

VII JORNADAS DE PALEONTOLOGIA

(Paleontología del Paleozoico)

Guía de Campo de la excursión nº 2

(PALEOZOICO DE LOS VALLES DE LOS RIOS BERNESGA Y LUNA)

Oviedo 1991

INTRODUCCION

La Cordillera Cantábrica constituye un conjunto de relieves levantados durante la orogénesis alpí-dica, con un trazado aproximadamente paralelo a la línea costera del golfo de Vizcaya, que representa el borde septentrional de la Meseta Ibérica. En su mitad oriental, estos relieves están labrados sobre materiales de cobertera mesozoico-terciarios, mientras que al O de Santander, donde tales materiales no aparecen, afectan únicamente al zócalo paleozoico. Este zócalo forma parte del Macizo Hespérico, uno de los grandes fragmentos europeos del mosaico en que actualmente se halla dividido el gran edificio que constituyó la Cordillera Herci-niana.

En 1945, LOTZE dividió el Macizo Hespérico en diferentes Zonas, cada una de ellas con caracte-rísticas propias de tipo estratigráfico, paleogeográfico y estructural (Fig. 1). Tres de ellas afectan a lo que los geógrafos denominan Cordillera Cantábrica, en el borde septentrional del Macizo. Son, de O a E: la Zona Cen-troibérica, la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica. Una sección O-E, entre el Océano Atlántico y el borde occidental de la cobertera mesozoica en Santander, representa un corte transversal del orógeno her-ciniano desde sus zonas mas internas, donde el metamorfismo jugó un papel importante y afloran materiales profundos, incluso fragmentos de corteza oceánica, hasta las zonas mas externas donde está representada toda la serie paleozoica, deformada en condiciones superficiales y con ausencia prácticamente total de metamor-fismo. Cartográficamente, los materiales se hallan dispuestos dibujando un arco cóncavo hacia el E, que cons-tituye una importante virgación conocida de antiguo como Rodilla Asturiana (Fig. 2).

En las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica aparece representado el Precámbrico Superior (en núcleos de antiformes) y una sucesión casi completa del Paleozoico, discordante sobre la serie anterior. El conjunto paleozoico se originó sobre una plataforma estable, en aguas ordinariamente poco profundas, a veces muy someras, y está representado por materiales muy diversos: rocas carbonatadas de carácter biogénico o materiales clásticos procedentes de un área fuente emergida situada al E de la Zona. Este área fuente se indi-vidualizó durante el Ordovícico Medio y fue objeto de una progresiva denudación durante el Silúrico y Devó-nico. A comienzos del Carbonífero, debido a una inversión del relieve provocado por el levantamiento de la cadena herciniana, el área emergida se desplazó hacia occidente. La regresión determinó un aumento en la continentalidad con presencia de una cuña clástica sinorogénica. El espesor del Paleozoico preorogénico alcanza en algunos puntos 6.000 m mientras que los materiales paleozoicos postorogénicos (ocupando, con frecuencia, cuencas aisladas) alcanzan, en conjunto, espesores parecidos.

