

ESTUDIO GEOLOGICO DEL SECTOR SE DE LOS PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA)

JORGE L. MARQUINEZ

TRABAJOS DE GEOLOGIA Marquinez, J. L. (1978).—Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10,000-000.



El sector SE de la unidad de los Picos de Europa, situada en el borde oriental de la Zona Cantábrica, está constituido por materiales del Devónico superior y Carbonífero. Existen también algunos retazos de sedimentos permo-triásicos discordantes. Los materiales del Devónico superior están muy restringidos, mientras que durante el Carbonífero tiene lugar una sedimentación calcárea, prácticamente continua, hasta finales del Moscoviense. Los primeros movimientos importantes ocurren durante la sedimentación kasimoviense, y se evidencian por el carácter turbidítico de estos depósitos y por la ligera discordancia que aparece en su base. En la estructura general de la zona destacan una serie de escamas que provocan la repetición sucesiva de los materiales carboníferos, originando la gran acumulación calcárea que constituye los Picos de Europa. Estas escamas aparecen afectadas posteriormente por flexiones suaves y una densa red de fracturas.

The southeastern part of the Picos de Europa, east of Cantabrian Zone, is formed by upper devonian and carboniferous rocks. There are also some permo-triassic sediments unconformable over the rest of the paleozoic rocks. Upper devonian sediments are very restricted and during the Carboniferous an almost continuous calcareous succession occurs from Visean to Moscovian times. The first deformation events became apparent during Kasimovian sedimentation and are evidenced by the turbiditic nature of its deposits and the small angle unconformity at its base. The general structure of this zone, consists in a series of thrusts sheets giving rise to the big pile of calcareous rocks which form the Picos de Europa mountains. Afterwards these thrusts sheets are affected by very open folds and several sets of fractures.

Jorge L. Marquinez, Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo, España. Manuscrito recibido el 15 de junio de 1978.

La región estudiada representa el sector SW de la Unidad de los Picos de Europa y está constituida por una serie de calizas, pizarras y conglomerados calcáreos de edad carbonífera que cabalgan los materiales devono-carboníferos del Dominio de Liébana (región del Pisuerga-Carrión). Todo el conjunto se encuentra limitado al E por el Permotriás discordante de la cuenca mesozoico-terciaria de Santander.

Desde el punto de vista histórico es posible diferenciar dos épocas en el conocimiento geológico de la región de los Picos de Europa. Dentro de la primera época, la más antigua, cabe destacar las misiones hechas a esta zona por SCHULZ (1858), BARROIS (1882), TERMIER (1905), BERTRAND y MENGAUD (1912), ADARO y JUNQUERA (1916), CUETO y RUIZ DIAZ (1926), HERNÁNDEZ PACHECO (1935, 1936), etc...

En términos generales la aportación de estos autores es escasa, aunque todos ellos coinciden en señalar la gran abundancia de calizas carboníferas existentes. Los primeros trabajos que pueden considerarse dentro de la época moderna se realizan principalmente en las zonas periféricas de los Picos de Europa. En este sentido pueden citarse las publicaciones de JULIVERT (1967a, 1967b) sobre el borde W de esta Unidad, y MARTÍNEZ ALVAREZ (1965), MARCOS (1967), TOSAL (1968) y MARTÍNEZ GARCÍA y WAGNER (1971) para el borde N. Después de estos trabajos la Unidad de los Picos de Europa queda bien delimitada, si bien los datos referentes a esta región son muy escasos. Finalmente MAAS (1974), establece los fundamentos de la estratigrafía de los Picos de Europa y deduce una estructura en escamas que cabalgan la región del Pisuerga-Carrión.

ESTRATIGRAFIA

En el área estudiada existen materiales de edad devónica y carbonífera, además del Permotriás discordante del entrante de Cabuérniga en la cuenca mesozoico-terciaria de Santander. Prácticamente la totalidad de los afloramientos

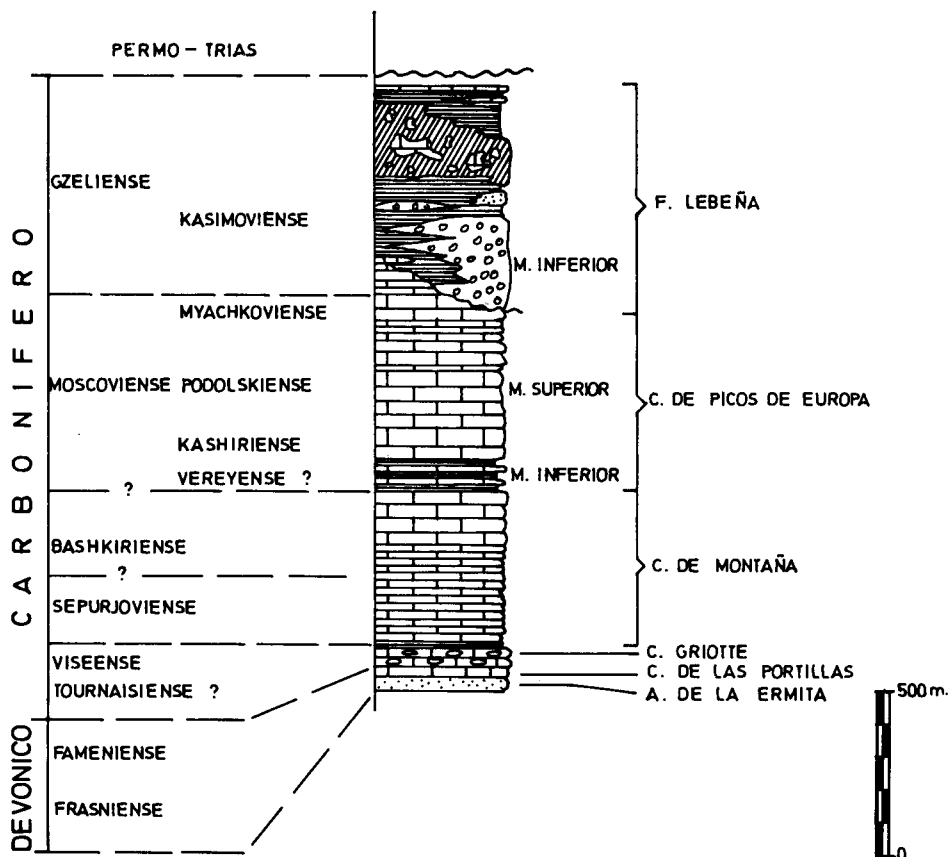


Fig. 1.-Columna general esquemática correspondiente al Sector SE de los Picos de Europa.

corresponden al Carbonífero, en el que predominan las calizas, quedando sumamente reducidos los afloramientos devónicos.

La Fig. 1 nos muestra la sucesión devono-carbonífera completa en este sector. Se distinguen de más antiguo a más moderno una serie de formaciones cuyas características son las siguientes:

Arenisca de la Ermita.—Microconglomerados cuarcíticos y areniscas de grano grueso con alguna fina intercalación pizarrosa. Espesor 30 m. Edad Devónico superior. Fig. 2 (MAAS 1974).

Caliza de las Portillas.—Calizas bioclásticas con abundancia de fragmentos de crinoides, grano grueso y tonos claros, a veces rosados. Espesor 15 m. Edad Famenienense. Fig. 2. MARTÍNEZ GARCÍA (in litt.) apunta la posible relación entre estas calizas y la Formación Baleas (WAGNER et al 1971) y la Caliza de Candamo (PELLO 1972).

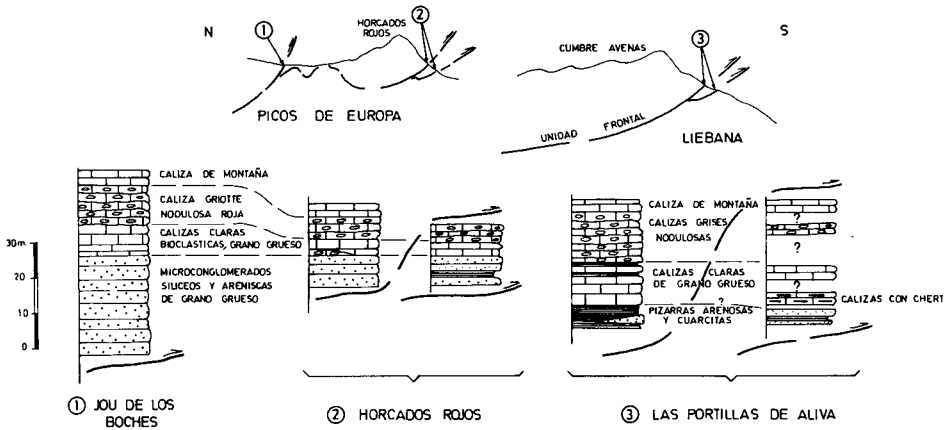


Fig. 2.—Columnas estratigráficas correspondientes a los materiales devónicos que afloran en la parte occidental del área estudiada.

