

PARADAS DEL ITINERARIO

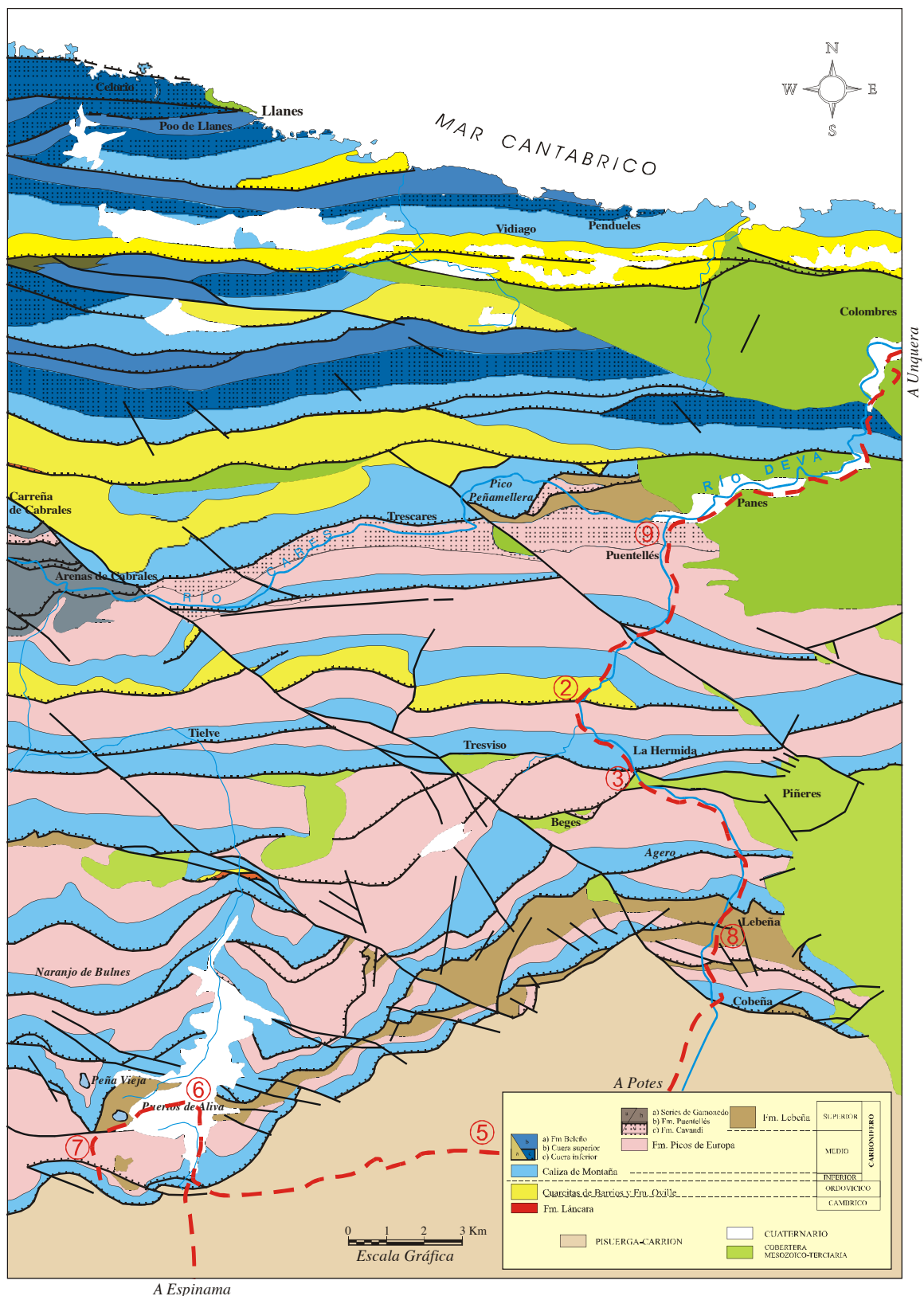
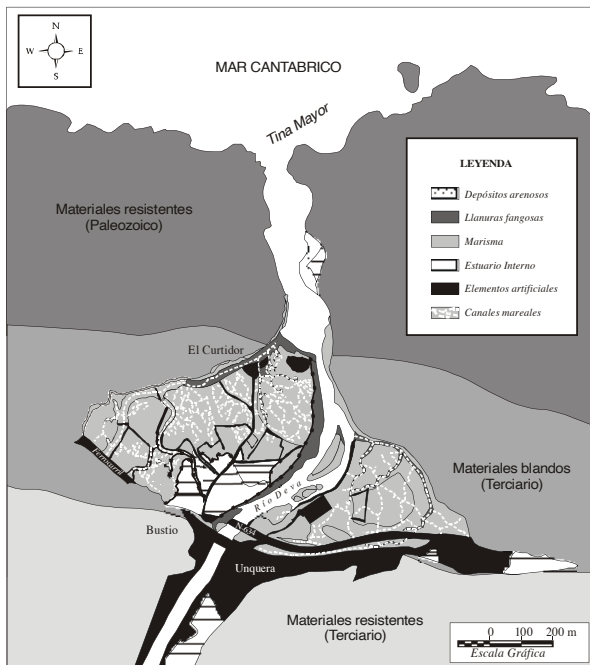


Fig. 8.- Mapa geológico de la Región del Ponga-Cuera y de Picos de Europa (tomado de Marquínez, 1989) mostrando la situación del itinerario a seguir con sus correspondientes paradas. 1.-Estuario de Tina Mayor; 2.-Rumenes; 3.- Balneario de La Hermida; 4.- Monasterio de Sto Toribio de Liébana; 5.- Peña de Oviedo; 6.- Puertos de Aliva; 7.- Horcadina de Covarobres; 8.- Lebeña; 9.. Puentellés.

