



**EL MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA:
GEOMORFOLOGÍA Y SUS IMPLICACIONES GEOECOLÓGICAS
EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA.**

Tesis doctoral presentada por JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA, bajo la co-
dirección del Dr. ENRIQUE SERRANO CAÑADAS y el Dr. LUIS VICENTE GARCÍA
MERINO, para optar al título de DOCTOR EN GEOGRAFÍA

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

El doctorando

JUAN JOSÉ GONZÁLEZ TRUEBA

Los directores de Tesis

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS
Catedrático de Geografía Física
Universidad de Valladolid

Y

LUIS VICENTE GARCÍA MERINO
Catedrático de Análisis Geográfico Regional
Universidad de Cantabria

SANTANDER
2006

CAPITULO II
LA INFRAESTRUCTURA DEL PAISAJE,
EL RELIEVE: UN DOMINIO MORFOESTRUCTURAL



II.1. SÍNTESIS GEOLÓGICA

II.1.1. Caracteres litoestratigráficos generales.

Desde el punto de vista geológico, los Picos de Europa son una unidad situada en la parte oriental de la Zona Cantábrica, limitada al norte y oeste por la Región del Manto de Ponga, al sur por la Región del Pisuerga-Carrión, y al este desaparece bajo la cobertera mesozoico-terciaria de la Cuenca de Cantabria (Figura 3).

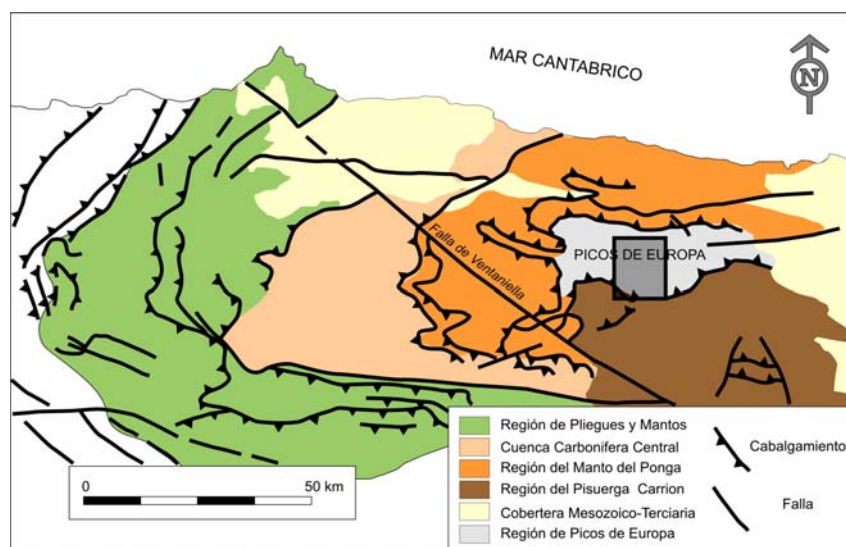


Figura 3. Situación de la Región de los Picos de Europa dentro de las unidades geológicas de la Zona Cantábrica (Según Farias, 1982. Modificado).

Los estudios de geología poseen en esta área una notable tradición, lo que ha propiciado un buen conocimiento de sus principales unidades litotectónicas. Los primeros trabajos de carácter general aparecen ya a mediados del S. XIX, de la mano de Schulz (1858), Maestre (1864), Barrois (1882), Termier (1905), Bertrand y Mengaud (1912), Cueto y Ruiz Díaz (1926) y Hernández Pacheco (1935-1936).

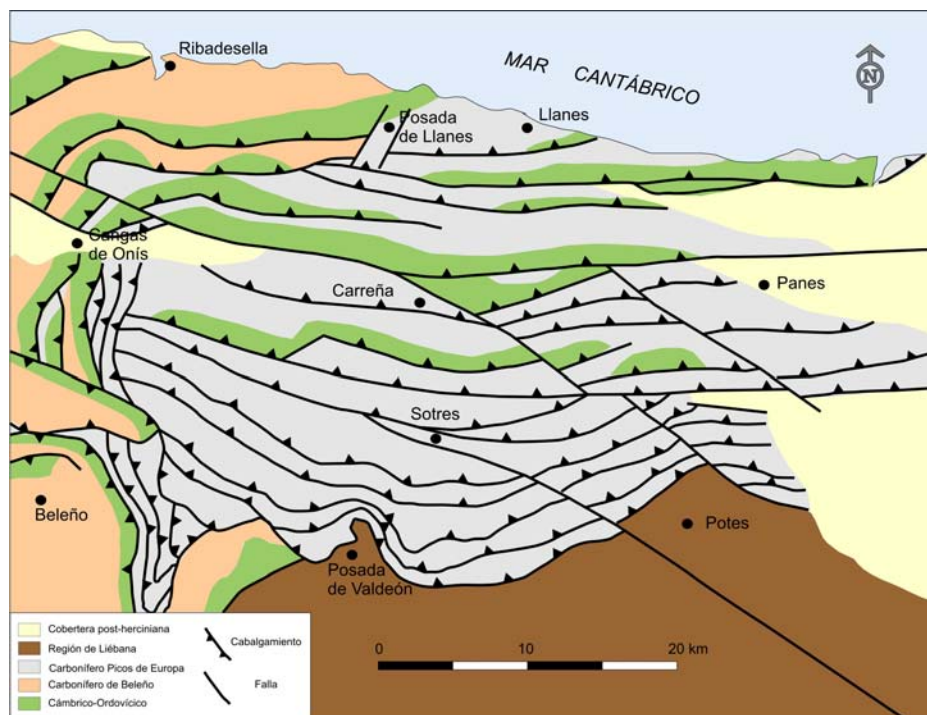


Figura 4. Esquema tectónico general de la Región de los Picos de Europa (Según Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984. Modificado).