DIVISION EN ZONAS DEL MACIZO IBERICO

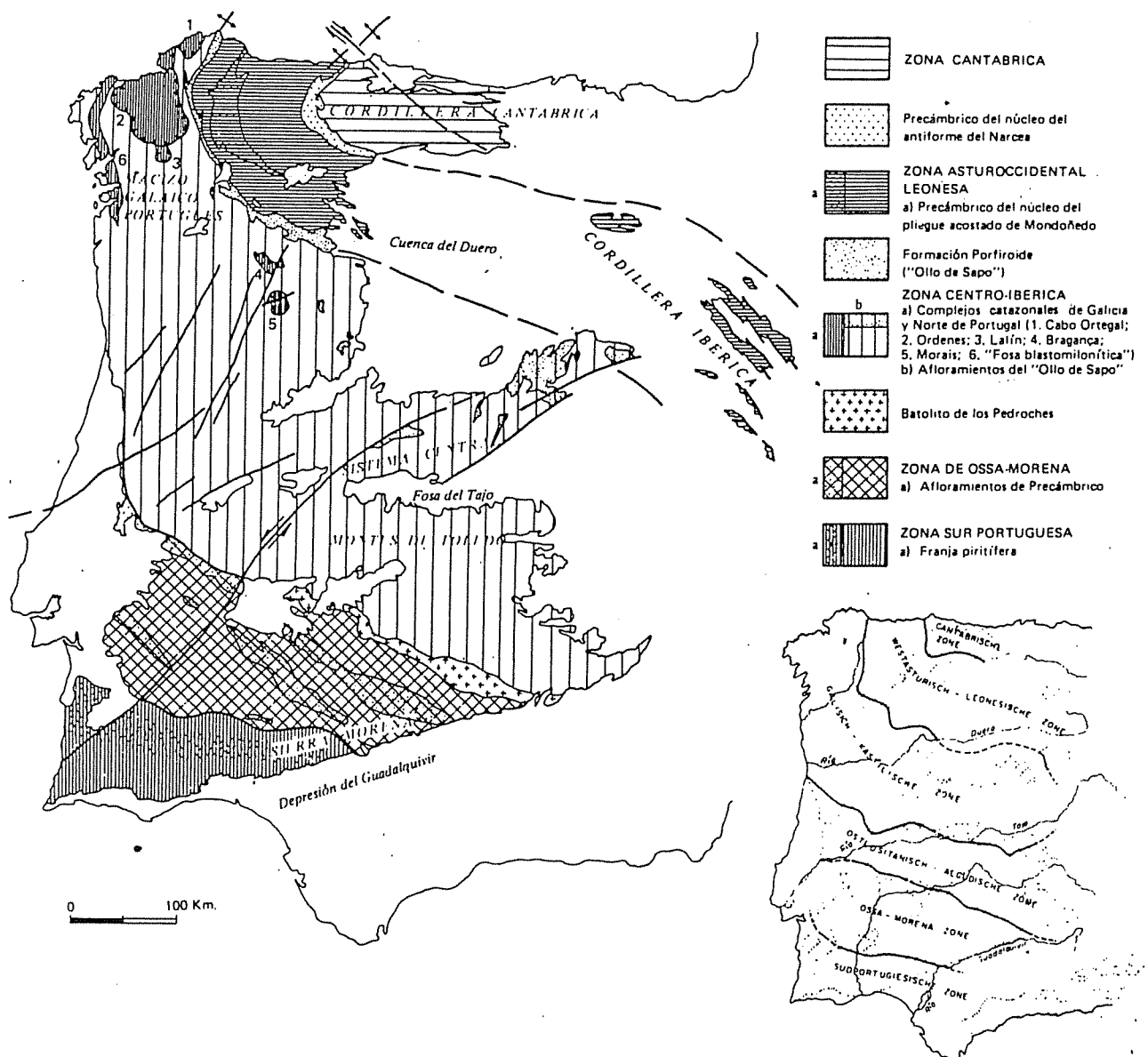


Figura 1. - División en zonas del Macizo Ibérico, según JULIVERT et al. (1972) y división original de LOTZE (1945b)(parte inferior derecha). Los nombres en **bastardilla** son nombres geográficos que no corresponden a unidades geológicas, pero que se utilizan a veces en el texto.

Las rocas precámbricas y paleozoicas de la Zona Cantábrica fueron deformadas durante la orogénesis herciniana, originándose cabalgamientos y mantos de tipo apalachense, vergentes hacia el núcleo de la Rodilla Asturiana (Fig. 4), y pliegues asociados con las rampas frontales y laterales de los mantos, denominados por su disposición en relación con la Rodilla Asturiana: "sistema longitudinal" (o arqueado) y "sistema transversal" (o radial) (Fig. 3). La deformación se llevó a cabo en toda la Zona en condiciones relativamente superficiales, con ausencia casi total de metamorfismo, estructuras penetrativas del tipo de la esquistosidad y deformación interna apreciable en las rocas.

Atendiendo a la distribución geográfica de las distintas series y a determinadas características estructurales, JULIVERT dividió en 1971 a la Zona Cantábrica en las siguientes unidades o Regiones: Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos (o del Manto del Ponga), Región de Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión (o Región Palentina) (Fig. 2).

La presente excursión se desarrolla en la vertiente meridional (leonesa) de la Cordillera Cantábrica, en la Región de Pliegues y Mantos. Los cabalgamientos y mantos presentes determinan la existencia de dos unidades mayores denominadas: Somiedo-Correcilla (la mas interna en sentido estructural) y La Sobia-Bodón (la mas externa), subdivididas a su vez en varias escamas subordinadas (Fig. 3). Ambas Unidades poseen características estratigráficas propias. La distinta posición de los materiales de una misma edad sobre la plataforma costera del Paleozoico, determina en ocasiones cambios de facies en una y otra unidad, comprensibles si se tiene en cuenta en una reconstrucción palinspástica el considerable acortamiento de la corteza (varias decenas de kilómetros) por obra del sistema de mantos, cabalgamientos y estructuras asociadas. La sucesión estratigráfica mas completa aparece en la Unidad de Somiedo-Correcilla; en la de La Sobia-Bodón (mas cercana a lo que era la línea de costa) faltan varios términos, determinando la existencia de lagunas estratigráficas de mayor o menor consideración.