Caliza Griotte.—Calizas nodulosas y arcillosas de aspecto tableado, con tonos rojizos o grises en los afloramientos más meridionales. Espesor aproximado: 30-50 m. Edad Viseense-Namuriense inferior (WAGNER et al 1971).

Caliza de Montaña.—Formación calcárea de unos 500 m de espesor en la que pueden distinguirse dos partes: la inferior de calizas oscuras, fétidas, azoicas, con laminación milimétrica claro-oscuro (Lám. I B), tramos brechoides (Lám. I A) y niveles de chert; y la superior de calizas grises masivas, con mayor abundancia de restos fósiles (crinoideos, foraminíferos, algas...) (Fig. 3). Se han encontrado fusulínidos correspondientes a las zonas *Millerella* y *Profusulinella A* (VAN GINKEL in MARTÍNEZ GARCÍA in litt.) que permiten asignarle una edad Serpujoviense-Bashkiriense.

Caliza de los Picos de Europa.—Formación calcárea de unos 500-600 m de espesor en la que pueden distinguirse dos miembros (Fig. 3): 1) miembro inferior tableado, constituido por calizas bioclásticas con abundantes niveles de chert (Lám. I C) alternando con pizarras. Este miembro puede tener 100 m de espesor y ha podido diferenciarse únicamente en la unidad cabalgante frontal, por desaparecer en el resto de la zona las intercalaciones pizarrosas. 2) miembro superior masivo de gran espesor, constituido por calizas claras con abundantes niveles bioclásticos (encriníticos en muchas ocasiones) (Lám. I D), cherts y tramos brechoides. Existen crinoideos, braquiópodos, algas, briozoos, foraminíferos... Hacia el techo aparecen tramos rojizos y nodulosos, con facies similares a la «Griotte» que pueden tener gran desarrollo; así mismo existen niveles de calizas oscuras con intercalaciones margosas y abundancia de fauna. MAAS (1974) considera diacrónicos a los niveles basales de dicha formación, variando su edad desde el Vereyense superior-Kashiriense inferior al Podolskiense inferior, lo que implica la existencia de una laguna estratigráfica de amplitud variable entre la Formación Picos de Europa y la Caliza de Montaña. Las dataciones efectuadas durante la realización del presente trabajo no permiten establecer conclusiones inequívocas en cuanto a la edad

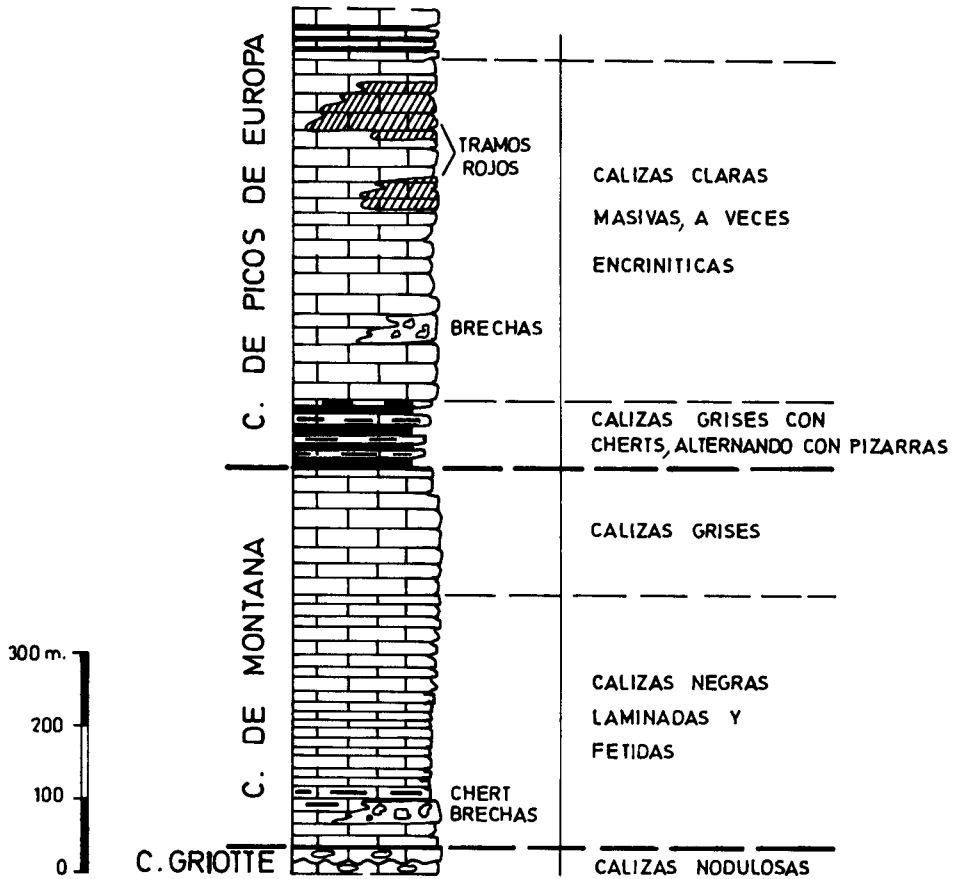


Fig. 3.-Columna estratigráfica esquemática de la sucesión calcárea carbonífera correspondiente al sector SE de los Picos de Europa.

de estos niveles inferiores, aunque parece probable la existencia de una laguna estratigráfica de cierta importancia. Con respecto al techo, puede sin embargo proponerse una edad Myachkocoviense superior-Kasimoviense en base al hallazgo de fusilínidos pertenecientes a la subzona B_3 de *Fusulinella* y a la zona de *Protriticites*. (VAN GINKEL in MARTÍNEZ GARCÍA in litt.).

Formación Lebeña.—Sucesión de pizarras negras en las que aparecen intercalados conglomerados calcáreos (más abundantes hacia la base) (Lám. I E), calizas y algunas areniscas, encontrándose notables cambios de facies que se muestran en la Fig. 4. Existen además importantes depósitos tipo «olistostromo» (Lám. I G) en los que aparecen bloques de calizas y conglomerados incluidos en una matriz de naturaleza diversa. El material procede en parte de la removilización de la propia Formación Lebeña, y en parte de las calizas subyacentes, que se incorporan en ocasiones a estos depósitos en forma de grandes olistolitos cuya dimensión mayor puede sobrepasar los 100 m. Los conglomerados calcáreos tienen poca matriz y en general los clastos, bien redondeados, no superan los 10 cms de diámetro aunque su tamaño medio es mucho menor. Dentro de las pizarras existen a menudo concreciones silíceas microcristalinas de forma lenticular. En algunos tramos alternan pizarras negras y capas de calizas detríticas con ordenamiento interno según el modelo clásico de turbidita de BOUMA (1962) (Lám. I F), existiendo en estos niveles marcas de corriente en los muros de las capas (groove y flute casts principalmente). Estos materiales, que se apoyan discordantemente sobre la caliza de los Picos de Europa y que pueden llegar a tener unos 700 m de espesor, incluyen las formaciones de «Aliva» y «Lebeña» de MAAS (1974) considerando, en base a la continuidad cartográfica y al contenido paleontológico, que constituyen una única formación, para la que puede mante-

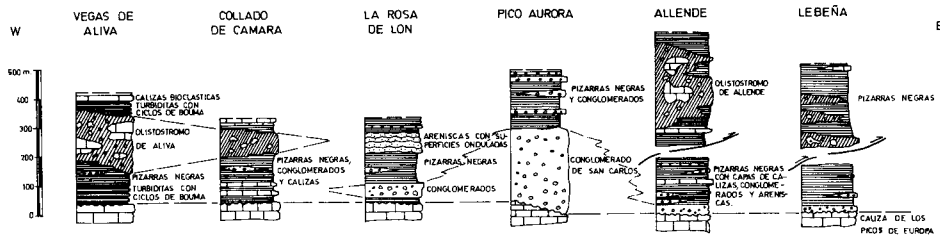


Fig. 4.-Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lebeña, realizadas a lo largo de la unidad Frontal, en las que se muestran los importantes cambios de facies existentes.

nerse el nombre de «Lebeña». Dada la naturaleza de estos materiales (conglomerados y calizas detríticas con faunas removilizadas), se han obtenido formas correspondientes a diversas zonas de fusulinidos. La presencia de asociaciones que caracterizan las zonas *Fusulinella* (B_2 y B_3) y *Protriticites*, permiten asumir una edad mínima Kasimoviense para esta formación (VAN GINKEL in MARTINEZ GARCÍA in litt.).