Será a partir de los años 60 del s. XX, cuando comienzan a publicarse varios trabajos de detalle, primero centrados en las zonas limítrofes al macizo (Martínez Álvarez, 1965; Julivert, 1965-1967; Marcos, 1967; Wagner, 1967; Martínez García y Wagner, 1971; Rodríguez Fernández y Heredia, 1987; Álvarez Marrón et al., 1989; Bahamonde y Colmenero, 1993), para después ir apareciendo toda una serie de trabajos, en los que se establece la columna estratigráfica base, así como la compleja estructura general de la región, caracterizada por la existencia de una sucesión de escamas cabalgantes (Bertrand, 1971, 1972; Maas, 1974; Martínez García, 1978;

Marquínez, 1978, 1989, 1992; Truyols et al., 1980; Farias, 1982; Bertrand y Bertrand, 1984; Martínez y Marquínez, 1984; Martínez García et al., 1984; Julivert y Navarro, 1984; Farias *et al*, 1990; Heredia et al., 1990; Heredia et al., 1991; Marquínez, 1992; Rodríguez et al., 1992; Alonso y Pulgar, 1995).

Por último, recientemente, han aparecido varios trabajos de síntesis sobre la geología de los Picos de Europa (Gutiérrez Claverol y Luque Cabal, 2000; Marquínez y Adrados, 2000; González, 2002; Heredia y Bahamonde, 2003; Aller et al., 2004) (Figura 4).

El Macizo Central de los Picos de Europa está constituido por una potente sucesión de rocas sedimentarias. Por su predominio superficial, y en la secuencia estratigráfica, destacan las rocas carbonatadas de origen marino del Carbonífero Superior, características de la Unidad de los Picos de Europa, si bien la parte más meridional del macizo central está labrada ya sobre los materiales detríticos de la Unidad Pisuerga-Carrión, de forma que trataremos la descripción litológica general separando ambas unidades. A continuación se lleva a cabo una síntesis de las características litoestratigráficas de las unidades que afloran en el área de estudio, basándonos, fundamentalmente en los trabajos previos (Maas, 1974; Martínez García, 1978; Marquínez, 1978, 1989, 1992; Truyols et al., 1980; Farias, 1982; Martínez y Marquínez, 1984; Martínez García et al., 1984; Julivert y Navarro, 1984; Farias *et al*, 1990; Heredia et al., 1990; Heredia et al., 1991; Marquínez, 1992; Rodríguez et al., 1992; Alonso y Pulgar, 1995; Gutiérrez y Luque, 2000; Marquínez y Adrados, 2000; González, 2002; Heredia y Bahamonde, 2003; Fernández, et al., 2004).

-Unidad de los Picos de Europa

Los materiales más antiguos presentes en el área de estudio se corresponden con la denominada "Formación Lancara" (Comte, 1937), constituida por calizas y dolomías pardo-amarillentas con intercalaciones de calcoesquistos verdosos. Su edad

es Cámbrico inferior-medio (Sdzuy, 1967). Las dolomías presentan un espesor total de 100 m, siendo visibles en las cercanías de Sotres, a ambos lados del río Duje, junto a los invernales de Cabao. Aquí la sucesión estratigráfica está invertida de forma que bajo ellos, se pueden observar las calizas grises características de la parte superior de la formación, con un espesor de 30 m. A continuación a techo se encuentran las calizas rojas de facies "griotte" (Martínez García y Rodríguez, 1984).

Sobre esta formación se dispone la "Formación Oville" (Comte, 1937), de edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, compuesta en su base de pizarras verdes, con espesor aproximado de 10 m, a las que se superponen de 200-250 m de areniscas ocráceas con glaucomita (Martínez García y Rodríguez, 1984).

En los Picos de Europa, así como en general en todo el ámbito oriental de Asturias, se ha detectado una importante laguna estratigráfica que abarca parte del Ordovícico, el Silúrico y buena parte del Devónico. De esta forma, la secuencia estratigráfica continúa con las secuencias carbonatadas del Carbonífero basal. La sedimentación calcárea del Carbonífero se caracteriza en todo el oriente asturiano por el comienzo del nivel de la caliza "griotte". Sin embargo, en la parte meridional del macizo central, en la base del cabalgamiento que pone en contacto el Dominio de los Picos de Europa con el de Liébana, entre el sector de Peña Remoña y los pies de la Torre del Frierio, aparecen unos paquetes de calizas y margas diferenciables, es la denominada Formación "Alba" (Comte, 1959; Maas, 1974), del Viseense inferior-Namuriense inferior, caracterizada por un tipo de caliza nodulosa, de color blanco.

Por encima se desarrolla toda una potente sucesión carbonatada, de unos 1.300 m de espesor, en la que Mass (1974), estableció la distinción entre dos formaciones, claramente diferenciadas: la inferior o "Caliza de Montaña" y la superior o Formación Picos de Europa. Las dataciones efectuadas han otorgado una edad Namuriense-Westfaliense para las "Calizas de Montaña" y Westfaliense-Cantabriense para las calizas de la Formación Picos de Europa (Martínez García y Rodríguez, 1984).

- *Caliza de Montaña*: Dentro la "Caliza de Montaña", se han observado dos tramos con características litológicas diferentes, y que ya había sido establecidas por Wagner et al. (1971) para otras áreas adyacentes. Por un lado, un tramo inferior ("Formación Barcaliente"), compuesto de calizas de color gris y grano fino, con un espesor de 300-350 m, visible en el sector de Peña Vieja, y un tramo superior ("Formación Valdeteja"), formada por calizas más masivas, de grano más grueso que el anterior, un color gris-blanquecino y con mayor contenido fosilífero (200-300 m de espesor) (Figura 5).

- *Formación Picos de Europa*: La Formación Picos de Europa se superpone sobre la "Caliza de Montaña", que puede llegar a alcanzar un espesor de 800 m. Dentro de ella, se han diferenciado dos tramos: la parte inferior caracterizada por la presencia de calizas fosilíferas de grano fino, de tonos claros muy tableadas. Estas son especialmente visibles en la parte meridional del macizo central (Figura 10). El tramo superior se caracteriza por ser una caliza más masiva, de aspecto brechoide y con mayor contenido fosilífero, y donde los tonos claros del miembro inferior, son sustituidos por un color gris y rosáceo. Sus característicos tonos rojizos son visibles en algunas de las cumbres más emblemáticas del macizo, un ejemplo de esto lo encontramos en la pared oeste del Naranjo de Bulnes (Figura 9).