LA SUCESION ESTRATIGRAFICA

Los materiales que integran la cordillera herciniana en esta parte del Macizo Hespérico, comprenden prácticamente toda la sucesión estratigráfica del Paleozoico, discordante sobre el Precámbrico, pero su distribución espacial presenta variaciones en el interior de la cuenca. Por lo que se refiere al sector visitado falta, por ejemplo, gran parte del Ordovícico, que aparece en cambio en otras áreas de la Región de Pliegues y Mantos. En la Unidad de La Sobia-Bodón falta, asimismo, parte del Devónico y la correspondiente laguna estratigráfica aumenta de manera progresiva conforme nos desplazamos de S a N a través de las distintas escamas. Estas lagunas pueden corresponder en algunos casos a etapas de no sedimentación y en otros a erosión previa a la sedimentación de materiales mas modernos. Por otra parte, la movilidad cortical de la región durante el emplazamiento de los mantos, determinó la existencia de caracteres diferenciales destacados en la sedimentación del Carbonífero Superior, culminando en los últimos tiempos de este período, a medida que se levantaba el edificio herciniano, en la formación de pequeñas cuencas (quizás conectadas en su origen, al menos en parte), con series discordantes sobre las anteriormente depositadas. La célebre "fase astúrica" de STILLE, se estableció en la Cordillera Cantábrica precisamente en base a esta situación paradigmática.

El proceso histórico que ha conducido, desde el último cuarto de siglo pasado, al conocimiento de la sucesión estratigráfica en este sector se produjo a partir de estudios regionales realizados de manera independiente por diferentes autores. Por ello, la nomenclatura litoestratigráfica es bastante extensa (y, hasta cierto punto, innecesaria cuando existen casos evidentes de sinonimia), y requiere disponer de un cuadro de equivalencias para orientación general de quien esté poco familiarizado con ella. Sin embargo, a efectos de simplificación aquí se mencionan solo los nombres de las formaciones ordinariamente aceptadas para la zona que se visita.

SUCESION PRECAMBRICA

Los materiales mas antiguos que afloran en la Zona (presentes en la estructura conocida como Anti-forme del Narcea), son las Pizarras del Narcea (LOTZE 1961), conocidas también como Formación Mora (COMTE 1959)(Fig. 5). Están representadas por una sucesión rítmica de lutitas y grauvacas con estructuras sedimentarias internas (granoclasificación, laminaciones, etc.) propias de las series turbidíticas. En algunos puntos fuera del sector visitado aparecen rocas descritas como porfiroides que corresponden, en general, a rocas porfídicas esquistosadas (probablemente de niveles estratigráficos mas bajos que los que afloran en la zona visitada). El espesor visible de la Fm. Mora alcanza quizás los 2.000 m. No ha podido datarse por ausencia de fósiles (solo algunos raros icnos), pero correspondería probablemente al Vendíense Superior.

La Formación es netamente discordante (discordancia angular muy clara)(Fig. 15) con la serie paleozoica. El contacto Cámbrico-Precámbrico suele presentarse como una superficie plana (producto de una peneplanización previa) que puede equivaler, quizás, a la discordancia cadomiense de otros puntos de Europa Occidental.