TECTONICA

En la estructura de esta región destaca el efecto de las escamas, que provocan la repetición sucesiva de las calizas carboníferas originando la gran acumulación calcárea que constituye los Picos de Europa. Estas escamas aparecen afectadas posteriormente por flexiones suaves y una densa red de fallas y diaclasas. Se estudiarán a continuación las distintas estructuras, discutiéndose su edad y relaciones mutuas.

LOS CABALGAMIENTOS

Los cabalgamientos son las estructuras mejor representadas en este área. La escamación es compleja y en muchos casos difícil de interpretar dada la monotonía de las sucesiones calcáreas afectadas y la ausencia de niveles guía de validez general. Para el estudio de los cabalgamientos se ha realizado una división en unidades tal como se muestra en la Fig. 5.

De un modo general se observa que las superficies de cabalgamiento son subparalelas a la estratificación en el alóctono, situándose preferentemente en niveles próximos a la Caliza Griotte. En ocasiones se producen también escamaciones a nivel del miembro inferior tableado de la Caliza de los Picos de Europa. Estas superficies de cabalgamiento guardan también un cierto paralelismo con respecto al autóctono; así la unidad compleja de Lechugales cabalga en general a la Caliza de los Picos de Europa (Lám. II D), mientras que la unidad del Tesorero-Agero lo hace sobre la Formación Lebeña (Lám. II B y C). La unidad Frontal corta los materiales y estructuras del dominio del Liébana (Lám. II A).

Existen sin embargo notables excepciones a estos hechos generales, de modo que en algunas escamas la superficie de cabalgamiento asciende en las series del alóctono pasando a niveles superiores. Este ascenso se produce en distintas direcciones lo que impide generalizarlo a todo el área. Con respecto al

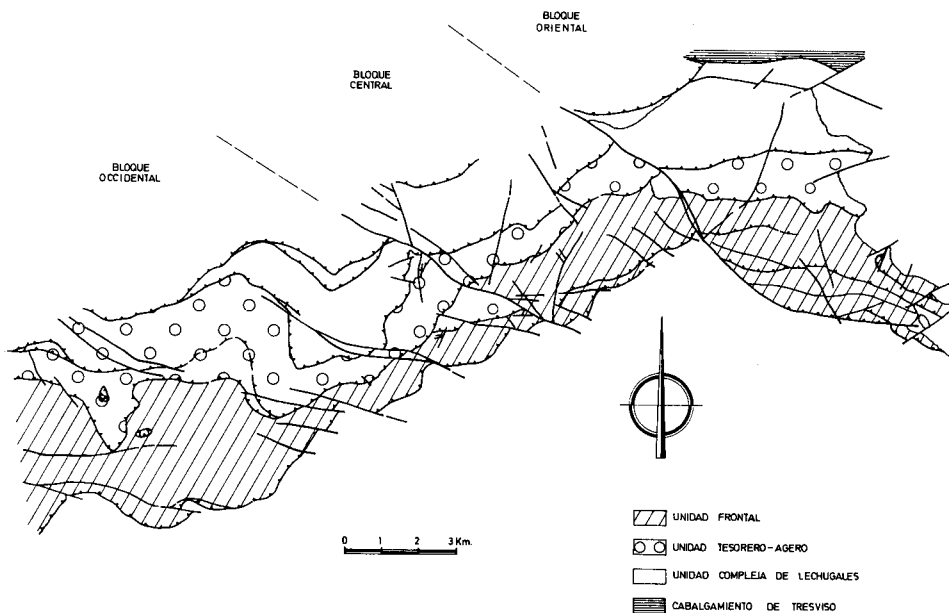


Fig. 5.-Esquema tectónico.

autóctono pueden verse también cambios de nivel en la posición de las superficies de cabalgamiento. Todas estas variaciones se dan, algunas veces, tanto en el autóctono como en el alóctono, a lo largo de una misma escama (Figs. 6 y 7). Dados los distintos niveles cortados por las superficies de cabalgamiento, debe interpretarse a algunos de estos como fallas inversas muy tendidas que afectan a unos materiales ondulados previa o simultáneamente al emplazamiento de las escamas. El aparente «descenso» de las superficies de cabalgamientos cortando niveles sucesivamente más bajos del autóctono, puede ser interpretado por este mecanismo (Fig. 8).

En las proximidades de las superficies de cabalgamiento aparecen una serie de estructuras asociadas entre las que pueden citarse pliegues de pequeña y mediana escala, fallas y escamas secundarias. Se originan así mismo fenómenos de cataclasis y «disolución por presión» que dan lugar en ocasiones a niveles miloníticos (s. l.), «gouges», foliaciones (Lám. III A) o brechas.

Los pliegues asociados a los cabalgamientos.-Como se ha indicado existen pliegues de pequeña y mediana escala en las proximidades de las superficies de cabalgamiento, bien en el autóctono o en el alóctono (Lám. III B y C), interpretándose que su origen está relacionado con el movimiento de las escamas. La geometría de estas estructuras varía en función de los materiales afectados, encontrándose pliegues de tipo «chevron», de clase IB e incluso IC de RAMSAY. En algunas localidades pueden verse pliegues con ejes curvados, observándose también en ocasiones una notable dispersión de direcciones axiales entre pliegues adyacentes (Fig. 9 a). En la Fig. 9 b (ladera W

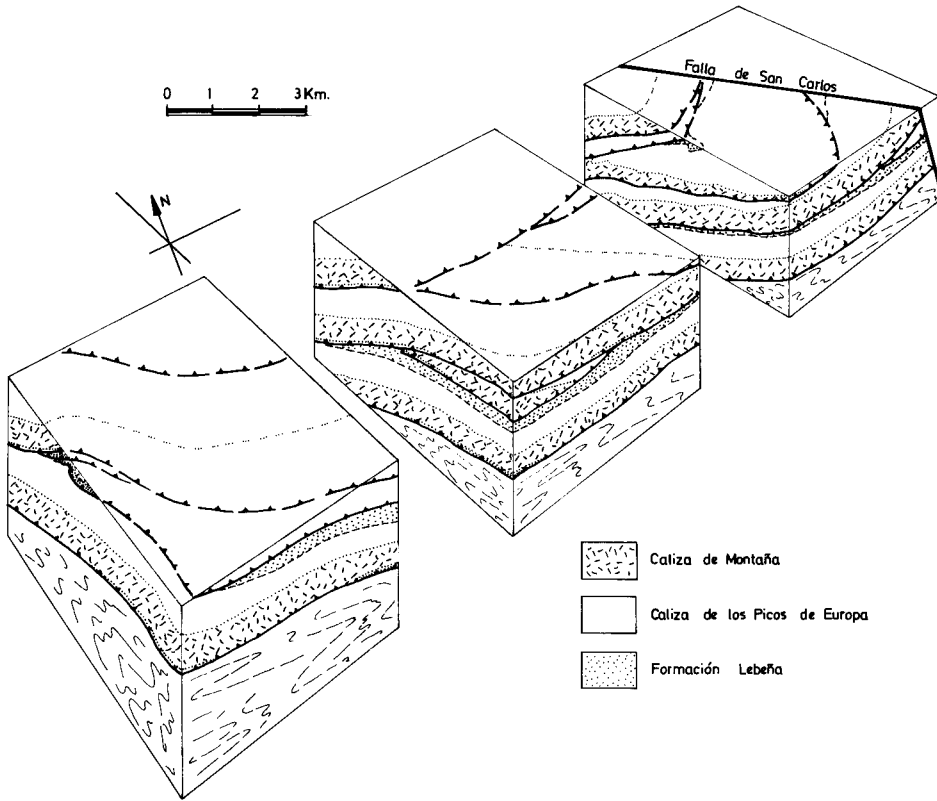


Fig. 6.-Bloque diagrama del área situada al W de la falla de S. Carlos, mostrando la posición de las superficies de cabalgamiento con respecto a la sucesión estratigráfica.

de Peña Vieja) se observa claramente la relación entre los cabalgamientos y estos pliegues. Los pliegues menores, con flancos de escala decimétrica, representan en este caso pliegues «parásitos» de otro mayor con flancos a escala decamétrica y un carácter asimétrico.