- *Formación Lebeña*: Por encima, discordante sobre las calizas carboníferas, aparece la Formación "Lebeña", especialmente en la zona sur del área de estudio, en la zona de Áliva. Se trata de una secuencia de pizarras que alterna con niveles de conglomerados calcáreos, calizas, areniscas y lutitas, con características mixtas litorales y turbidíticas. Esta Formación presenta importantes cambios laterales de facies y espesor, que puede llegar a alcanzar los 700 m (Maas, 1974).

En el Collado de Pandébano, sobre los materiales carboníferos, aparece una serie discordante de lutitas, areniscas y conglomerados, de tonos gris verdoso y rojizo, que han sido fechados en el Pérmico (Martínez García y Marquínez, 1984). Por encima tan sólo se encuentra ya los recubrimientos superficiales con materiales cuaternarios.

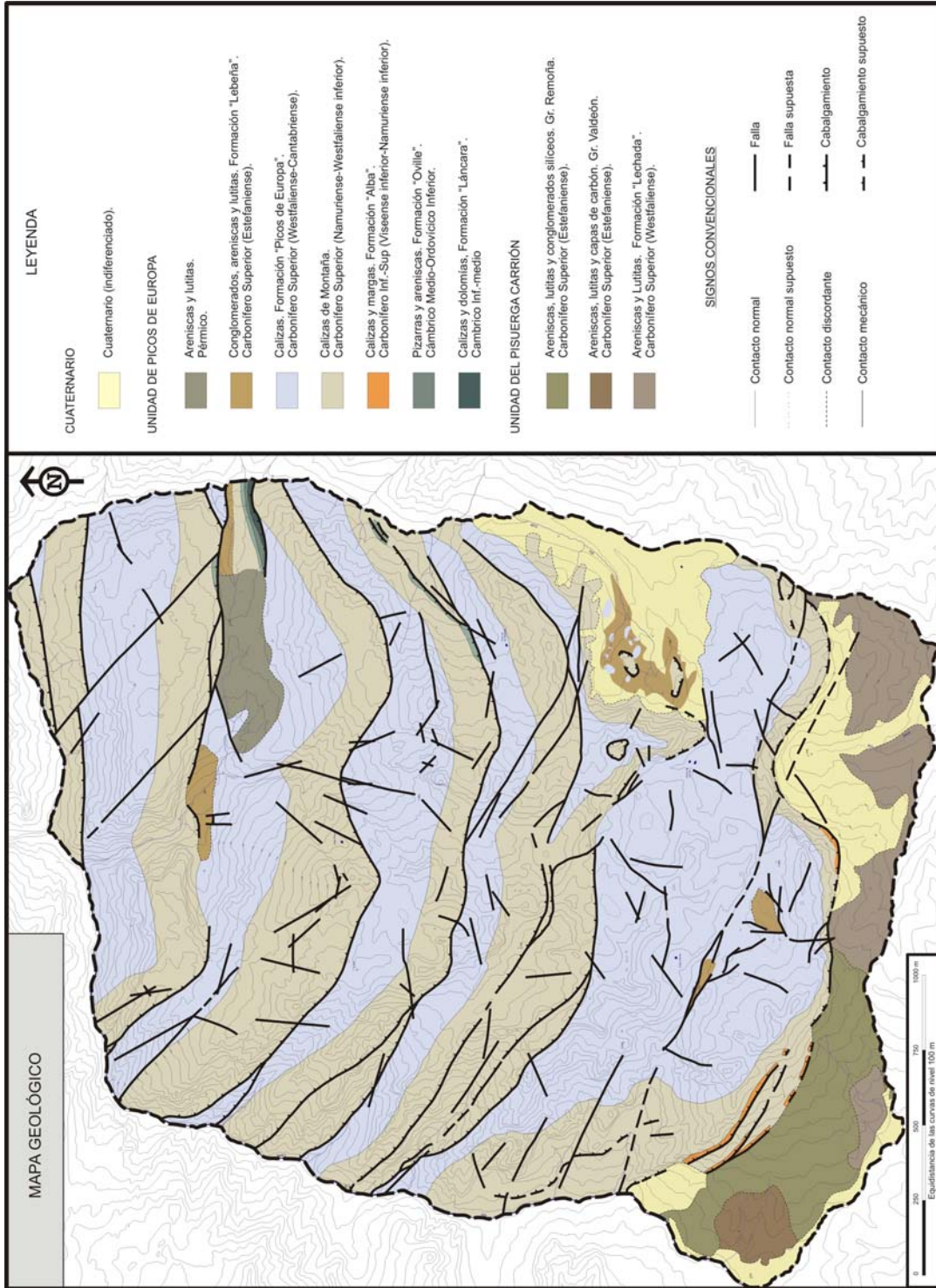


Figura 5. Mapa geológico del área de estudio. Síntesis propia elaborada a partir de Marcos, 1967; Tosal, 1968; Julivert et al., 1969; Maas, 1974; Marquínez, 1978; Martínez, 1980; Farias, 1982; Arango, 1983; Martínez y Marquínez, 1984; Julivert y Navarro, 1984; Navarro, 1987; Marquínez, 1987.

Unidad del Pisuerga-Carrión

Aunque la mayor parte del área de estudio se encuentra dentro de la Unidad de los Picos de Europa, su extremo sur, que comprende el pie del escarpe meridional, está labrado ya sobre los materiales detríticos del extremo norte de la denominada Región geológica del Pisuerga-Carrión (Julivert, 1971). Este sector se caracteriza por unos materiales siliclásticos, en los que alternan areniscas, lutitas, conglomerados silíceos e incluso alguna capa de carbón, como en el sector de Posada de Valdeón (Barba et al., 1991; Heredia et al., 1991; Rodríguez et al., 1994;).