Parada nº 1: Estuario de Tina Mayor

El Estuario de Tina Mayor se haya ubicado en la desembocadura del Río Deva y constituye el límite entre las provincias de Asturias y Cantabria. A este río drena una gran parte de la Unidad de los Picos de Europa, incluyendo la vertiente lebaniega, el propio Valle del Deva, Urdón, Duje y Cares con todos sus afluentes. En conjunto, llegan al estuario todas las aguas procedentes de los Macizos Oriental, Central y parte del Occidental. La historia del estuario está consecuentemente relacionada estrechamente con la de los Picos de Europa.

Los materiales que aparecen representados en la zona norte, cerrando el estuario, representan la prolongación nororiental de los materiales paleozoicos de la Unidad del Cuera, dentro de la Zona Cantábrica. Los sectores medio e interno del estuario se desarrollan sobre la cobertera Mesozoico-Terciaria, aquí representada por materiales del Cretácico y del Terciario. Ambas unidades estratigráficas se encuentran separadas mediante una falla inversa de edad alpina, paralela al trazado de las capas paleozoicas que siguen una dirección aproximadamente E-O, paralelamente a la costa. La estructura de la cobertera está caracterizada por un pliegue sinclinal poco apretado y con eje subhorizontal y paralelo al trazado de la falla mencionada, que trunca su flanco norte poniendo en contacto el Paleozoico con el Cretácico.



La distinta resistencia de los materiales ha condicionado la morfología del área estuarina. La zona externa, en la desembocadura, es estrecha y encajada, mostrándose como un valle encañonado sobre materiales muy resistentes como son las Cuarcitas de Barrios y la Caliza de Montaña. A favor de los materiales margosos del Terciario se desarrolla el segmento medio del estuario, donde se acumula la mayor parte de los depósitos y cuyo cierre sur viene condicionado por los materiales calcáreos del Cretácico y del Terciario que producen un nuevo estrechamiento.

Fig. 9.- Zonación morfoodinámica del Estuario de Tina Mayor (tomado de Fernández Iglesias E., 1999).

Sobre la Cuarcita se reconoce una superficie plana de origen marino (la rasa) elevada con toda probabilidad isostáticamente durante el Plioceno y Cuaternario, lo que contribuyó al encajamiento de la red de drenaje.

El origen de los estuarios se asocia a los cambios eustáticos en el nivel del mar que se produjeron durante el Cuaternario en relación con las alternancias entre periodos glaciares e interglaciares. En particular, durante el último periodo glaciario (Würm), el nivel marino descendió alrededor de 100 m con relación al nivel actual, propiciando el encajamiento del río, que produjo una excavación del valle. La progresiva transgresión marina asociada a la fusión de los hielos elevó durante el Holoceno el nivel de base, favoreciendo la sedimentación y el relleno del valle excavado previamente. La amplia cuenca de drenaje de Tina Mayor y el encajamiento de los valles al cruzar la Unidad de los Picos de Europa, son las razones principales que explican el importante relleno sedimentario de este estuario, en relación con otros estuarios vecinos (Fernández Iglesias, 1999).

Durante el Holoceno la amplitud del estuario en su zona media y la menor resistencia de los materiales, permitió al río divagar lateralmente con meandros que contribuyeron a ensanchar el valle. Algunos trazados recientes de los canales meandriiformes abandonados se reconocen fácilmente en este sector medio del estuario.

En cuanto a la zonación estuarina de Tina Mayor es de destacar la existencia de llanuras fangosas en torno a los canales principales; cuando estas llanuras de fangos alcanzan una altura tal que pueden ser colonizadas por vegetación tolerante a la salinidad, dan paso a las marismas en las que se pueden distinguir varios niveles en función de su altura y por tanto de la vegetación que en ellos crece. En el primer nivel, conocido como *marismas bajas* y que suele estar afectado frecuentemente por las mareas, se dan praderas de

plantas halófilas y existen numerosos canales de marea de trazados sinuosos. Por encima tendríamos las *marismas altas o maduras* en las cuales conviven distintas especies halófilas de mayor porte, como son los juncales (*Juncus maritimus*) y los carrizales (*Phragmites australis*).

Los niveles más altos de la marisma, con menor recurrencia de la llegada de la onda mareal, son relativamente extensos en el estuario, que muestra por el contrario escasa superficie ocupada por llanuras fangosas. Ambas características se asocian al importante relleno sedimentario que presenta, lo que ha favorecido una intensa colonización de los terrenos estuarinos para usos agrícolas.