La orientación estadística de los ejes del conjunto de pliegues asociados a los cabalgamientos, medidos en la parte occidental de la zona, se muestra en la Fig. 9 c. Puede observarse una cierta dispersión de los valores, hecho frecuente en pliegues asociados a zonas de fractura. Aunque existen notables limitaciones estos datos permiten hacer una estimación sobre la dirección de avance de los cabalgamientos, ya que los ejes de los pliegues tenderán a situarse aproximadamente perpendiculares a la dirección de transporte tectónico. Entre las limitaciones de esta hipótesis es necesario destacar la heterogeneidad de la deformación en zonas de cizalla o fractura y también la posibilidad de arrastre diferencial de pliegues ya formados, pudiendo variar la posición inicial de los mismos.

Relación entre los cabalgamientos y la sedimentación.-Los olistostromos de la Formación Lebeña, de edad mínima Kasimoviense, sugieren una relación directa entre el emplazamiento de los man-

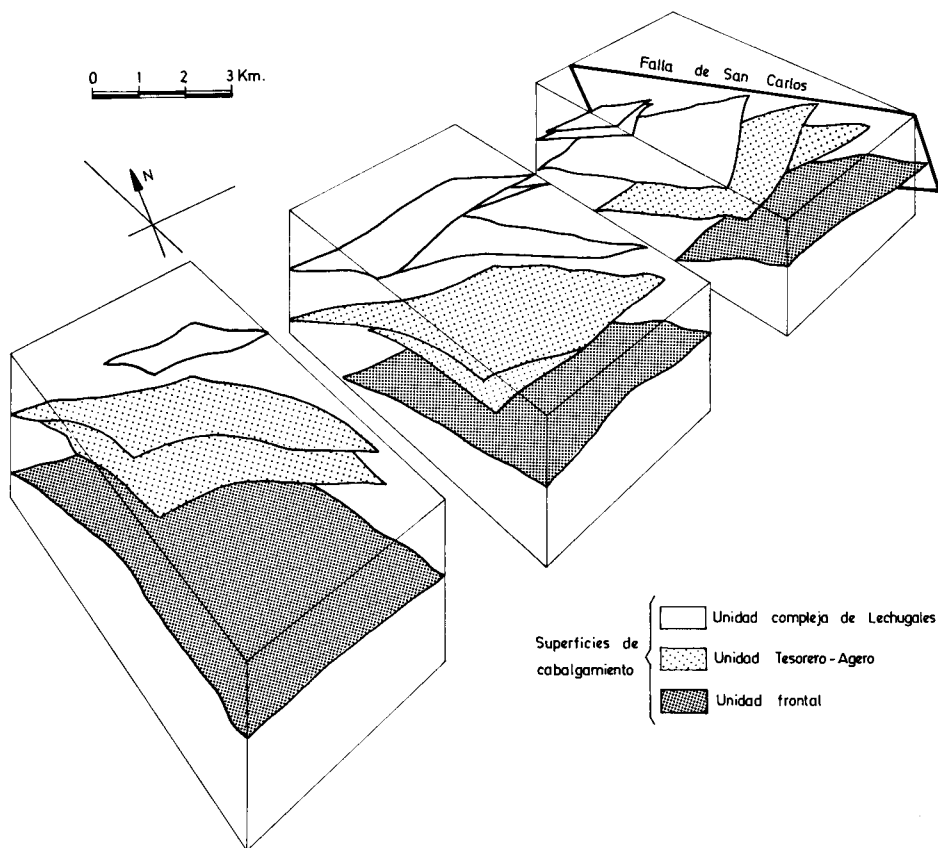


Fig. 7.-Bloque diagrama del área situada al W de la falla de S. Carlos, mostrando la geometría de las superficies de cabalgamiento en este sector.

tos y la sedimentación en este período. Estos depósitos contienen grandes olistolitos que corresponden en general a la Caliza de los Picos de Europa, además de materiales removilizados diversos que proceden de la propia Formación Lebeña. El emplazamiento de los cabalgamientos durante el depósito de dicha formación podría provocar inestabilidades en la cuenca sedimentaria, favoreciendo el desarrollo de olistostromos. Los tramos superiores de la sucesión alóctona (formaciones Picos de Europa y Lebeña) serían los primeros en irrumpir en la cuenca sedimentaria, pudiendo aportar de este modo grandes fragmentos de Calizas de los Picos de Europa que constituirían los olistolitos presentes en estos depósitos.

LOS PLIEGUES

El área estudiada es litológicamente muy monótona prevaleciendo los afloramientos de calizas masivas en la mayor parte de los casos, sin estratificación u otras discontinuidades penetrativas importantes que puedan controlar el plegamiento. El acortamiento general que ha sufrido la zona se debe principal-

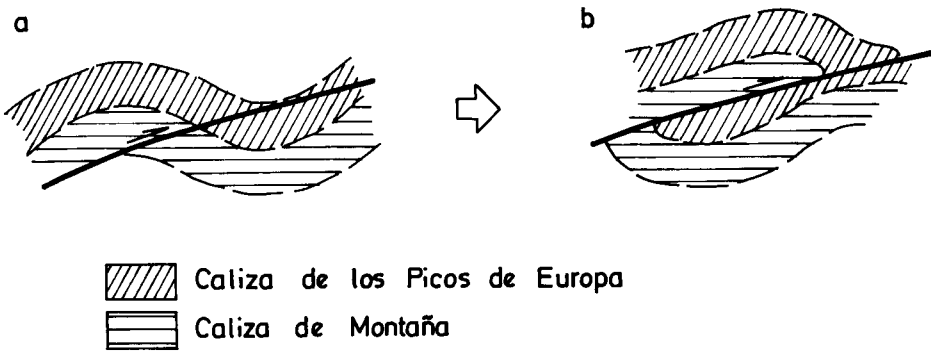


Fig. 8.-Relación entre los planos de fractura y la estratificación en algunas escamas.

mente a la intensa escamación existente, que ha dado lugar a un edificio con gran espesor de materiales competentes, el cual impide el desarrollo notable de pliegues en etapas de deformación posteriores.

El trazado cartográfico no evidencia pliegues importantes en todo el área. Sin embargo existen flexiones irregulares, sin una periodicidad notable, que afectan a las escamas provocando variaciones en su inclinación. Estas flexiones poco marcadas tienen en muchos casos vergencia N, como puede apreciarse en los cortes de la Fig. 10, resultando muy difícil situar con precisión sus trazas axiales debido a su irregularidad morfológica y poca continuidad lateral. En términos generales las trazas axiales de estas flexiones pueden considerarse subparalelas al actual trazado de los cabalgamientos. Entre estas grandes flexiones cabe destacar las existentes en la zona central del Macizo de Andara (Fig. 10 V-V') o de Peña

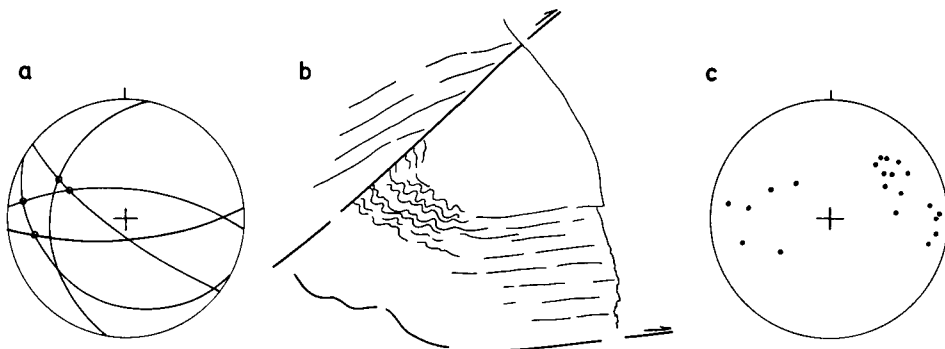


Fig. 9.-a) Proyección de algunos flancos de pliegues asociados a la unidad cabalgante del Tesorero-Agero. Obsérvese la poca cilindricidad que presentan.

Fig. 9 b) Escamas en el frente de la unidad Tesorero-Agero mostrando la posición de los pliegues asociados a los cabalgamientos.

Fig. 9 c) Ejes de pliegues asociados a los cabalgamientos medidos en distintas localidades dentro del bloque occidental. Ver Fig. 5.

