intensamente tectonizada, con evidencias de movimiento como zona de cizalla dextra.

Tras la Orogenia Varisca, la extensión general sufrida por el margen Cantábrico durante el Mesozoico afectó sin duda a los Picos de Europa, aunque no se han aportado evidencias de dicha extensión en esta unidad. Sin embargo, existen claras muestras de la actividad post-mesozoica de algunas fallas, que afectan a los sedimentos de esta edad conservados sobre o en el borde oriental de los Picos, desplazando a su vez paleorrelieves. Esta actividad tectónica post-mesozoica, ha sido atribuida por diferentes autores a la Orogenia Alpina aunque no pueden descartarse movimientos más recientes en muchas de esas estructuras.

Las principales fallas alpinas se disponen en dirección E-O, produciendo movimientos verticales superiores a veces a 1 km, que desplazan el cabalgamiento basal del sistema imbricado y condicionan marcadamente las líneas generales del relieve en las unidades del Ponga-Cuera y Picos de Europa. No obstante, el acortamiento N-S asociado a esta deformación no debe exceder en los Picos el 8% (Fig. 6).

Existen igualmente fallas de dirección NO-SE, subparalelas a la Falla de Ventaniella, que cortan a los cabalgamientos variscos y afectan a los sedimentos mesozoicos. Estas fallas tienen una disposición vertical y la componente dominante de movimiento es horizontal y dextra. No obstante, además de presentar también desplazamientos verticales, algunas de estas estructuras pueden reactivar fallas previas simultáneas al emplazamiento de los cabalgamientos variscos.

EL CUATERNARIO

Si bien las líneas maestras del relieve de los Picos de Europa, la disposición general del sistema y los valles principales, son determinadas por el Ciclo Alpino, la práctica totalidad de los detalles del relieve se origina en tiempos mucho más recientes, durante la Era Cuaternaria, que abarca apenas los últimos 2 millones de años en la dilatada historia de este macizo montañoso. Este período está marcado por fuertes cambios en el clima terrestre, que sufrió entonces sucesivas etapas de enfriamiento (las glaciaciones) alternando con otras etapas templadas o interglaciares.

Toda esta historia cuaternaria es una historia de erosión y destrucción de los relieves levantados tectónicamente con anterioridad, conformándose un edificio ruinoso en el que se aprecian con claridad y espectacularidad las huellas producidas por los diferentes procesos de erosión, que actuaron hasta dar la forma final al modelado de los Picos de Europa. Estos procesos están fuertemente condicionados por la naturaleza calcárea que domina extraordinariamente el substrato y por el clima, más frío en los períodos glaciares cuaternarios, durante los que se desarrollaron importantes sistemas glaciares en los Picos de Europa, y más templados y lluviosos durante los periodos interglaciares.

Las huellas del glaciario

El relieve de las zonas altas de los Picos de Europa muestra signos inconfundibles de la acción erosiva de sistemas glaciares, que fueron ya puestos en evidencia por Hugo Obermaier en 1914. A pesar de que debieron ser varias las etapas glaciares que existieron durante el Cuaternario, suponemos que fue la última de ellas, borrando el modelado previo o superponiendo su acción a las formas anteriores, la responsable del modelado glaciar conservado.

Durante la última glaciación, el hielo se acumuló en circos glaciares que llegaban en muchas ocasiones a unirse entre sí cubriendo, a modo de casquetes glaciares de montaña, las plataformas altas de los Picos, de las que únicamente emergerían las torres y aristas elevadas. En estos casquetes, el espesor del hielo debió ser muy variable, llegando a superar los 300 m en las zonas más profundas, situadas sobre las depresiones de los circos y cubetas glaciares, conocidas hoy en los Picos de Europa como “jous”.

De los tres casquetes que cubrieron los respectivos macizos de los Picos de Europa, el más extenso fue el del Cornión o Macizo Occidental que, con una superficie próxima a los 50 km², constituye el mayor sistema glaciar cantábrico (Fig. 7). Actualmente sólo quedan pequeños retazos del hielo que cubrió las zonas más altas de Picos de Europa como son los heleros conservados en el Jou Negro (Macizo Central) y los existentes en los circos NE del Llambrión y de la Torre de la Palanca, también en el Macizo Central (Alonso y González, 1998).