II. 1. 2. Historia geológica

La sedimentación de los materiales más antiguos aflorantes en el macizo, tuvo lugar a lo largo de la era paleozoica, conformando un espeso manto de sedimentos con disposición subhorizontal. Dicha deposición debió de producirse en un ambiente cambiante pero por lo general un área marina poco profunda. A este momento pertenecen las calizas y dolomías del Cámbrico Inferior-Medio, para dar paso después a una secuencia rítmica de pizarras y areniscas con restos de trilobites (F. Oville), como consecuencia de un levantamiento de la zona, y la deposición de materiales en un ambiente litoral cercano a la costa (Marquínez, 1978, 1989).

Posteriormente, durante el Ordovícico se produce una sedimentación litoral, caracterizada por el predominio de los materiales silíceos, que va a dar lugar a la conocida facies armoricana, presente más al norte, en la Unidad Gamonedo-Panes, no así, en el área de estudio, donde, según Marquínez (1978,1989), ha sido erosionada.

Como se ha visto en la descripción litológica general, durante parte del Ordovícico, el Silúrico y buena parte del Devónico, se ha constatado una importante laguna estratigráfica, si bien es difícil determinar si ésta se ha producido por la

ausencia de sedimentación o porque los materiales fueron depositados y posteriormente erosionados.

A partir de finales del Devónico, y sobre todo durante el Carbonífero se produce un cambio en las condiciones sedimentarias, de forma que la transgresión marina que afecta a toda la Zona Cantábrica, se va a traducir en una sedimentación de tipo pelágica con facies someras, a la que se asocia la "Caliza Griotte", y que posteriormente fue sustituida por una sedimentación carbonatada de plataforma. Ésta en un primer momento se produce en un sistema reductor ("Fm. Barcaliente"), para después pasar a unas condiciones variables entre intramareales y submareales (Fm. Valdeteja y Picos de Europa). En el Estefaniense las características del medio sedimentario sufren un importante cambio, dando lugar en algunos sectores a la formación de materiales turbidíticos, tal es el caso de la Formación "Lebeña", aflorante en Áliva.

A finales del Carbonífero, comienza un período muy activo de deformación. La Orogenia Hercínica deforma y fractura el conjunto, provocando el desarrollo de las principales láminas cabalgantes, para las que se ha estimado una edad Kasimoviense, es decir, posterior e incluso paralelo al proceso de sedimentación de los materiales de la Formación Lebeña. Tras la convulsión hercínica, le sigue un período de arrasamiento generalizado, que va desmantelando esta porción de la Cordillera Varisca, para dar paso posteriormente a una larga etapa distensiva, a la que se asocia la apertura del Golfo de Vizcaya (Martínez García y Rodríguez, 1984; González, 2000). En este momento, en el Pérmico, la sedimentación se caracteriza por la acumulación de un depósito de tipo arcilloso y calizas marinas, que en la parte superior de la formación van siendo sustituidas por arcillas y areniscas continentales de color rojizo y verde (Fm. Sotres). La presencia de intercalaciones de calizas muestra un proceso variable, con frecuentes transgresiones marinas.

La conformación definitiva de la estructura actual, deriva fundamentalmente de la Orogenia Alpina, que supone una reactivación de las fallas y superficies

cabalgantes hercínicas, así como la aparición de nuevas fracturas, provocando una sobreelevación del conjunto calcáreo con respecto a las depresiones intramontanas periféricas de Liébana y Valdeón (Martínez García y Rodríguez, 1984; Rodríguez y Barba, 1991; Barba y Heredia, 1994).

A partir de aquí, el macizo será sometido a un intenso proceso de erosión por parte de los diferentes agentes de modelado externo, responsables del esculpido de las formas del relieve. Probablemente en este momento, se produce el encajamiento, casi definitivo, de la red fluvial actual, adoptando un trazado dominante sur-norte, de forma que con su cabecera en la vertiente sur, los ríos Cares y Duje, han cortado y separado el macizo, a través de profundas gargantas que lo delimitan. Junto a ello, la labor de los glaciares cuaternarios y la omnipresente karstificación, son los responsables últimos del modelado actual del macizo, y por ello serán objeto de análisis en posteriores capítulos.

II.1.3. Configuración estructural

La evolución tectónica de esta área ha supuesto la construcción de un complejo entramado estructural. Teniendo en cuenta sus caracteres litoestratigráficos y estructurales, la Región de los Picos de Europa ha sido dividida en tres unidades diferenciadas, que de norte a sur son: las "Láminas de Gamonedo-Panes", el "Imbricado Principal" y las "Láminas frontales" (Marquínez, 1989). Por tanto, el Macizo Central de los Picos de Europa, como podemos observar en la figura 6 formaría parte de las dos últimas unidades mencionadas.

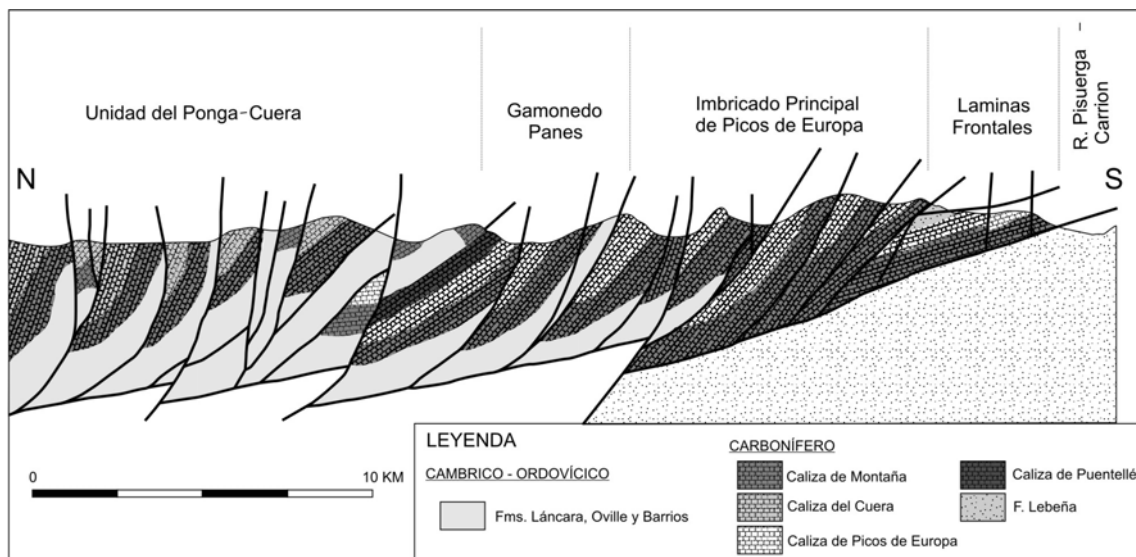


Figura 6. Corte geológico general de la Región del Cuera y de los Picos de Europa (Según Marquínez, 1989. Modificado).