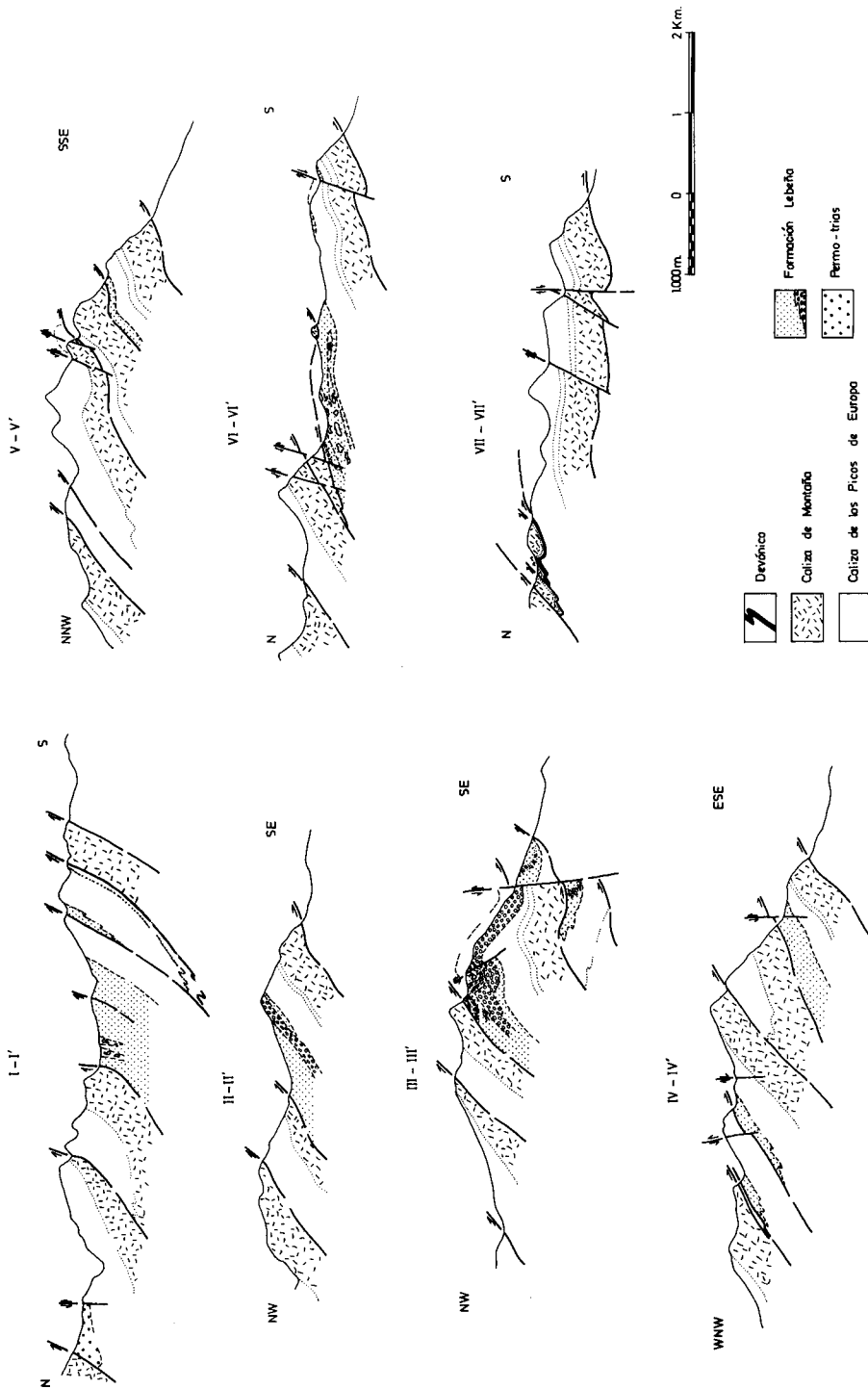


Fig. 10.-Cortes geológicos.

Vieja y Aliva (Fig. 10 VI-VI'). Por otra parte la marcada variación en la inclinación de las superficies de cabalgamiento entre La Hermita (parte oriental) y Aliva (parte occidental de la zona), puede estar relacionada con estructuras aún de mayores dimensiones afectando a todo el área.

Además de las flexiones mencionadas existen pliegues en los materiales kasimovienses de la Formación Lebeña, cuyo desarrollo se ve favorecido por la presencia de niveles competentes de conglomerados, calizas, areniscas... incluidos en materiales más dúctiles (pizarras). Estos pliegues son de distintas escalas, desde grandes estructuras cartografiables como las existentes al E de la falla de San Carlos (Fig. 10 III-III') (Lám. III D) hasta pliegues de pequeña escala. La morfología y orientación de estas estructuras es muy variable, debido en parte a los importantes cambios de facies existentes en el material plegado (Fig. 4), observándose en ocasiones que repliegan a estructuras gravitacionales previas, posiblemente sinsedimentarias. Con respecto a la génesis de estos pliegues es probable que aún debiendo intervenir distintos mecanismos, el emplazamiento de los mantos haya jugado un papel importante en su formación y posterior modificación.

LAS FALLAS

Junto con los cabalgamientos las fallas constituyen un elemento importante en la estructura de la zona estudiada, existiendo distintos tipos de fracturas en cuanto a su orientación e importancia relativa. En el diagrama de la Fig. 11 a, se muestra la orientación de todas las fallas mayores que aparecen en la zona cartografiada; en este diagrama puede observarse la existencia de una dirección predominante de fracturación situada en la dirección WNW-ESE. Existen otros grupos de fallas de menor importancia cuya orientación varía principalmente entre los $N 20^{\circ} E$ y los $N 30^{\circ} E$. Así mismo, en el límite oriental, afectando el Permotriás del borde del entrante de Cabuérniga, existe un grupo de fallas de orientación $N 50^{\circ} E$ - $N 70^{\circ} E$ que no se observa en el resto de la zona.

Las fracturas del grupo principal experimentan una variación en su orientación pasando el máximo de fracturación desde $N 105^{\circ} E$ aproximadamente en el

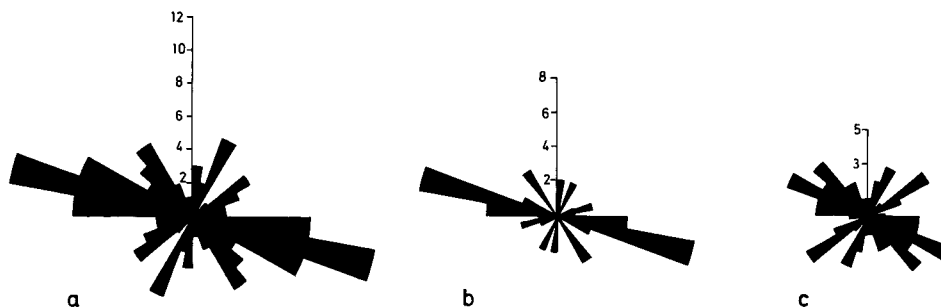


Fig. 11.-a) Orientación de las fallas existentes en el área estudiada (63 medidas).
 b) Fallas correspondientes al bloque occidental. Ver Fig. 5.
 c) Fallas correspondientes a los bloques central y oriental. Ver Fig. 5.

borde W, hasta N 120° E o incluso más en el borde E. Esto puede apreciarse en los gráficos de la Fig. 11 b, c. Los planos de falla son subverticales o fuertemente inclinados, y en torno a ellos se produce una intensa cataclisis que provoca una microfracturación e incluso brechificación de las rocas que en ocasiones se extiende varios metros a ambos lados del plano de falla.

De la interpretación de la cartografía realizada se deduce que el desplazamiento de estas fracturas del grupo principal tiene componentes vertical y horizontal. En general puede establecerse que la componente horizontal es dextrógira y que la vertical tiende a ascender en ocasiones el labio W de las fallas. No obstante las grandes fallas incluidas en este grupo necesitarían un tratamiento especial, ya que plantean problemas de difícil interpretación. Así la falla de San Carlos que separa los bloques oriental y central (Fig. 5), constituye un límite entre dos grupos de escamas distintos, dificultando su correlación. Intentar reconstruir el juego de esta falla parece muy difícil, debiéndose probablemente admitir la existencia de componentes rotacionales y de varios reajuegos.

Otra fractura importante perteneciente a este sistema es la falla de Cabañes que separa los bloques central y oriental. Cartográficamente pueden verse algunas peculiaridades de esta fractura como son: a) La existencia de retazos Permotriásicos adosados a ambos lados de la fractura; b) El cambio de dirección del trazado de los cabalgamientos a ambos lados de la falla; c) La unión del plano de falla con la superficie de la escama más meridional, y d) La diversificación de la unidad cabalgante frontal en el bloque oriental de la fractura. En este caso debe admitirse una relación genética estrecha entre la falla y la escamación en el labio oriental, pudiendo haberse diversificado estas escamas a la vez que avanzaban aprovechando el desplazamiento de la falla, que actuaría como una «tear fault».

Los componentes de desplazamiento y la orientación de estas fracturas del grupo principal parecen comparables a los de la falla de Ventaniella. Por otra parte, la aparente conexión de algunas de ellas (falla de Cabañes) con las escamas y la alta densidad de fracturación en el área, inducen a pensar en una relación con etapas tardías de la orogénesis Hercínica.