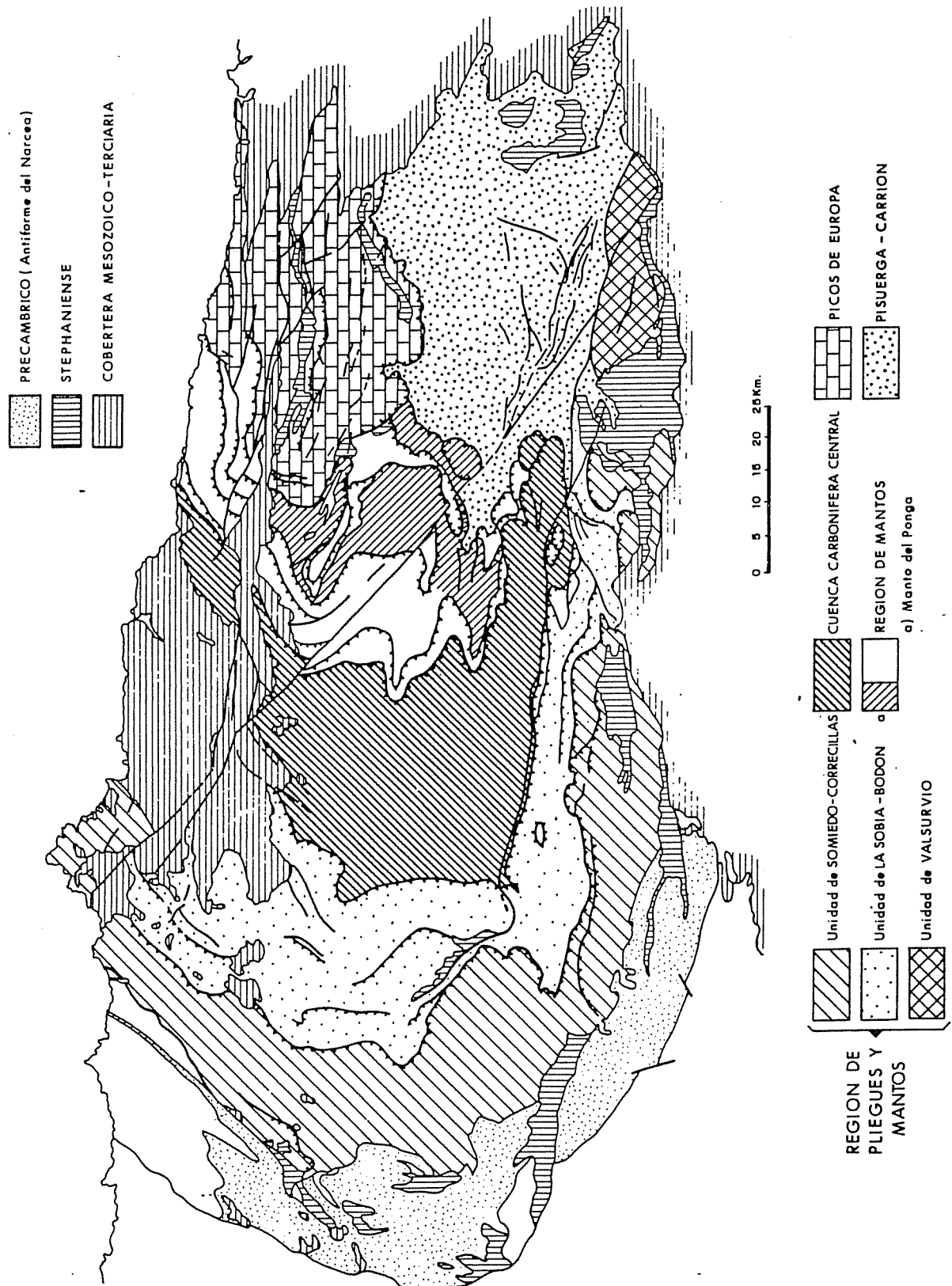


Figura 2.- Unidades estructurales de la Zona Cantábrica (basado en JULIVERT 1971, algo modificado)