La Orogenia Hercínica deformó y fracturó el conjunto, dando lugar a una serie de cabalgamientos de vergencia sur controlados por la estratificación, con superficies de despegue a favor de las calizas griotte. Con un trazado E-O y ONO-ESE, ocasionó un apilamiento de calizas en escamas tectónicas, al menos diez, inclinadas hacia el norte, lo que ha dado lugar a que el espesor de sedimentos original se haya doblado, alcanzando un espesor de más de 3.000 m. Todo el conjunto está fracturado por fallas de desgarre, de dirección ONO-ESE, con los labios occidentales elevados.

La Orogenia Alpina supuso una reactivación menor de los cabalgamientos y fallas hercínicas, sobreelevando el conjunto, y generando a su vez, un hundimiento tectónico al norte, que propició la acción erosiva y la exhumación de las estructuras hercínicas responsables del relieve. Como se puede ver en el perfil geológico de la figura 8 , trazado de norte a sur del macizo, su estructura está constituida por una sucesión de mantos de cabalgamiento imbricados, generados por empuje y limitados por fallas lítricas cuya inclinación desciende hacia el sur. Este sistema de escamas cabalgantes imbricadas limita al sur por el cabalgamiento basal, sobre la Unidad Pisuerga-Carrión, sucesión de anticlinales y sinclinales de vergencia Sur, deformados por el empuje de la Unidad de los Picos de Europa. La estructura del Macizo Central

de los Picos de Europa, al igual que el resto, junto con las superficies de despegue desarrolladas, se va a caracterizar también por la existencia de algunos pequeños pliegues, generalmente con una dirección E-O o ONO-ESE, por tanto paralelos a la dirección de los cabalgamientos, y asociados frecuentemente a los mismos, como por ejemplo los que se encuentran al N del Pico Tesorero (Martínez y Marquínez, 1984). A todo ello hay que añadir un intenso sistema de fracturación, generado en parte como consecuencia del paroxismo alpino. Las direcciones principales son ONO-ESE, NNO-ESE, y en menor medida ENE-OSO y N-S (Figura 7) (Marquínez, 1978, 1992; Farias, 1982; Martínez y Marquínez, 1984; Martínez García et al., 1984; Julivert y Navarro, 1984; Farias *et al*, 1990; Heredia et al., 1990; Heredia et al., 1991; Farias y Marquínez, 1991; Marquínez, 1992; Rodríguez et al., 1992; Gutiérrez y Luque, 2000; Marquínez y Adrados, 2000; González, 2002; Heredia y Bahamonde, 2003).

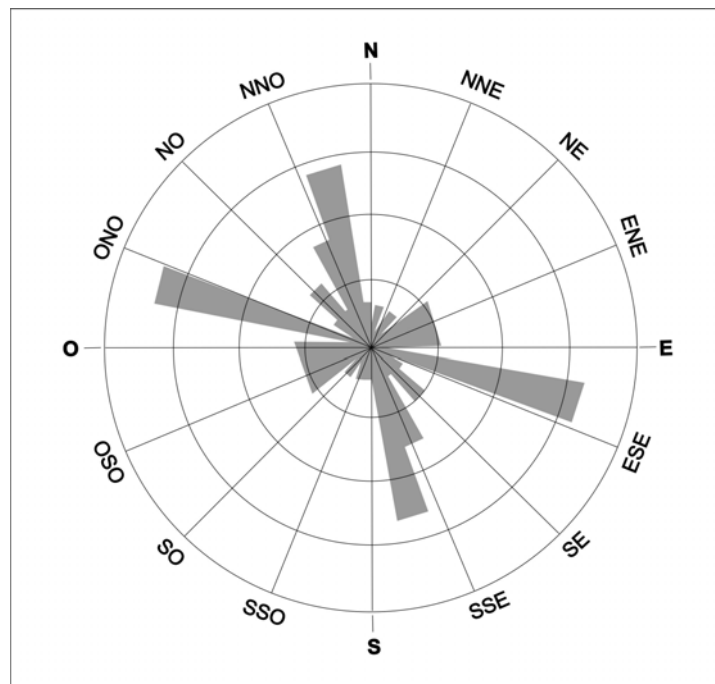


Figura 7. Diagrama de orientaciones de las fallas en el Macizo Central de los Picos de Europa (Elaboración propia a partir de trabajo de campo y fotointerpretación).

II.2. EL RELIEVE: UN DOMINIO MORFOESTRUCTURAL

Como hemos visto, la evolución geológica del área ha creado un imponente bloque calcáreo sobreelevado, la *Peña*, que contrasta a través de enormes desniveles de más de 1.500-2000 m, con las depresiones intramontanas de Liébana y Valdeón, valles deprimidos a favor del vaciamiento de los materiales detríticos que los forman.

La fracturación del macizo y la disposición de las morfoestructuras conforme a ésta, así como los condicionantes litoestratigráficos y con ello, la diferente resistencia de los materiales ante la erosión, han guiado la labor de los agentes de modelado externo, que han retocado las formas mayores, construyendo así el edificio actual, tanto las formas positivas o en resalte (cumbres, crestas y umbrales), como negativas o deprimidas (valles, canales, depresiones). En detalle, también las formas menores presentan una estrecha relación con los caracteres litológicos (composición y textura) y el diaclasado.