Los retazos permo-triásicos adosados a la falla de Cabañes y los conglomerados probablemente pérmicos (BURKHARDT 1976) encajados en zonas de fracturación (Lám. III E y F), señalan el límite inferior de edad para los últimos juegos de las fracturas del grupo principal.

DESARROLLO DE LA DEFORMACION Y EDAD DE LAS ESTRUCTURAS

La sucesión carbonífera existente en el área estudiada no presenta discontinuidades muy notables hasta finales del Moscoviense o incluso hasta el Kasimoviense, según las unidades cabalgantes que se consideren. En este momento se implanta en la zona una sedimentación de tipo turbidítico, con conglomerados calcáreos y olistostromos, representada por la Formación Lebeña que se apoya

discordantemente sobre las Calizas de los Picos de Europa. Esta discordancia junto con las características especiales que presenta la Formación Lebeña, constituyen las primeras evidencias de actividad tectónica, probablemente predecesora del clímax de la deformación en la zona. El efecto de esta actividad inicial podría traducirse en ligeras flexiones y quizás en una incipiente fracturación, previa a los movimientos más importantes de las escamas.

Posteriormente y tal vez aún durante el depósito de la Formación Lebeña, se inicia el emplazamiento de las escamas, como puede deducirse de las conclusiones obtenidas en torno a los cabalgamientos, prosiguiendo esta actividad durante el Kasimoviense. Al mismo tiempo se desarrollan pliegues de pequeña y mediana escala y algunas fracturas subverticales asociadas al emplazamiento de las escamas.

Como se observa en los cortes de la Fig. 10, los cabalgamientos están afectados por pliegues muy laxos con vergencia N en muchas ocasiones, que se originarían por tanto con posterioridad a ellos.

Las últimas etapas de actividad hercínica se reflejan en un sistema de fallas y diaclasas bastante denso que afectan al resto de las estructuras.

Las etapas posteriores de deformación (post-triásicas) producen el rejuego de algunas escamas y fallas anteriores. Este hecho se evidencia en la parte oriental de la zona, en la que pueden verse terrenos Permotriásicos cabalgados por la Unidad de Tresviso y escamas de la Unidad de Lechugales, además de aparecer encajados en algunas fracturas claramente tardihercínicas (falla de Cabañes). Durante estas etapas postríásicas debe existir también una fracturación más o menos desarrollada, que se observa en el borde del «Entrante de Cabuérniga» representado en la cartografía.

Debe destacarse el hecho de que en este área los momentos álgidos de la deformación hercínica ocurren en etapas más tardías que en el resto de la Zona Cantábrica, encontrándose los materiales Kasimovienses involucrados en los cabalgamientos. Por el contrario en otras unidades de la Zona Cantábrica, los materiales de edad estefaniense son posteriores incluso a las etapas de plegamiento que afectan a los mantos. Los cabalgamientos cartografiados en este sector pueden, por tanto, representar estructuras genéticamente desligadas del resto de los mantos de la Zona Cantábrica y originadas en etapas más tardías. Esto concuerda con el hecho de que las estructuras del Manto del Ponga y Región del Pisuerga-Carrión, aparezcan cabalgadas por la unidad Frontal de los Picos de Europa en las zonas de Sajambre y Liébana respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

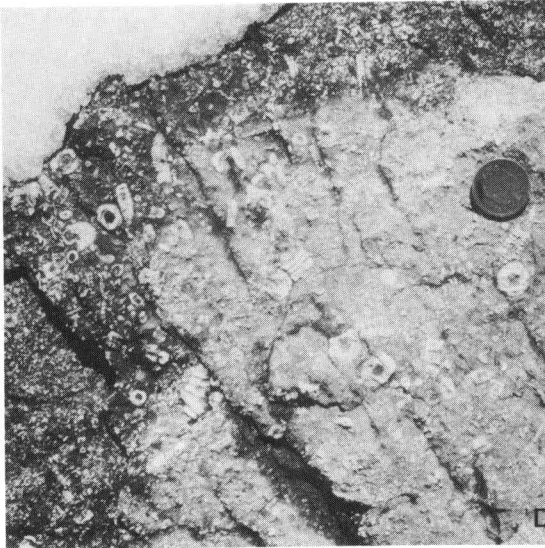
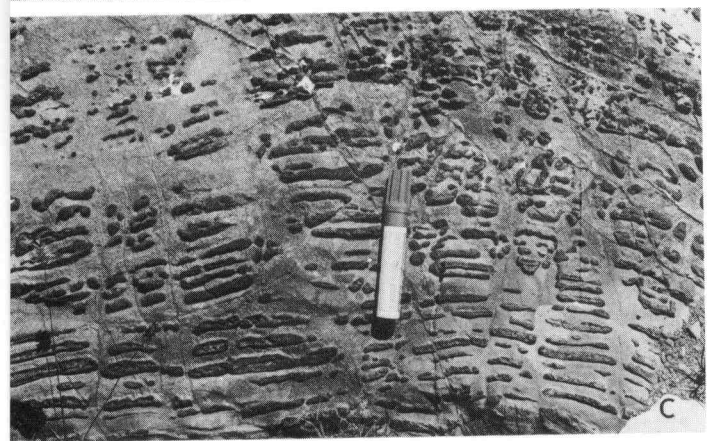
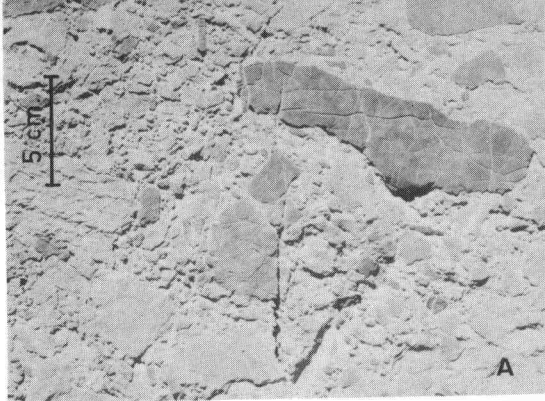
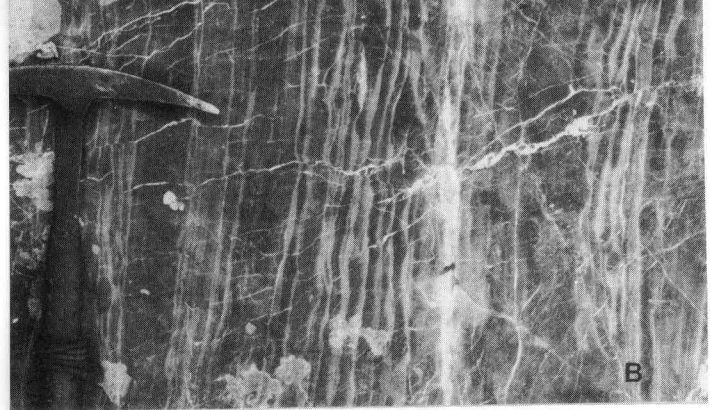
- ADARO, L. DE y JUNQUERA, G. (1916).—Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp., Criaderos de hierro de España*, 2, 610, Madrid.
- BARROIS, CH. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord*, 2 (1) 630, Lille.
- BERTRAND, L. y MENGAUD, L. (1912).—Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, (4.^a serie), 12 (17), 173-174, París.

- BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, Amsterdam.
- BURKHARDT, R. (1976).—Geologie und lithologie der Permotriassischen schichtabfolgen und deren Paläozoischer Rahmengesteine im bereich Östlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge, Nord Spanien. *Dokt. Diss. Tech. Univ. München*.
- CUETO y RUIZ DÍAZ, E. (1926).—Orografía y geología del país Cántabro-astórico. *Bol. Inst. Geol. Min. España*. XLVII, 7-111.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1935).—Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cántabro-Astórica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXV (9), 487-497.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y F. (1936).—Discusión de la nota de los señores Hernández Pacheco. Corte geológico del extremo Oriental de Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 58-59.
- JULIVERT, M. (1967 a).—La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 1-26, Oviedo.
- JULIVERT, M. (1967 b).—La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 57-76, Oviedo.
- MAAS, K. (1974).—The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains Spain. Deposition and deformation in a Flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- MARCOS, A. (1967).—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 1, 39-46.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1965).—Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. *Inst. Est. Astur.*, Oviedo.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (in litt.).—Mapa Geológico de España. E. 1 : 50.000, Hoja n.º 56 (Carreña Cabrales). *Inst. Geol. Min. España*.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y WAGNER, R. H. (1971).—Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). The Carboniferous of NW Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 285-305.
- PELLO, J. (1972).—Estudio geológico de la Región central de Asturias. *Tesis Doc. Univ. Oviedo*.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- SCHULZ, G. (1958).—*Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Madrid, 138 pp.
- TERMIER, P. (1905).—Sur la structure géologique de la Cordillère Cantabrique dans la province de Santander. C. D. *Acad. Sc. Paris*, 141, 920-922, Paris.
- TOSAL, J. M. (1968).—Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Brev. Geol. Astur.*, XII, 9-14.
- WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. y RIDING, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 4, 603-633.