Parada nº 2: Rumenes

Breve parada para comentar las características de la secuencia del Paleozoico Inferior, Devónico Superior, Carbonífero Inferior (Figs. 2 y 4) y reconocer además las rocas cuarcíticas de la Formación Barrios que afloran en la base de la subunidad de Gamonedo-Panes. Esta formación está constituida principalmente por ortocuarcitas de color blanco de edad Ordovícico dispuestas en estratos tabulares. En este punto de la carretera la cuarcita se encuentra en contacto normal con la Caliza Griotte (recubierta por depósitos de ladera cuaternarios) y la Caliza de Montaña de edad Carbonífero Inferior, mientras que hacia el sur y mediante un contacto mecánico, las cuarcitas se encuentran cabalgando a las calizas carboníferas de la Formación Picos de Europa, pertenecientes ya al Imbricado Principal de los Picos de Europa.

En la Unidad de los Picos de Europa, dentro de la denominada Caliza de Montaña se pueden identificar dos formaciones diferentes: Barcaliente y Valdeteja, cuya cartografía presenta no obstante importantes dificultades, dado que el contacto entre ambas no se reconoce visualmente a distancia y requiere la observación de la roca fresca en muestra de mano. Además, en algunas unidades, las facies laminadas de la Formación Barcaliente en su tramo superior alternan con niveles de calizas grises masivas comparables a las facies más típicas de Valdeteja.

Parada nº 3: Balneario de La Hermida

A la altura del pueblo de la Hermida afloran lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas y niveles con participación volcánica, que han sido atribuidas al Pérmico, encajadas por varias fallas alpinas entre calizas masivas claras correspondientes a la Formación Picos de Europa. En relación con la falla que limita por el sur estos materiales pérmicos se producen surgencias de aguas termales (60°C) a ambos lados del cauce del Río Deva. En la margen oriental las ruinas de un antiguo balneario delatan la presencia de las fuentes termales mientras que en la ribera occidental se intuye la presencia de aguas termales por los vapores que salen en la orilla del río.

Parada nº 4: Monasterio de Sto. Toribio de Liébana

Aprovechando la privilegiada situación en la que se encuentra enclavada la Ermita de San Miguel, en las proximidades del Monasterio de Sto Toribio de Liébana, tenemos una panorámica de todo el frente de la Unidad de Picos de Europa en la cual se observa su contacto mecánico con los materiales pizarrosos carboníferos del Grupo Cervera dentro de la Región del Pisuerga-Carrión. Además pueden observarse depósitos originados por procesos de erosión de las laderas, como son la avalancha de rocas situada sobre el pueblo de Brez y el flujo ubicado bajo el pueblo de Turieno.

Esta parada es igualmente muy adecuada para comentar los aspectos más relevantes de la estructura de la unidad en el contexto de la Zona Cantábrica, apoyándose en las figuras 2 y 6.

Parada nº 5: Peña de Oviedo

Desde la pista que asciende de Mogrovejo a los Puertos de Aliva se dispone de una privilegiada perspectiva de las Láminas Frontales de la Unidad de Picos de Europa, en la ladera que desciende vertiginosamente desde las cumbres de Andara hacia la Liébana. La secuencia carbonífera implicada en el cabalgamiento frontal muestra claramente las distintas unidades identificadas en el mapa de la figura 8: Caliza de Montaña, Formación Picos de Europa con su miembro inferior tableado y la Formación Lebeña. Toda esta sucesión se encuentra a su vez cabalgada por la Caliza de Montaña situada en la base del Imbricado Principal.

La mole calcárea que constituye La Peña de la Cerra y el Prao la Llampá, situada sobre el pueblo de Brez y adelantada hacia el sur del frente de los Picos, muestra en la distancia un aspecto aparentemente masivo aunque constituye en realidad un depósito brechoide con bloques angulosos que alcanzan dimensiones de decenas de metros y se acumulan caóticamente sin ninguna ordenación interna aparente. Este

depósito ha sido interpretado como el resto erosionado de una enorme avalancha rocosa desprendida desde las laderas de Andara, constituyendo el desprendimiento de rocas de mayores dimensiones de la Cordillera Cantábrica. La dinámica de estos movimientos es muy rápida, lo que los convierte en fenómenos catastróficos, de gran poder destructivo. La fuerte erosión que muestra el depósito de Brez, junto a su situación en el relieve, bastante desconectado de la ladera, sugiere una edad relativamente antigua para el origen de la avalancha.

Parada nº 6: Puertos de Aliva

Excavados sobre los blandos materiales de la Formación Lebeña, los Puertos de Aliva constituyen un enclave singular, en el que se desarrolló una activa minería durante gran parte del siglo y se preservan interesantes ejemplos del modelado glaciar que afectó a los Picos de Europa. La amplitud de estos puertos, rodeados por elevadas cumbres y su altura, junto a la poca resistencia a la erosión del substrato, han ocasionado la presencia de numerosos depósitos glaciares y periglaciares que han sido mencionados ya en trabajos muy antiguos (Hernández Pacheco, 1959). Marquínez (1978) realiza una primera cartografía de los mismos, mientras que Frochoso (1980) y Flor y Baylón (1989), han realizado un estudio geomorfológico de estos depósitos.

En Aliva se pueden identificar dos sistemas glaciares principales (Fig. 10):

Sistema de las Salgardas: se inicia en Cueto Redondo (1909 m) por el sur y los contrafuertes de Peña Olvidada (2406 m) por el oeste, vertiendo hacia los Puertos de Aliva en el NE, para iniciar luego un giro hacia el sur siguiendo el valle del Río Nevandi. En su cabecera y a través de la Horcadina de Covarobres que actuó como zona de difluencia glaciar, este sistema debió también recibir alimentación desde el gran sistema que descendía desde el Jou Sin Tierra y Lloroza. Aunque el Glaciar de las Salgardas debió desbordarse hacia el Valle del Duje y descender más abajo de las invernales de Igüedri (1260 m) durante su mayor extensión, lo más espectacular son los arcos morrénicos perfectamente conservados entre 1500 y 1550 m, remarcando la existencia de una larga etapa de estabilización del frente glaciar a esta altura.