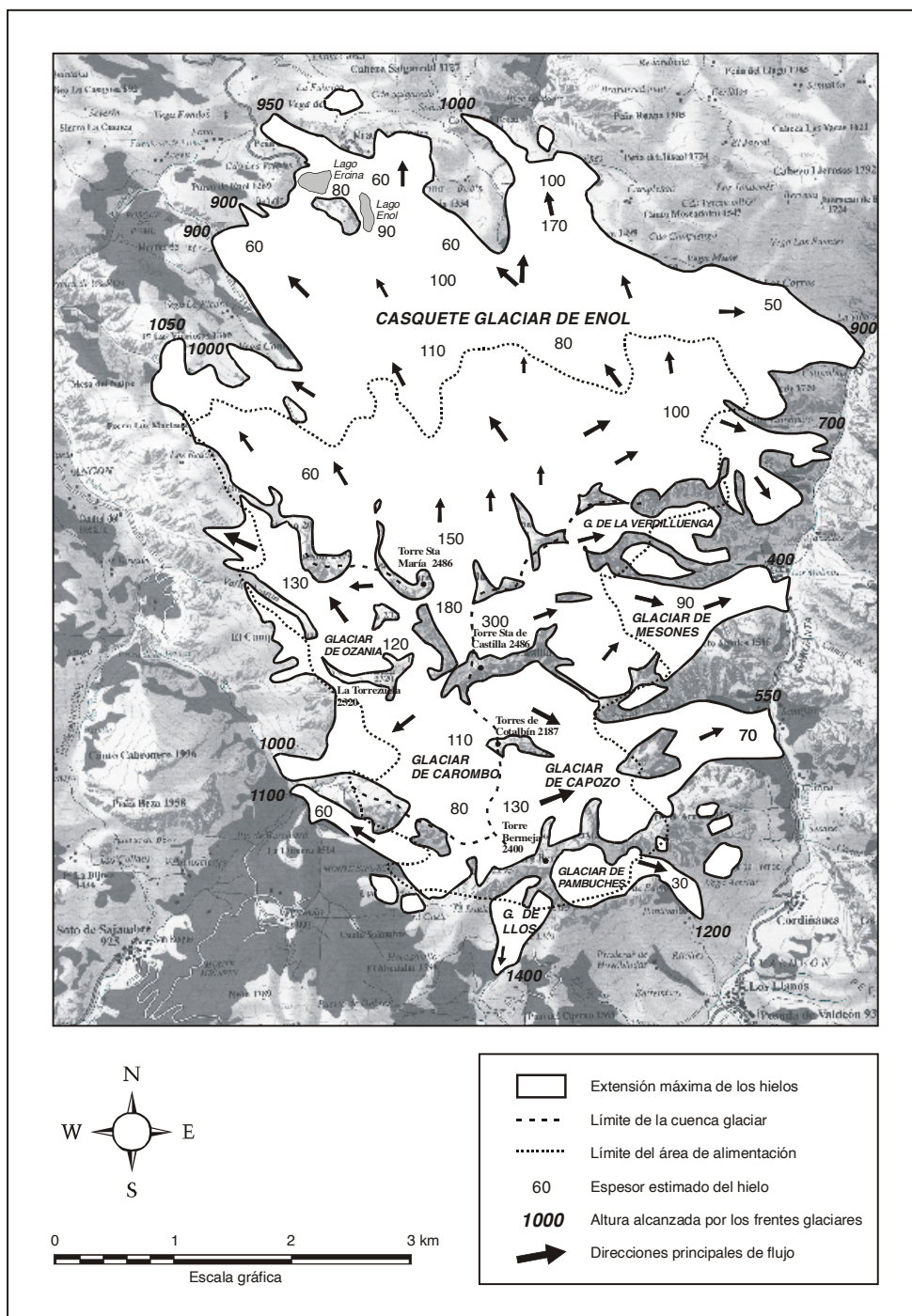


Fig. 7.- Reconstrucción de los sistemas glaciares en el Macizo Occidental de los Picos de Europa durante el momento de máxima extensión de los hielos (Marquínez et al., 1990). Informe inédito.