LAMINAS

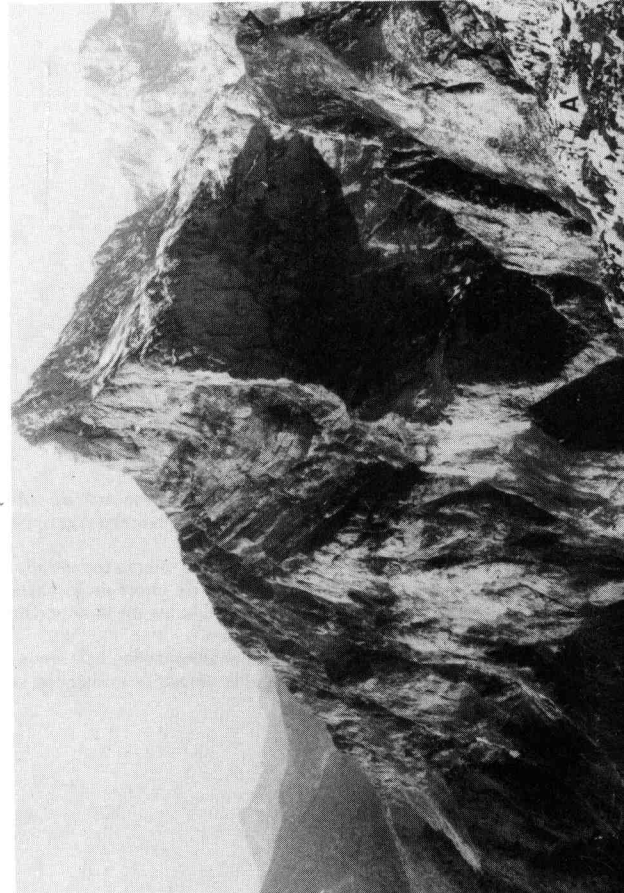
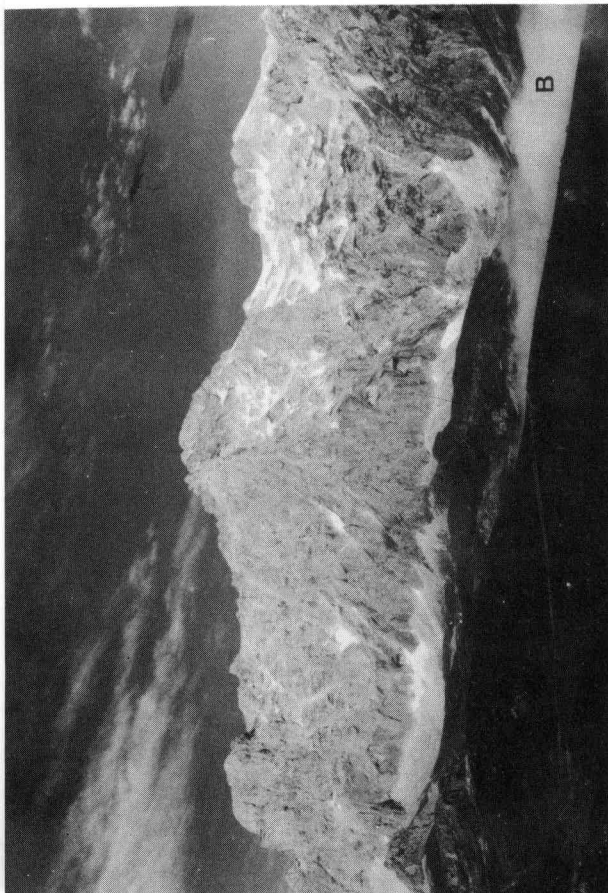
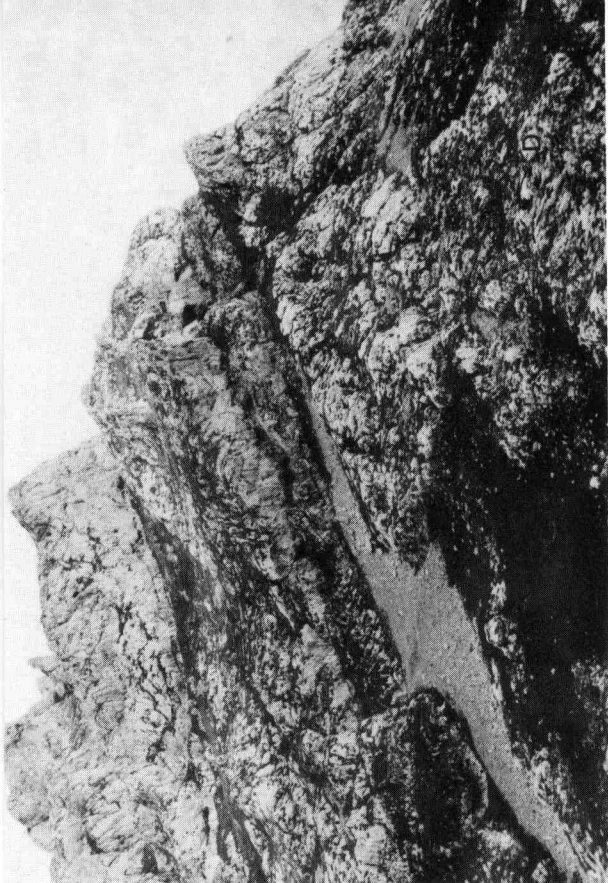
LAMINA I

- A) Brechas interestratificadas en los niveles basales de la Caliza de Montaña.
- B) Laminación característica de la parte inferior de la Caliza de Montaña.
- C) Niveles con chert en el miembro inferior tableado de la Caliza de los Picos de Europa.
- D) Facies encríníticas correspondientes al miembro superior masivo de la Caliza de los Picos de Europa.
- E) Conglomerados basales de la formación Lebeña intensamente deformados por «disolución por presión».
- F) Alternancia de pizarras y calizas detríticas con ordenamiento interno según el modelo de turbidita de Bouma. (Formación Lebeña).
- G) Olistostromos en el collado de Cámara pertenecientes a la Formación Lebeña.



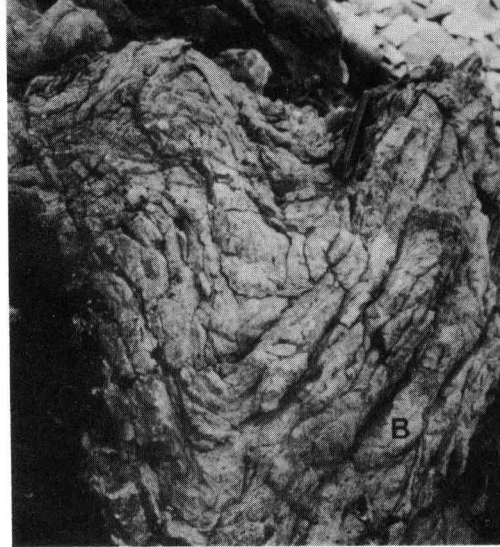
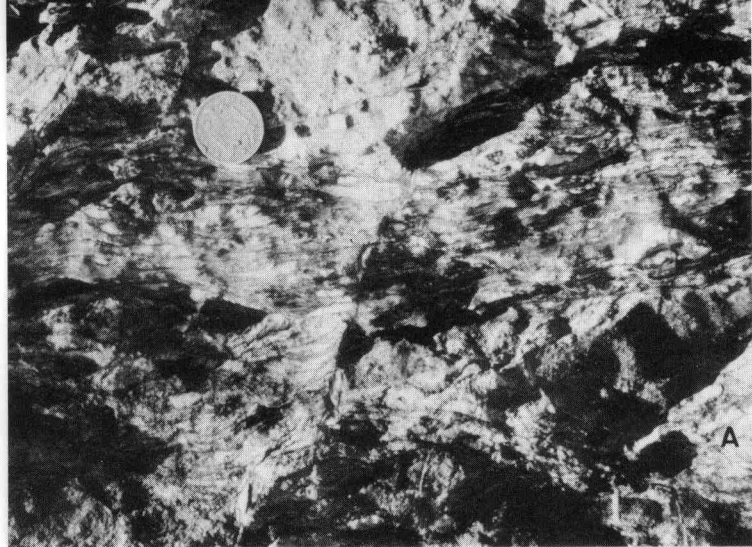
LAMINA II

- A) Sucesión calcárea carbonífera de Peña Remoña, en la unidad Frontal de los Picos de Europa cuyo autóctono relativo (parte inferior izquierda de la fotografía) lo constituye el dominio de Liébana. Desde la base hacia el techo puede apreciarse: la Caliza de Montaña, el miembro inferior tableado de la Caliza de los Picos de Europa y el miembro superior masivo.
- B) La Peña Vieja, constituida por calizas de la unidad del Tesorero-Agero que cabalgan a olistostromos de la Formación Lebeña. En primer término se observa el perfil de la morrena central del valle de Duje.
- C) Calizas de la unidad del Tesorero-Agero (a la izquierda de la fotografía) cabalgando las pizarras y conglomerados calcáreos de la Formación Lebeña. Canal de S. Carlos.
- D) Superficie de cabalgamientos de la unidad compleja de Lechugales a la altura de las vegas de Sotres.