Sistema del Duje: se inicia en los circos altos de Peña Vieja (2613 m) y Peña Olvidada (2430 m), descendiendo el hielo a través de la Canal del Vidrio y los Puertos de Aliva hacia el este, siguiendo el Valle del Duje. Durante su mayor extensión, este sistema recibía igualmente alimentación del Valle de las Salgardas y de los valles procedentes de Andara (Canalón del Jierro, Canal de Jidiello etc.) así como del Glaciar de las Moñetas.

La espectacular morrena de la Llomba del Toro, situada a lo largo del Valle del Duje, con sus 3,5 Km de longitud, constituye el cordón morrénico más largo de los que se conservan en la Cordillera Cantábrica. Otros depósitos morrénicos más elevados y un pequeño cordón de nivación situado en las proximidades del Chalet Real, contribuyen a ofrecer una perspectiva completa de la regresión holocena de este sistema glaciar. La morrena de la Llomba cerró un sector del valle, actuando como una presa natural y propiciando el desarrollo de un depósito glacio-lacustre de cierta extensión en el área denominada Campo Mayor. Cerca del frente de las Salgardas, aparece otro represamiento semejante (Campo Menor).

Además de los numerosos depósitos de clastos desprendidos de los escarpes tras la retirada de los hielos, que recubren los pies de las laderas circundantes a los Puertos de Aliva, y en los que se reconocen así mismo canales de transporte por aludes de nieve y flujos de rocas, existen en esta área otros depósitos degradados de brechas calcáreas fuertemente cementadas, cuyo significado presenta un marcado interés para la interpretación de la evolución morfológica y climática de los Picos de Europa.

Parada nº 7: Horcadina de Covarobres

Desde esta localidad hacia el O y NO, se ofrece una perspectiva del modelado glaciar que generó un fondo de valle amplio, con cubetas sobreexcavadas (Hoyo sin Tierra y Hoyos de Lloroza), flanqueadas por escarpadas laderas. Este sistema glaciar, que poseía una amplia zona de alimentación excavada enteramente en calizas, generó pocos depósitos en la zona, vertiendo el hielo en precipitada caída hacia las vegas de Fuente Dé. Tras la retirada de los hielos, la fracturación de los escarpes laterales ha producido grandes cantidades de clastos que forman las lleras o canchales que recubren los pies de estos escarpes.

En las calizas claras bioclásticas de la Formación Picos de Europa, que afloran extensamente en este sector, se pueden diferenciar algunos elementos típicos del modelado kárstico, que retocan completamente la superficie de las formas glaciares previas. Dolinas y uvalas retocan las depresiones de sobreexcavación glaciar, en cuyo fondo se acumulan depósitos con participación glaciar y residuos insolubles de origen kárstico, que dan lugar a un tapiz de sedimentos en algunas depresiones que puede llegar a impermeabilizar su fondo, permitiendo el encharcamiento temporal.

La superficie de las rocas, allí donde no se encuentra recubierta por clastos, está surcada así mismo por multitud de formas menores de disolución que dan lugar a un extenso lapiaz desnudo en el que predominan las formas con aristas y bordes cortantes. *Grikes*, *Clints*, distintos tipos de *rills* o canalizos, *kamenitsas*, *flutes*, *rain pits*, *ripples*, etc., se pueden encontrar sobre esta variada y rugosa superficie, en la que la disolución ha actuado a favor de las fisuras y discontinuidades de la roca, resaltando por el contrario los elementos menos solubles.

Esta zona constituye igualmente un área de captación de aguas hacia el interior del macizo kárstico, siguiendo una red de conductos de trazado preferentemente vertical que transportan las aguas a grandes profundidades, hacia los colectores activos freáticos, a través de los cuales circulan hasta las surgencias próximas a los cauces.