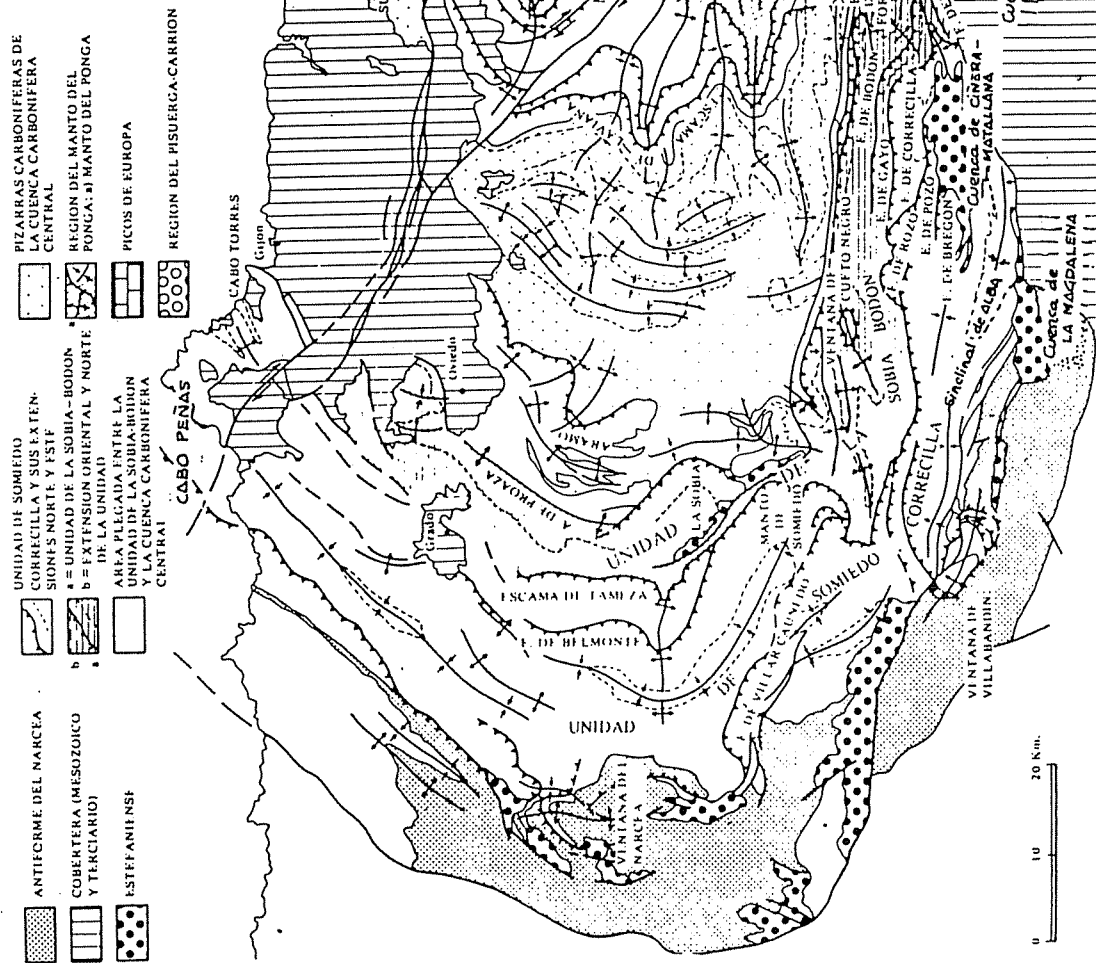


Figura 3.- Esquema general de la Zona Cantábrica y división en provincias de la misma (esencialmente según JULIVERT 1971a)