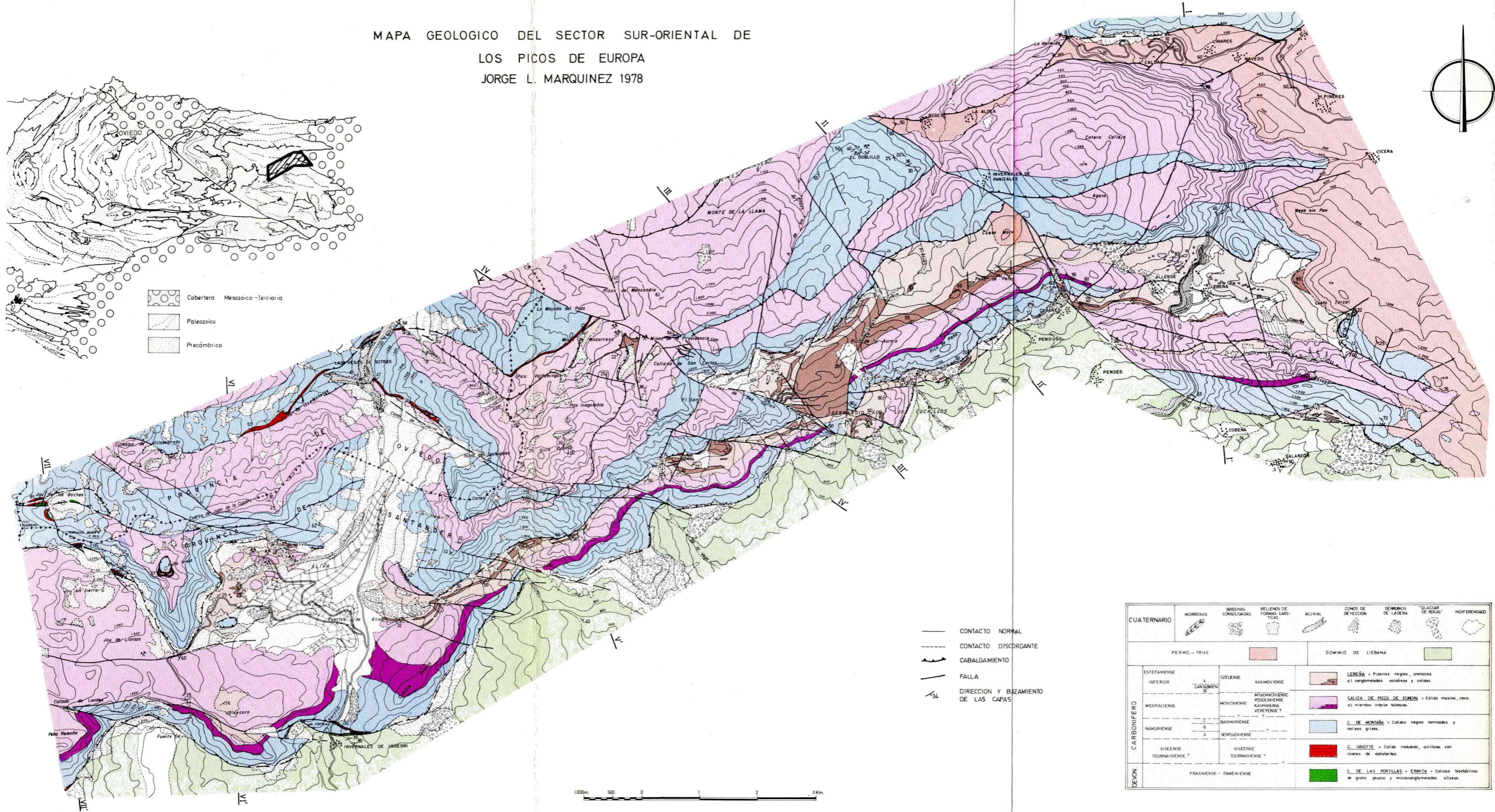
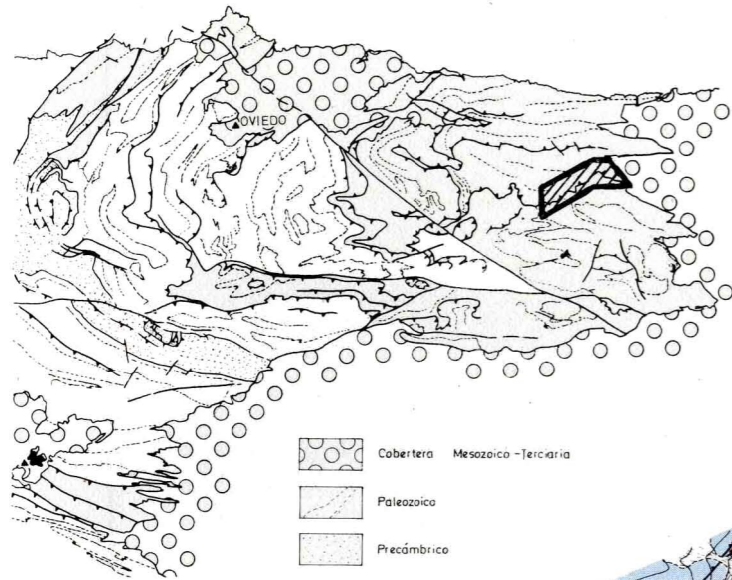


LAMINA III

- A) Foliación originada por procesos de «disolución por presión» y cataclasis, en las calizas del autóctono de la unidad Tesorero-Agero cercanas a la superficie de cabalgamiento. Vertiente S del Pico Tesorero.
- B) Foliación plegada en la misma localidad.
- C) Pliegues en la capas de chert de la parte inferior de la Caliza de Montaña. Estas estructuras se sitúan en las proximidades de la superficie de cabalgamiento de la unidad compleja de Lechugales. Vegas de Sotres.
- D) Pliegues en los conglomerados calcáreos de la Formación Lebeña. Canal de S. Carlos.
- E), F) Conglomerados pérmicos encajados en fracturas. Minas de Andara.



MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR SUR-ORIENTAL DE
 LOS PICOS DE EUROPA
 JORGE L. MARQUINEZ 1978



CUATERNARIO		MORRENAS	BRECHAS CONSOLIDADAS	RELLENOS DE FORMAS CARSTICAS	ALUVIAL	CONOS DE DEYECCION	DEBRIDOS DE LADERA	"GLACIAR DE ROCAS"	INDIFERENCIADO
PERMO - TRIAS		DOMINIO DE LIEBANA							
CARBONIFERO	ESTEFANIENSE		GZELENSE	KASIMOVENSE	LEBENA = Pizarras negras, areniscas o conglomerados calcáreos y calizas.				
	INFERIOR	CANTABRIENSE		MYACHKOVENSE	CALIZA DE PICOS DE EUROPA = Caliza masiva, con o) miembro inferior tabeado.				
	WESTFALIENSE		MOSKOVENSE	PODOLSKIENSE	C. DE MONTAÑA = Calizas negras laminadas y calizas grises.				
	NAMURIENSE		BASHKIRIENSE	KUSHKIVENSE	C. GRIOTE = Caliza nodulosa, arcillosa con niveles de radiolarias.				
	VISEENSE		SERPUKHOVENSE	VISEENSE	C. DE LAS PORTILLAS - ERMITA = Calizas bioclásticas de grano grueso y microconglomerados silíceos.				
	TOURNAISIENSE ?			TOURNAISIENSE ?					
DEVON	FRASIENSE - FAMENIENSE								