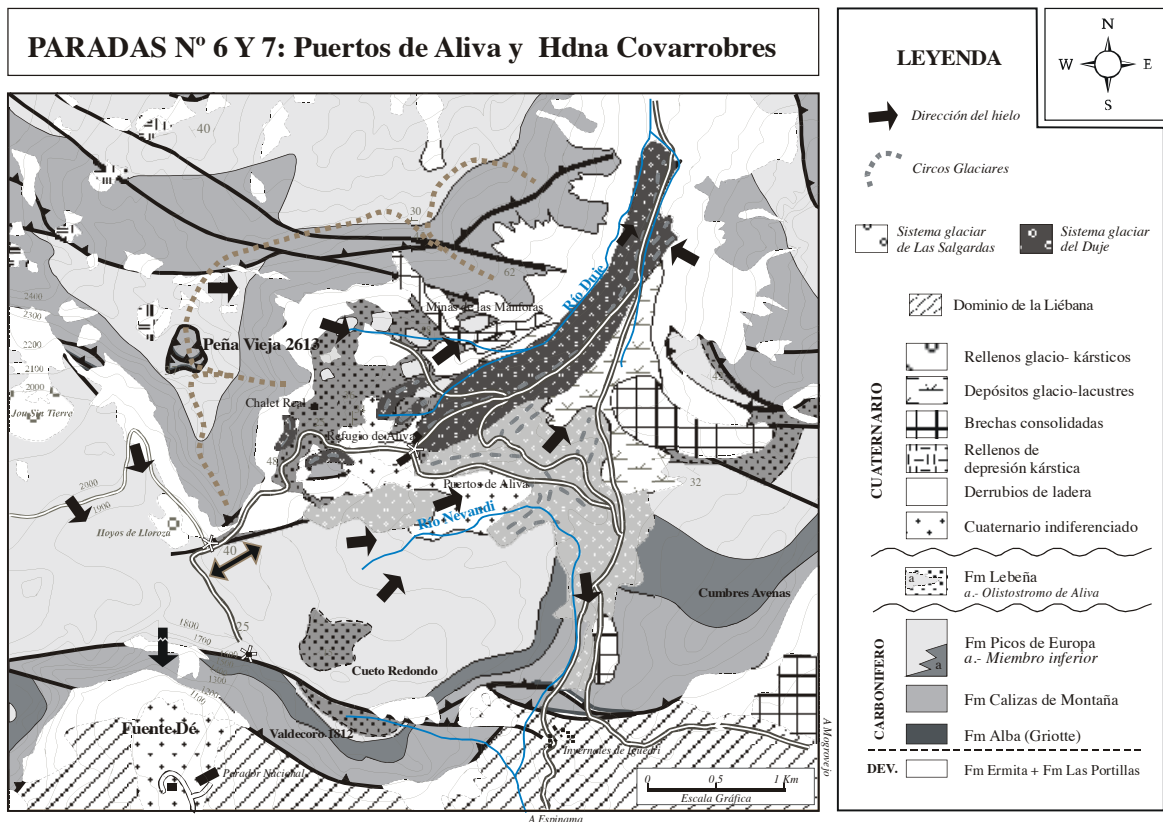


Fig. 10.-Mapa geológico y geomorfológico de los alrededores de los Puertos de Aliva (basado de Marquínez, 1978; Baylón y Flor, 1989).

Parada nº 8: Lebeña

Sobre las calizas de Picos de Europa se apoya discordantemente una variada sucesión, constituida por pizarras, conglomerados calcáreos y capas de calizas y areniscas con un espesor de unos 700 m. Esta formación fue descrita en los alrededores del pueblo de Lebeña (Maas, 1974) y se le asignó una edad Kasimoviense. Maas consideró los afloramientos de las Vegas de Aliva y Collado de Cámara como Moscovienses, considerándolos como un cambio de facies dentro del miembro superior de la Fm Picos de Europa y con ellos estableció una nueva formación a la que denominó Pizarras de Aliva. Debido a la continuidad cartográfica entre las formaciones Lebeña y Pizarras de Aliva, a la identidad de sus facies y a la inseguridad de las dataciones efectuadas en estos materiales, se han agrupado ambas formaciones manteniéndose la denominación de Fm Lebeña (Marquínez, 1978).

Esta formación presenta importantes cambios de facies como queda expuesto en la figura 3, en la que se muestran sucesivas secciones a lo largo de 20 km, desde Lebeña hasta los Puertos de Aliva. Las características de estas sucesiones, con rápidos cambios de facies, importantes niveles conglomeráticos, abundancia de ritmitas con Ciclos de Bouma de marcado carácter turbidítico y, especialmente, la presencia de grandes olistolitos y olistostromos, permite considerarla como una serie marina de tipo *wild-flisch*, depositada simultáneamente al emplazamiento de los mantos en la cuenca de sedimentación.