Aunque el nivel de las nieves perpetuas se situaba en torno a los 1500 m de altitud, las lenguas glaciares descendían desde estos casquetes elevados a través de valles y canales, alcanzando frecuentemente cotas de 700 u 800 m. En situaciones muy favorables, bien por su pendiente o por su extensa cuenca de alimentación, estos frentes descendían incluso por debajo de los 500 m, como en el caso de Capozo, Mesones, Moeño, Dobresengros o el Texu, modelando los valles cuya morfología, con fondos planos y escarpadas laderas, resulta característica de la erosión glaciar.

El hielo glacial llegó a alcanzar el fondo de los valles principales que disectan los Picos, como el del Cares o el del Duje, si bien en el primero no llegó a formarse una lengua desplazándose por el valle. Por el contrario en el caso del Duje, más elevado, el hielo procedente de los Puertos de Aliva y de las cumbres circundantes formó una gran lengua en el fondo del valle, a través del cual discurrió el hielo hacia el norte, abandonando derrubios que dieron lugar a la morrena de mayor extensión de los Picos de Europa: la *Llomba del Toro*.

En los Lagos de Covadonga se conserva el más complejo conjunto morrénico frontal, sobre el que se asienta el Lago de la Ercina. Otras morrenas importantes en el Cornión se reconocen en Belbín y las Vegas de Llós y Arestas o en el entorno de Caín. En el Central las más importantes son las de Amuesa y las de Aliva, mientras que en Andara destaca la de la Llama y otros pequeños depósitos de la vertiente lebaniega.

También se conservan ocasionalmente sedimentos fluviales proglaciares a modo de abanicos o pequeñas llanuras aluviales. Uno de estos sistemas, conservado en el frente del complejo morrénico frontal de Enol, relleno la depresión de Comeya con más de 60 m de depósitos durante los últimos 50.000 años (Farias *et al.*, 1990).

El estudio de los depósitos morrénicos en el casquete de Enol permite reconocer hasta tres etapas a lo largo de la regresión de los sistemas glaciares de Picos de Europa, tras la fase de mayor extensión del hielo (Marquínez *et al.*, 1990). Las morrenas a distintas alturas permiten deducir dos momentos de estabilización de los frentes durante esta regresión, seguidos de una etapa con desarrollo de glaciares rocosos y, finalmente, la construcción de morrenas de nevero subcrecientes en los circos elevados.

Esta misma evolución ha sido propuesta para otras áreas de la Cordillera Cantábrica por distintos autores (Jiménez Sánchez y Marquínez, 1990; Jiménez Sánchez, 1996; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996.), pareciendo correlacionable con la evolución glacial post-máximo descrita para los Pirineos por Bordonau *et al.*, (1992).

Holoceno	POSTGLACIAR		Morrenas de nevero	100-11000 años
PLEISTOCENO SUPERIOR	TARDIGLACIAR	FASE IV	Glaciares rocosos	10000 -11000 años
	GLACIAR	FASE III	Retroceso y estabilización 1500-1700 m	11000-45000 años
		FASE II	Retroceso y estabilización 1300-1500 m	
		FASE I	Máxima expansión glacial	45000-50000 años

*Tabla 1- Cronología relativa de las distintas fases glaciares en la Cordillera Cantábrica. La datación de las fases, no establecida para la Cordillera, ha sido tomada del trabajo de Bordonau *et al.*, (1992) referido al Pirineo.*

Por su parte, algunos autores como Obermaier (1914) y Flor y Baylón (1989) aluden a la existencia de evidencias en los Picos de Europa de etapas glaciares anteriores al máximo descrito, al igual que Menéndez Duarte y Marquínez (1996) sugieren para la región de Somiedo. No obstante, la falta de datos cronológicos demostrativos o de argumentos sedimentológicos o morfológicos sólidos en los Picos de Europa, impiden conocer por el momento las características e incidencia del glaciario anterior al descrito.

Los procesos de erosión de las laderas

Las calizas que forman mayoritariamente el substrato de los Picos de Europa, son muy resistentes mecánicamente y poco propensas a los procesos de erosión por rotura y deslizamiento o flujo de las masas de roca. Esta característica es la causante de que los Picos se destaquen topográficamente con relación a otras unidades de su entorno, igualmente elevadas por la tectónica alpina pero más fácilmente erosionables. Aún así, se reconocen en estas montañas diferentes signos de la intervención de estos procesos, cuya importancia y tipología varía sustancialmente de unas zonas a otras.