Así pues, el relieve del macizo se articula como una sucesión de morfoestructuras alineadas de norte a sur, con rampas dorsales que siguen el buzamiento de los materiales tendidos hacia el norte, con pendientes menos pronunciadas, y frentes de cabalgamiento que generan escarpes potentes y abruptos, orientados al sur. Esta disposición morfoestructural caracterizada por la sucesión de escamas cabalgantes, presenta una verticalidad máxima en la parte central del macizo, para descender progresivamente hacia el sur, en el frente de

cabalgamiento basal, lo que permite diferenciar varias unidades que de norte a sur repiten dicha secuencia (Ver figura 8):

- *Alineación de sierras medias de la parte norte:* En la parte norte del macizo, y coincidiendo con una importante fractura O-E, se levanta una alineación de sierras de altitud media, dispuestas paralelas a dicha falla, y cuyo conjunto lo forma de O a E, el Murallón de Amuesa (Canto Callugos 1446 m) y la Peña de Main (Cabeza la Mesa 1605 m), ambas caracterizadas por una topografía menos aristada en su parte culminante, al no haber sido cinceladas por los glaciares pleistocenos, pero no por ello carentes de grandes desniveles de más de 1000 m en la vertical, fruto del tajo excavado por el A° del Tejo, que divide ambas contrafuertes, y por los ríos Cares y Duje, en sus respectivos bordes O y E. Esta importante fractura que abarca de O a E la parte norte del macizo y hace de límite sur de dichas sierras, ha provocado además la apertura de un pasillo estrecho y alargado que desde el extremo E, abriendo el Collado de Pandébano (1212 m), pasa por Bulnes (647 m) y la Canal de Amuesa (Collado de Cima 1386 m).

- *Dorsos de escama:* Hacia el sur de este conjunto morfoestructural, la disposición en escamas se hace aún más evidente. Es el caso de los dorsos de escama que arman las laderas norte, a modo de grandes rampas de pendiente continua de la Cuesta del Trave (2237 m), el Pico del Albo (2442 m), Peña Castil (2444 m) o Cabeza de los Tortorios (2146 m). Cada uno de ellos están separados por fracturas perpendiculares a los cabalgamientos, y por tanto de dirección S-N, y a favor de los cuales se han abierto, con ayuda de la excavación glaciar, amplias depresiones que reciben el expresivo nombre de "Jous Lluengos". Es el caso ejemplar del que se extiende, con una topografía abrupta, desde el norte del Jou del Agua (1908 m), hasta la Canal de Amuesa, o del mismo modo, el que se extiende desde la Vega de Urriellu (1953 m) hasta la entrada a la Canal de Balcosín (1100 m). En el caso de Peña Castil-Cabeza de los Tortorios, la topografía refleja directamente el frente de cabalgamiento (figura 9).

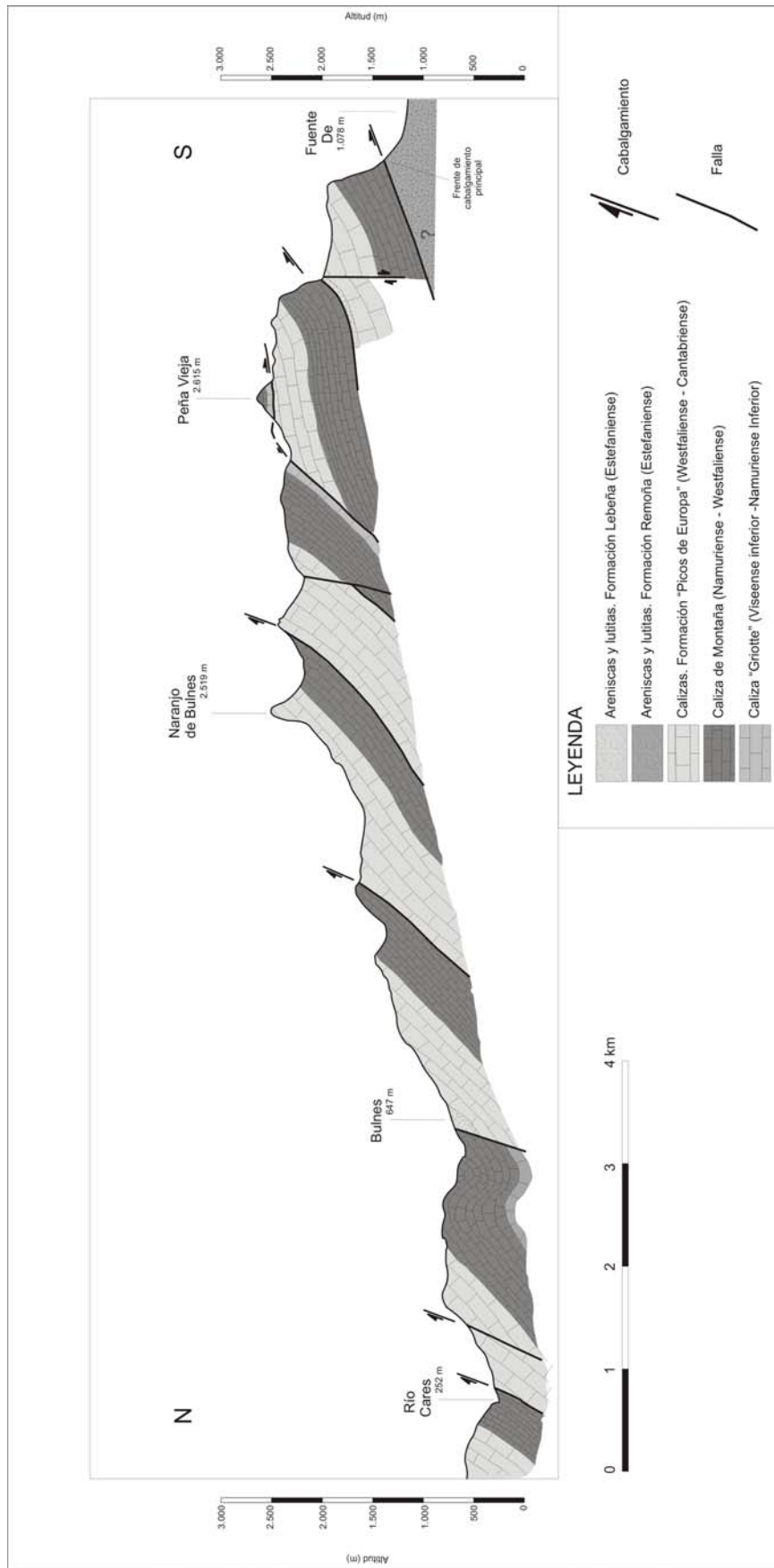


Figura 8. Corte geológico del Macizo Central de los Picos de Europa. Elaboración propia a partir del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 56 (Carreña - Cabrales), y 81 (Potes), ITGE.