PARADA Nº 8: Olistostromos de Lebeña

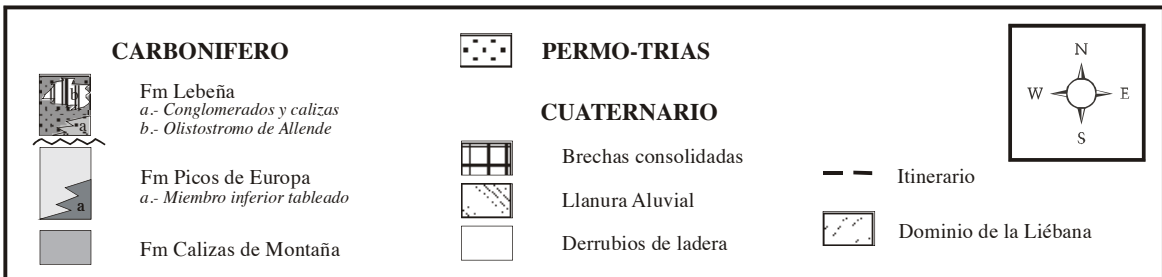
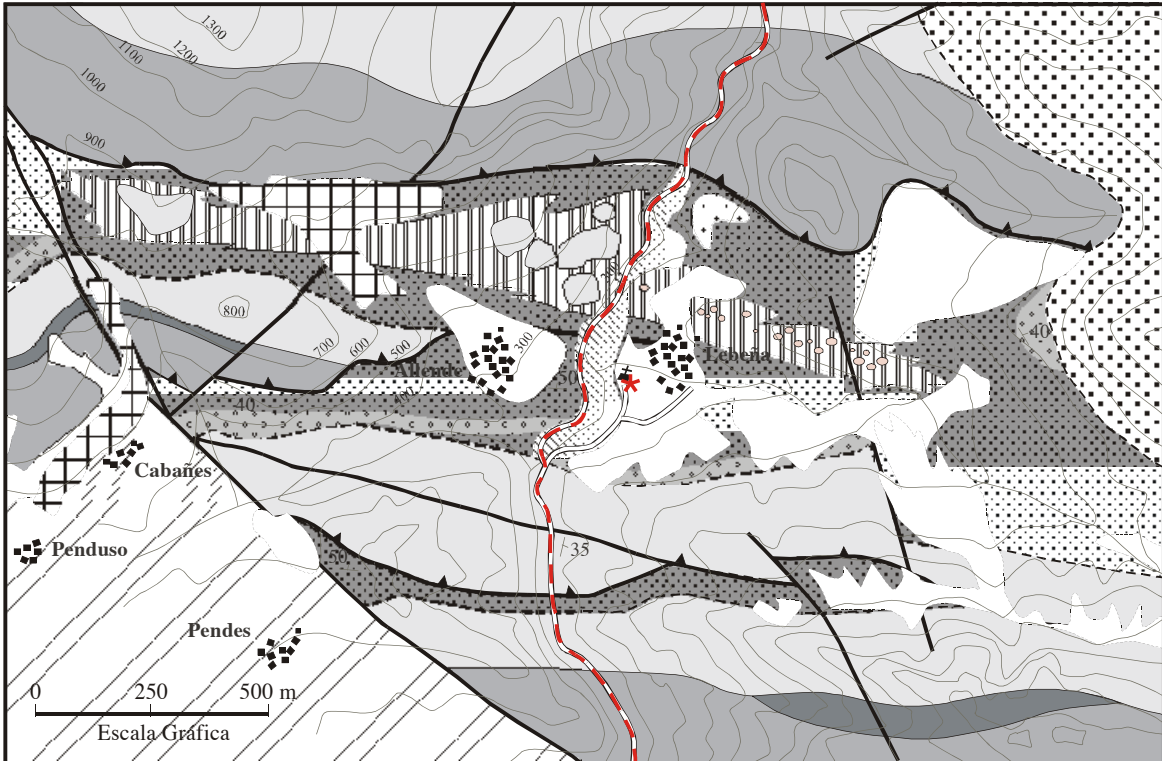


Fig. 11.- Mapa geológico del área de Lebeña en el que se aprecia la existencia de grandes olistostromos dentro de la Fm. Lebeña, (Marquinez, 1978).

Encima del pueblo de Allende y extendiéndose lateralmente hacia el pueblo de Lebeña, se aprecian claramente los olistolitos incluidos en esta sucesión. Estos bloques forman en realidad parte de niveles de olistostromos (Fig. 11) implicando a la Formación Picos de Europa y a rocas de la propia Formación Lebeña. En Aliva existen igualmente niveles de olistostromos de características similares al de Allende y que se extienden desde las laderas de Peña Vieja hasta el E del Collado de Cámara.

En los conglomerados calcáreos, en el olistostromo de Aliva y en las calizas bioclásticas se han encontrado fusulínidos que permiten asignar a la Formación Lebeña una edad mínima de Kasimoviense, que puede igualmente ser atribuida al emplazamiento de los mantos en este sector de los Picos de Europa.

Parada nº 9: Puentellés

En este lugar fue definida la Formación Puentellés (Martínez García, 1981) apoyándose sobre la Formación Picos de Europa, en contacto con la cual se encuentran unos niveles delgados de pizarras y areniscas. La formación presenta aquí un espesor de unos 400 m (Truyols *et al.*, 1979), caracterizándose en sus tramos basales por la presencia de calizas masivas claras, muy semejantes a las calizas de la Formación Picos de Europa. Sobre estos niveles afloran calizas bioclásticas oscuras y tableadas, que alternan con niveles de lutitas oscuras. En las calizas abundan los restos de algas y foraminíferos, entre los que se han identificado distintos fusulínidos, que han permitido establecer una edad Kasimoviense para esta formación. Finalmente, la secuencia prosigue con calizas más claras, estratificadas en capas que presentan contactos ondulados con estilolitos, que evidencian disolución por presión (Fig. 12).

En los tramos medios y altos del miembro medio, se identifican a simple vista en la carretera que asciende desde Puentellés hacia Rodriguero, los esqueletos de fusulínidos de gran tamaño del grupo de los *Triticites*, entre los que se encuentra *Triticites ohioensis benshi* (foto en Fig. 12), fósil característico del Kasimoviense superior. Por encima de la Fm Puentellés y discordantemente dispuesta, se encuentran las turbiditas de la Fm Cavandi (Martínez-García y Wagner, 1982), cuyas características se asemejan a las de la Fm Lebeña, de una edad y significado probablemente comparable.