El mecanismo más común en la erosión de los escarpes rocosos de los Picos es la rotura y el desprendimiento de clastos, que se acumulan en la base de los cantiles formando *llerones* o *canchales*. En el arranque de los clastos, junto a la apertura de las discontinuidades previas por la expansión asociada a la erosión del macizo, interviene decisivamente la acción de cuña ejercida por el agua al helarse en las grietas de la roca, con el consiguiente incremento de volumen, fenómeno que se conoce como *gelifración*. Dado que es la frecuencia e intensidad de los ciclos de helada la variable climática que controla el proceso, éste es mucho más frecuente en los cantiles más altos de los Picos, al pie de las torres y aristas de las zonas altas, que estuvieron ocupadas por los hielos en el Pleistoceno.

Entre los procesos más espectaculares de erosión de las laderas se encuentran los desprendimientos repentinos de grandes volúmenes de rocas, conocidos también como *avalanchas rocosas* que también afectan a los escarpes calcáreos. Debido a la naturaleza litológica de los Picos de Europa, propensa a estos fenómenos, existen bastantes restos de antiguas avalanchas rocosas en distintas localidades. Una de las mejor conservadas es la que se encuentra en Cordiñanes, núcleo sobre el que se reconoce una gran masa de fragmentos de rocas, desprendidos del escarpe que domina el pueblo hacia el este. Pero la mayor de las avalanchas rocosas que pueden reconocerse en la zona y cuyas dimensiones la convierten probablemente en la más extensa de toda la Cordillera Cantábrica, se encuentra sobre el pueblo de Brez, en la Liébana (Paradas Nº 4 y 5), ocupando los restos desprendidos el Alto de los Cabezos y el Castro de las Cerras.

En los substratos con pizarras de las formaciones carboníferas, que afloran en las zonas marginales de la unidad, son por el contrario frecuentes los pequeños deslizamientos y flujos del terreno, desencadenados generalmente por las precipitaciones intensas y los fenómenos de reptación del suelo.

Finalmente, son relativamente frecuentes en todo el escarpado frente sur de los Picos de Europa los canales torrenciales, a través de los cuales y favorecido por la acción del agua, la nieve y las fuertes pendientes, se producen esporádicas avenidas de rocas embebidas en agua y detritos más finos, que poseen un enorme poder erosivo. El más espectacular es el Cancherral de Hormas que desciende desde el Pico del Acero, en las proximidades de la antigua mina Aurora en el Macizo de Andara, discurriendo por las proximidades de Colio la corriente de bloques que llega a alcanzar el Río Deva. Los lugareños lo conocen como los *Diablillos de Colio* por los ruidos que el torrente produce durante las avenidas.

La dinámica fluvial y el sistema kárstico

Los ríos de los Picos de Europa son cauces con un trazado rectilíneo, con lechos irregulares en los que son frecuentes las cascadas y los rápidos, así como los grandes bloques caídos desde las laderas y empujados por las fuertes avenidas. Siempre discurren sobre el sustrato rocoso al que siguen erosionando, sin que existan depósitos aluviales de mínima importancia, características todas ellas propias de otros muchos ríos de montaña. Su régimen de caudal, de marcada influencia nival e importante torrencialidad, es igualmente común a este tipo de cauces, cuyo habitualmente tranquilo discurrir contrasta mucho con el enorme caudal y energía manifestada en los momentos de avenida, lo que coincide con intensos episodios lluviosos y, singularmente, con eventos de rápida fusión del manto nival acumulado en las alturas.

En diciembre de 1980, una lluvia templada, caída tras días de nevadas, provocó un episodio de fusión de la nieve acumulada generándose espectaculares avenidas en los ríos de los Picos de Europa. Sólo en una noche, el Cares excavó profundamente su lecho, destruyó la pista de acceso a Caín arrancando incluso el puente de Cordiñanes, arrastró edificios y cubrió de gravas la Vega de Corona. Estos episodios, cuya recurrencia es de décadas o incluso siglos, sirven no obstante para explicar el poder erosivo de unos sistemas fluviales habitualmente tranquilos pero que, a lo largo de la historia geológica, han podido tallar monumentales desfiladeros de una profundidad próxima a los 2000 m.