- *Unidad central (máxima verticalidad de las escamas cabalgantes)*: Inmediatamente al sur se encuentra la parte culminante del macizo, con una topografía abrupta, caótica en apariencia, pero que responde en último término a esa conjunción de estructura, fracturación y erosión guiada posterior. Se caracteriza por el contraste entre las grandes cumbres y crestas verticales, interrumpidas y abiertas frecuentemente por collados y brechas a favor de la fracturación y el diaclasado de detalle horizontal y vertical, que contrastan con profundas depresiones de forma ovalada, los denominados "Jous", generalmente generados y alineados a favor de las fracturas de rango mayor, como por ejemplo Jou de los Boches-Jou Sin Tierra (S-N) y Hoyo Cimero-Hoyo Grande ((E-O). La abrupta topografía de esta unidad central hacia los márgenes, se resuelve a través de grandes canales, en la parte O, a favor de los cabalgamientos, como es el caso de la Canal de Ría, Canal de Dobresengos, etc. En cambio, en la parte E, las líneas de debilidad tectónica, a modo de grandes fracturas lineales o asociaciones de éstas, han favorecido la erosión de los agentes de modelado externo, especialmente el glaciario pleistoceno, causando la apertura de amplios valles como el Valle de las Moñetas o el Valle del Dujé, que con un primer tramo dirección SO-NE, pasa a S-N, para conformar el límite oriental del macizo.

- *Frente de cabalgamiento basal*: Hacia el sur, se desarrolla el frente de cabalgamiento basal, que pone en contacto el edificio calizo con los materiales pizarrosos y más deleznable de Liébana y Valdeón. Este frente ha provocado la formación de potentes moles calcáreas, bien representadas en los Picos de Frierio, Peña Remoña o el propio umbral de Fuente De. Hacia el este continúa armando el límite meridional del Macizo Oriental, cuyo frente de cabalgamiento limita el valle de Liébana por el norte, mediante un murallón vertical de 2000 m de desnivel que caracteriza la imagen del valle. En el sector de Peña Vieja (2.615 m) y su entorno las morfoestructuras características del sector, vuelven a aparecer claramente definidas. De sur a norte, se desarrolla el frente de cabalgamiento basal, perteneciente a las láminas frontales, donde las calizas de montaña cabalgan sobre las turbiditas del

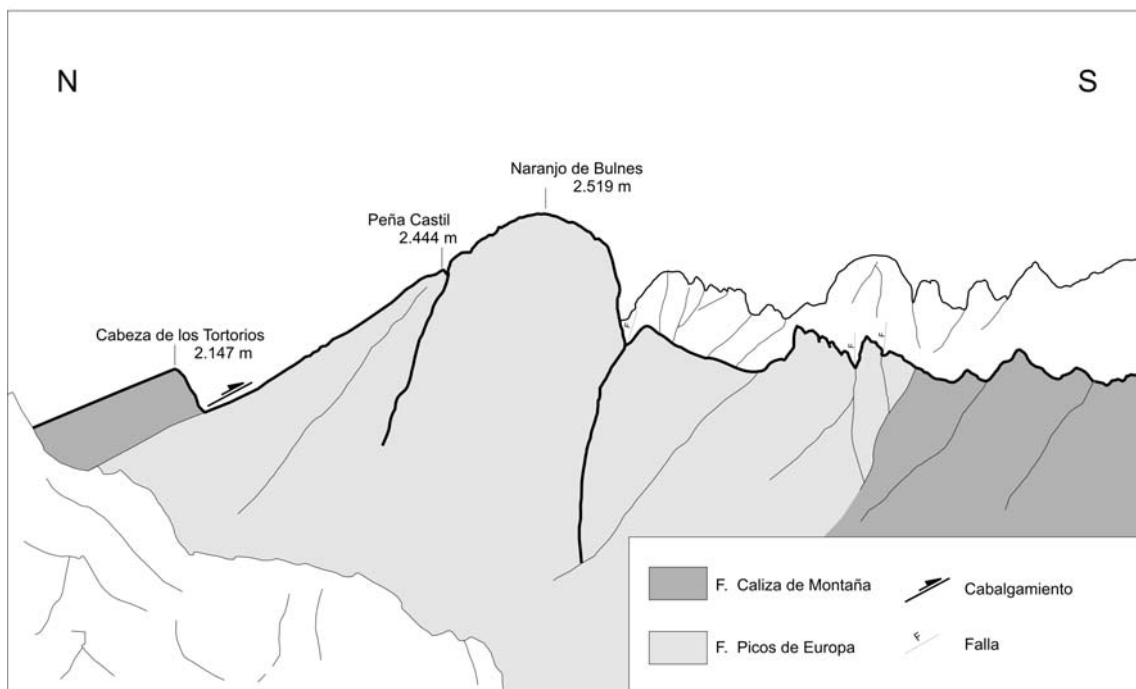


Figura 9. Litología y estructura en el sector central del macizo. En detalle estructuras del sector del Naranjo de Bulnes. Vista desde la cumbre del Neverón de Urriellu.