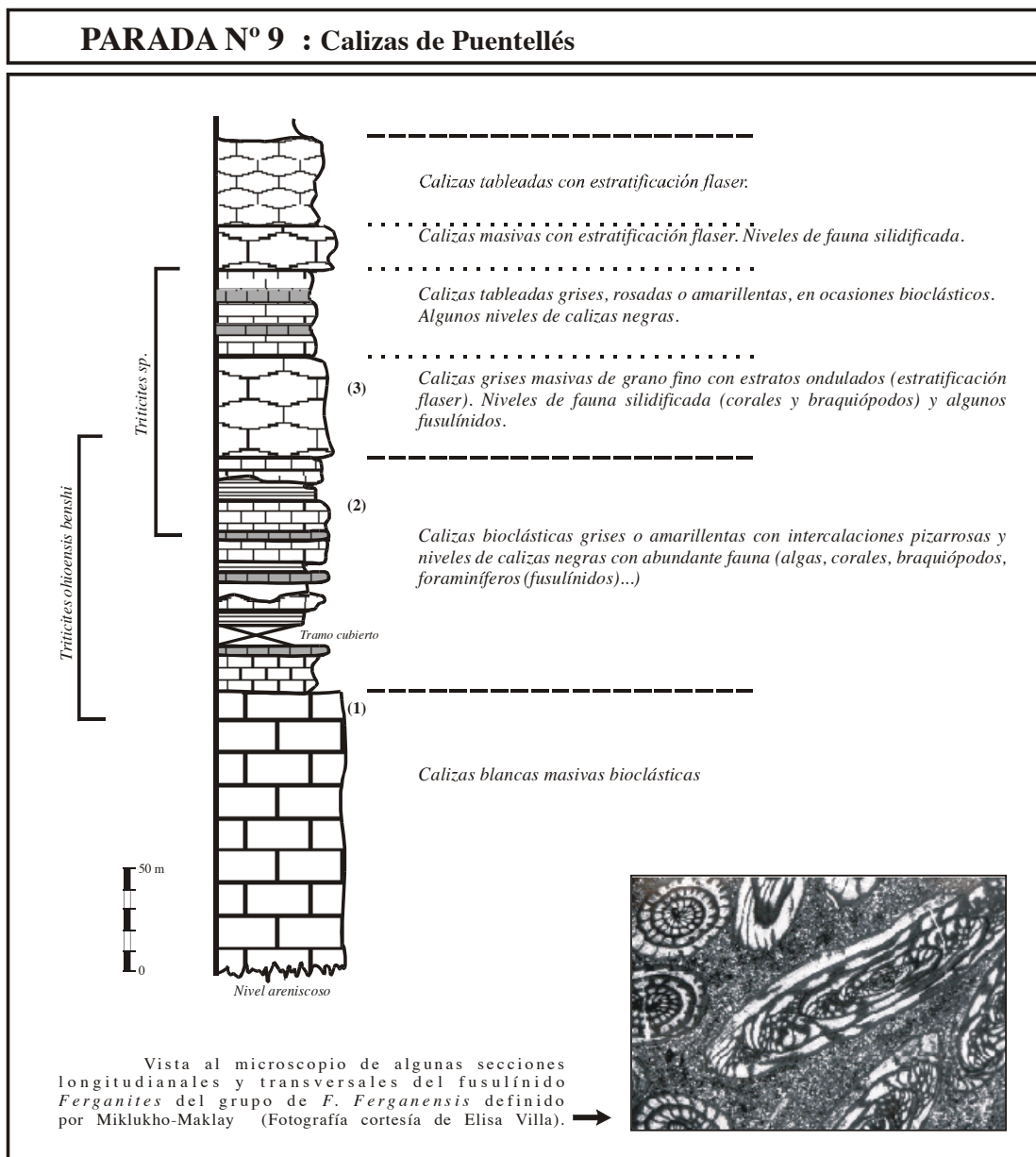


Fig. 12.- Columna estratigráfica esquemática de la Fm. Puentellés en las cercanías de Panes, (Truyols *et al.*, 1979).

BIBLIOGRAFIA

- Alonso, J.L., (1987). *Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain)*. En: J. Struct. Geol., 9.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A.; García Ramos, J.C. y Barba, P., (1995). *Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. En: Tertiary Basins of Spain. Tectonics, climate and sea-level changes. P.F. Friend y C. Dabrio, (Eds.). Cambridge University Press.
- Alonso, V.; González Suárez, J.J., (1998). *Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro*. En: Cuaternario y geomorfología, 12 (1-2).
- Alvárez-Marrón, J.; Heredia, N.; Pérez-Estaún, A., (1989). *Mapa Geológico de la Región del Ponga*. En: Trabajos de Geología, Nº 18. Universidad de Oviedo.
- Arboleya, M.L., (1981). *La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León)*. En: Boletín del Instituto Geológico Minero de España, XCII (I).
- Bahamonde, J.R.; Colmenero, J.R.; Vera, C., (1996). *Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, NW Spain*. En: Sedimentary Geology, 110. Edit. Elsevier.
- Bahamonde, J.R., Vera, C., Colmenero, J.R., (1997). *Geometría y facies del margen progradante de una plataforma carbonatada carbonífera (Unidad de los Picos de Europa, Zona Cantábrica)*. En: Revista de la Sociedad Geológica de España, vol 10 (1-2).
- Bordonau, J.; Serrat, D.; Vilaplana, J.M., (1992). *Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos*. En: The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (editores).
- Castañón, J.C.; Frochoso, M., (1992). *La Glaciación Würm en las montañas cantábricas*. En: The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (editores).
- Delgado, J.; Argüelles J.M., (1979). *Breve información sobre los Picos de Europa*. Memoria de la Sociedad Botánica de Génova.
- Farias, P.; Marquínez, J.; Rodríguez González, M.L., (1990). *Geomorfología y origen de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias)*. En: I Reunión Nacional de Geomorfología, 91-101. Teruel, 1990.
- Fernández iglesias, E., (1999). *Zonación Morfodinámica e incidencia antrópica en los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor (Costa Cantábrica)*. En: Seminario de investigación. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Flor, G. Baylón-Misioné, J.I (1989). *Glaciarismo cuaternario en los Puertos de Aliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria)*. En: Cuaternario y Geomorfología, vol 3 (1-2).
- Frochoso, M., (1980). *El Macizo Central de Picos de Europa y sus glaciares*. En: Eria, vol 1. Geomorfología. Glaciarismo.
- Hernández Pacheco, E., (1959). *La morrena periglacial de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander)*. En: Soc. Portuguesa de Antropología e Etnología. Bol. R. Soc. Esp. De Hist. Nat., XLV.
- Jiménez Sánchez, M., (1996). *El Glaciarismo en la cuenca alta del Río Nalón (NW de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica*. En: Revista de la Sociedad Geológica de España.
- Jiménez Sánchez, M. y Marquínez, J., (1990). *Morfología glaciar en la cuenca alta del Río Nalón. Cordillera Cantábrica*. En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.). Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología, 1.
- Julivert, M., (1971). *Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain*. En: Am. J. Sci., 270.
- Maas, K., (1974). *The Geology of Liébana. Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a Fliysch area*. Leidse Geol. Meded.
- Marcos, A., (1967). *Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica)*. En: Trabajos de Geología, nº 1. Universidad de Oviedo.