Una singularidad del sistema fluvial en estas montañas viene dada por la naturaleza kárstica de la unidad. En efecto, las calizas carboníferas, que dominan el sustrato, son rocas

bastante solubles frente a la acción de las abundantes aguas meteóricas. Estas aguas han ido disolviendo la superficie de los Picos pero también el propio interior del macizo rocoso, infiltrándose a través de las fracturas progresivamente ensanchadas por efecto de la disolución.

Este fenómeno, el de la karstificación, alcanza en Picos de Europa una entidad y una singularidad difíciles de igualar en todo el mundo, como lo prueba la existencia de un nutrido grupo de cavidades de desarrollo vertical (simas) que se encuentran entre las más profundas de la Tierra.

El sistema kárstico de Picos puede definirse como un *holokarst*, dado que la profundidad a la que se extienden las calizas es ampliamente mayor que la alcanzada por los niveles freáticos, muy deprimidos por otra parte debido a la larga historia geológica y a la intensa profundización de los cauces fluviales durante la misma. A medida que estos se encajaban en el macizo calcáreo, el nivel freático fue descendiendo y, merced al desarrollo de profundas simas y una extensa red de conductos verticales, el agua infiltrada en la superficie desciende para circular después en sentido horizontal por colectores o ríos subterráneos, situados muchas veces a gran profundidad.

Los *jous*, depresiones de origen inicialmente glacial, las *dolinas* y *uvalas* muchas veces controladas por la red de fracturas, los valles secos y los intrincados *lapiaces*, captan el agua de la superficie hacia las profundidades del karst. El agua va reuniéndose en una red de colectores subterráneos que la descargan a través de surgencias hacia los cauces periféricos.

Debido a este modelo hidrológico, la superficie de las plataformas altas de los Picos de Europa, dominadas por torres y aristas glaciares separadas por los circos y *jous*, se encuentra seca permanentemente, sin ningún tipo de corriente fluvial. Las formas glaciares que dominan esta zona están retocadas por la disolución kárstica sobrepuesta y los *lapiaces* desnudos de canalizos y fisuras, sin apenas cubierta vegetal, confieren al paisaje el aspecto de un auténtico desierto de rocas grises y cortantes.

Hacia el norte de los Picos el paisaje cambia radicalmente, así son más frecuentes los *lapiaces* cubiertos y los valles secos, desaparecen los *jous* y, la proximidad a la superficie del nivel freático, hace aparecer los primeros cauces fluviales con lechos de preciosas marmitas de abrasión y disolución.

El frente sur de los Picos de Europa cumple un papel diferente en este sistema hidrológico. La proximidad del cabalgamiento basal de la unidad hace aparecer una pantalla no kárstica bajo las calizas inclinada hacia el norte lo que, junto con la estructura general del macizo favorece el drenaje en esa dirección limitando relativamente la importancia de las surgencias que cabría esperar bajo este frente sur.

Junto a las espectaculares formas del karst subaéreo, entre las que debemos destacar los *jous* (glacio-kársticos), los *lapiaces* de canalizos y otras pequeñas formas (*rills*, *flutes*, *grikes*, *clints*, *rain pits*, etc) o alguna forma singular como el *poljé* de los Llanos de Comeya, al norte de los lagos de Covadonga, se encuentra también un monumental conjunto de cavidades subterráneas. Los grandes colectores horizontales, formados en sucesivas etapas durante la evolución kárstica del macizo, se conectan por una extraordinariamente abundante y profunda red de simas de trazado subvertical. Estas simas conducen desde la superficie hasta los colectores activos, por los que circulan importantes caudales de agua que se sifonan ocasionalmente antes de alcanzar las surgencias.

Estas redes subterráneas forman un mundo relativamente bien conocido gracias a la labor de una intensa exploración espeleológica, desarrollada por equipos de muy distintos países, que han sabido compatibilizar el reto deportivo de alcanzar grandes profundidades con el esfuerzo de explorar y describir topográficamente esas formas, reconocer y aportar multitud de detalles significativos sobre su morfología, funcionamiento y origen o clasificar las especies de la fauna que las habita, muchas veces endémica.

Jorge Marquínez y Luna Adrados

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

C/Jesús Arias de Velasco, s/n, Oviedo. E-mail: jmarquin@asturias.geol.uniovi.es