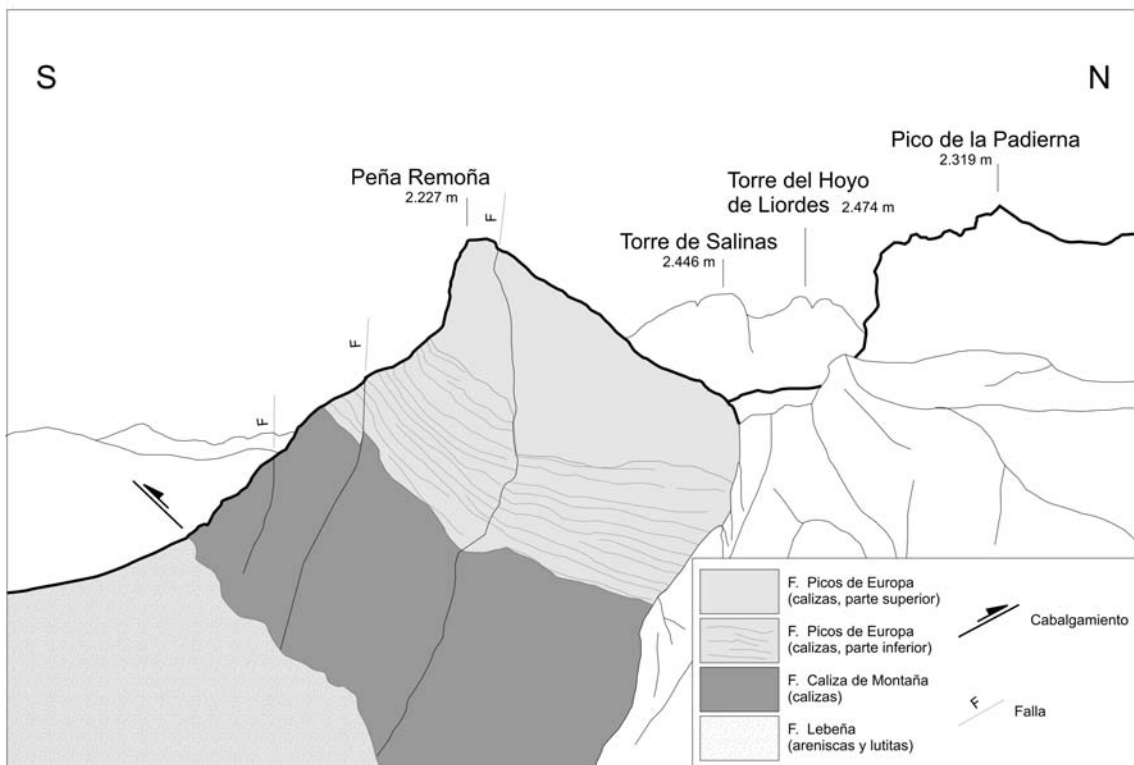


Figura 10. Litología y estructura en el sector meridional del macizo. En detalle estructuras del sector de Peña Remoña. Vista desde el umbral de Fuente Dé.

Grupo Mogrovejo (Ver figura 10). La porción abrupta está constituida por las calizas de montaña, que generan los contrafuertes orientados al sur, en los que se ubica la estación superior del teleférico. La fracturación local y regional compartimenta este frente, abriendo así la Canal de Liordes, elaborada a favor de una falla de dirección E-O, que a occidente separa el sector de Padierna-Torre del Llambrión de Lloroza-Torre del Friero, propiciando la apertura de la Vega de Liordes, poljé de marcado carácter tectónico (Serrano y González Trueba, 2001). Hacia el oeste ha favorecido la apertura de la Canal de Asotín. Hacia el sur se desarrollan las escamas de cabalgamiento imbricadas, en una sucesión de frentes cabalgantes y dorso más o menos retocados por el modelado, con un nuevo cabalgamiento de la Formación Picos de Europa sobre las "Calizas de Montaña", con materiales de la Formación "Lebeña" esparcidos en el Butrón-Cueto Redondo y al pie de Peña Olvidada. Al norte de los Cuetos de Juan Toribio, la Formación "Lebeña" genera una zona de relieve alomado, derivado de la acción glaciaria, con un valle menor, muy marcado entre la Horcadina de Covarrobres, Hoyos de Lloroza y la Canal de San Luis, determinado por una fractura de dirección E-O, que ha guiado la labor de la erosión kárstica y glaciaria. Al sur un bloque elevado se compartimenta entre una porción de la Formación Picos de Europa y un frente de cabalgamiento que genera el sector Peña Olvidada-Peña Vieja. El frente de cabalgamiento constituye una morfoestructura energética, armada por las calizas de montaña, que se levanta más de 400 m sobre los materiales circundantes, generando un escarpe continuo por encima de los 2300 desde Peña Vieja (2615 m), Pico de Santa Ana (2601 m), Horcados Rojos (2506 m) hasta el Pico Tesorero (2570 m). Peña Vieja es un edificio en escamas, donde, sobre la estructura descrita se instala un nuevo frente, a modo de pequeña escama cabalgante o "klippe". Lo mismo sucede en los Cuetos de Juan Toribio, su altitud y carácter exento, destacando sobre el entorno de Áliva y los cordales circundantes, y su forma disimétrica, responden una vez más al entramado morfoestructural, conformando una ladera norte suave y unos frentes este, oeste y sur abruptos y verticales. Todo el conjunto se encuentra compartimentado

mediante fracturas de dirección ONO-ESE, en bloques elevados hacia occidente, que levanta la unidad de Peña Vieja-Santa Ana sobre el Escambellao, y Horcados Rojos-Tesorero sobre ésta. Así pues, el conjunto forma una sucesión de escamas imbricadas con porciones de escamas cabalgantes aisladas (Peña Vieja y Cuetos de Juan Toribio), compartimentadas en bloques que se elevan hacia el oeste, cuyos escarpes se arman por las compactas calizas de la Formación Picos de Europa. En este sector del macizo, las depresiones (jous, canales, etc.), elaboradas en los bloques y modeladas en las formaciones Picos de Europa y Lebeña, suelen presentar un carácter lineal, adaptadas a los frentes de cabalgamiento y las fracturas.

- *Parte sur sobre materiales detríticos:* Por último, la parte sur, labrada sobre los materiales detríticos de Liébana y Valdeón, contrasta bruscamente con el macizo calcáreo, no sólo por el desnivel que los separa, sino también por la topografía que lo caracteriza, con suaves cordales y laderas alomadas labradas a favor de la erosión que las aguas corrientes han ocasionado sobre los materiales más deleznales de esta unidad meridional.