- Marcos, A., (1973). *Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)*. En: Trabajos de Geología, nº 11. Universidad de Oviedo.
- Marcos, A. y Pulgar J.A., (1982). *An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt. Hercynian Cordillera of NW Spain*. En: Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh., 163 (2).
- Marquínez, J., (1978). *Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España)*. En: Trabajos de Geología, nº 10. Universidad de Oviedo.
- Marquínez, J., (1989). *Mapa geológico de la Región del Cuera y Los Picos de Europa*. En: Trabajos de Geología, Nº 18, Universidad de Oviedo.
- Marquínez, J., (1990). *Tectónica y Relieve en la Cornisa Cantábrica*. En: The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (editores).
- Marquínez, J.; Farias, P.; Felicísimo, A.M.; Villanueva, M.; Humara, J.L.; García, P.; Menéndez, R.; Jiménez, M., (1990). *Geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga*. En: ICONA. Informe inédito.
- Marquínez, J. Méndez, C.A.; Menéndez-Alvarez; L-C.; Sánchez de Posada y Villa, E., (1982) *Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense-Kasimoviense) de Las Llacieras, Picos de Europa, Norte de España*.
- Martínez García, E. (1980). *Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja 32 (Llanes)*. En: Serie MAGNA (ITME).
- Martínez García, E., (1981). *El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (NW España)*. En: Trabajos de Geología, nº 11. Universidad de Oviedo.
- Martínez García, E.; Villa, E., (1998). *El desarrollo estratigráfico en las unidades alóctonas del área de Gamonedo-Cabrales (Picos de Europa, Asturias, NW de España)*. En: Geogaceta, 24.
- Martínez García E. y Wagner, R.H., (1982). *Una cuenca marina del Estefaniense superior en el Noroeste de España*. En: Trabajos de Geología, nº 12. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Menéndez Duarte, R; Marquínez, J., (1996). *Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el Valle de Somiedo (Cordillera Cantábrica)*. En: Cuaternario y Geomorfología, vol 10 (3-4).
- Navarro, D.; Leyva, F.; Villa, E., (1986). *Cambios laterales de facies en el Carbonífero del Oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, N de España)*. En: Trabajos de Geología Nº 16. Universidad de Oviedo.
- Obermaier, H., (1914). *Estudio de los glaciares de Picos de Europa*. En: Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Geología), 9.
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J.L.; Marquínez, J.; Aller, J.; Alvarez-Marrón; Marcos, A.; Pulgar, J.A., (1988). *A Thin-Skinned Tectonics Model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan ibero-Arnorican Arc)*. En: Tectonics, vol 7, nº 3.
- Portero García, J.M.; Ramírez del Pozo, J.; Olivé Davó, A.; Martín Alafont, J.M., (1972). *Mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja 33 (Comillas)*. En: Serie MAGNA (ITME).
- Pulgar, J.A.; Pérez-Estaún, A.; Gallart, J., Alvarez Marrón, J.; Alonso, J.L., Gallastegui, J. y ESCIN Group, (1995). *The ESCIN-2 deep seismic reflection profile, a traverse across the Cantabrian Mountain and adjacent Duero Basin*. En: Rev. Soc. Geol. España, 8 (4).
- Trujols Santonja J.; González Lastra, J.; Marquínez, J.; Martínez Díaz, C.; Méndez Fernández, C.; Menéndez Alvarez, J.R.; Sánchez de Posada, L., (1979). *Preliminary Note on Two Marine Sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain)*. En: Compte Rendu vol 2. Neuvième congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Sutherland, P.K; Manger, W.L. (editores).
- Wagner, R.H.; Winkler Prins, C.F.; Riding, R.E., (1971). *Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain*. En: Trabajos de Geología, nº 4. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.
- Zamarreño, I., (1972). *Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (W de España) y su distribución paleogeográfica*. En: Trabajos de Geología, nº 5. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.