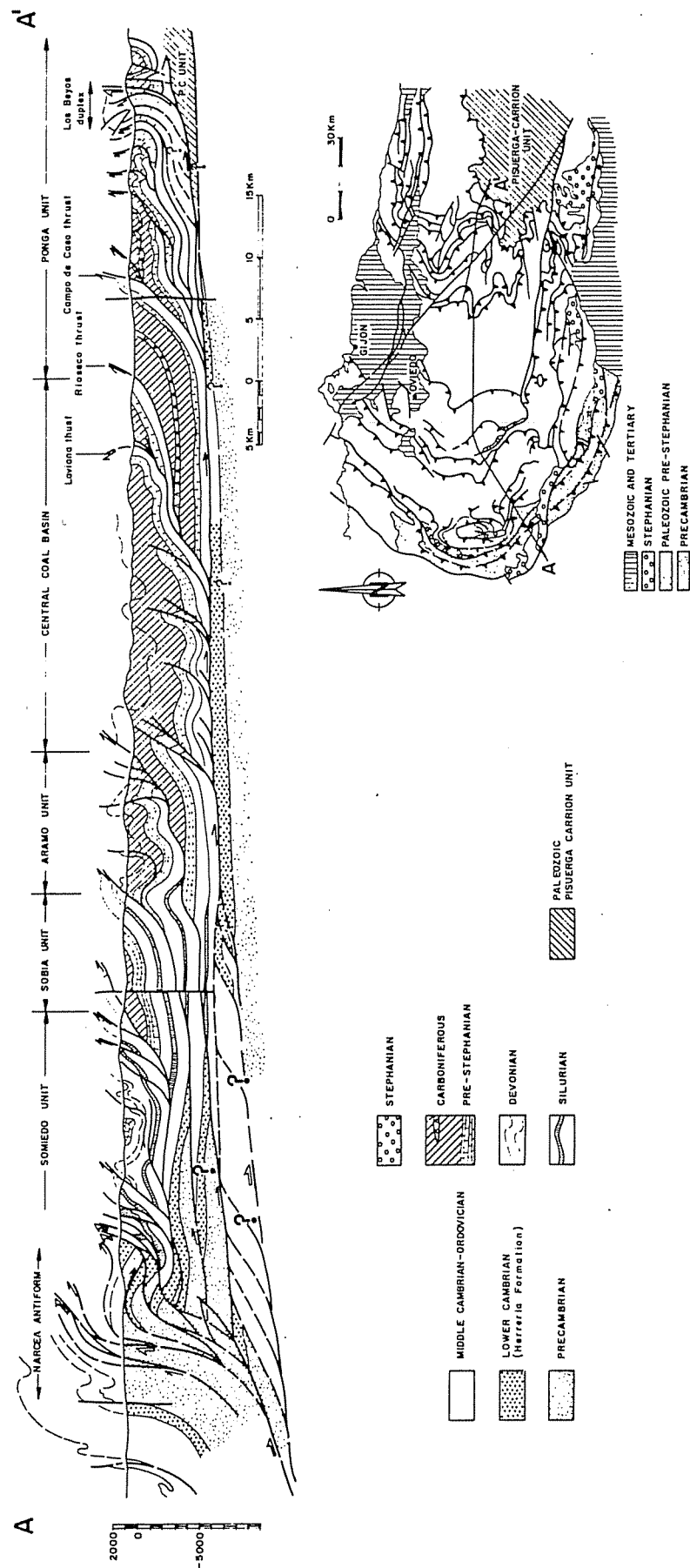


Figura 4.- Corte transversal a través de la parte central del Arco Asturiano (según PEREZ-ESTAUN et al. 1988)

SUCESION CAMBRO-ORDOVICICA

a) Cámbrico

Los términos mas bajos de la sucesión paleozoica: cuarcitas feldespáticas rosadas, areniscas, conglomerados y pizarras verdes o violáceas, con algunos niveles dolomíticos cerca de la base, constituyen la Formación Areniscas de La Herrería (COMTE 1938). Su espesor oscila entre los 500 y los 1.400 m según los puntos. La sedimentación de estos materiales tuvo lugar en un medio poco profundo, con episodios intermareales transitorios. Solo en los últimos metros de la sucesión (las llamadas Capas de Barrios, LOTZE 1961) se ha localizado la "Fauna de *Dolerolenus*" (*Dolerolenus formosus*, *Metadoxides armatus*, etc.), asociación de trilobites del Cámbrico Inferior (Caerfei). Esta datación se ha extendido al resto de la serie, pero no puede excluirse la posibilidad de que la base de la Formación corresponda todavía al Vendense. En efecto, el aceptar como límite Cámbrico-Precámbrico la discordancia entre las Fms. Mora y La Herrería es una decisión puramente convencional.

Sobre la Fm. Herrería se presenta un episodio carbonatado muy característico, representado por dolomías amarillentas seguidas por calizas grises y rojas ("Griotte" cámbrica), de 150 a 225 m de espesor. Es la Formación Calizas de Láncara (COMTE 1937). Estos materiales, especialmente los mas bajos que contienen a veces estromatolitos, se originaron en un medio somero. La fauna bentónica de los otros niveles (*Archaeocyathus* cf. *laqueus* y *Picnoidocyathus* cf. *erbeni*, en la parte media, y *Paradoxides* spp. y *Conocoryphe* spp. en la superior) indica que en ellos se encuentra el límite Cámbrico Inferior (Caerfei)-Medio (St. David).

Trás el depósito de los materiales anteriores se restableció la sedimentación terrígena, generándose una serie clástica conocida como Formación Pizarras y Areniscas de Oville (COMTE 1937), representada por pizarras verdosas y areniscas glauconíticas con frecuentes cambios laterales de facies. Hacia la parte superior disminuye la presencia de materiales finos y aparecen bancos cuarcíticos. El régimen sedimentario sigue manteniendo carácter litoral, apareciendo incluso en la parte alta tramos de transición a medios intermareales y deltaicos. El espesor de la serie oscila entre 100 y 400 m. En la misma base se encontró una fauna de trilobites (con *Paradoxides pradoanus*, *Conocoryphe ovata*, *Solenopleuropsis* spp.) y carpoideos (*Decacystis hispanica*) del Cámbrico Medio; en el resto de la Formación, los restos paleontológicos son rarísimos (salvo algunos palinomorfos e icnofósiles). Sin embargo, la presencia de *Cruziana barbata* cerca del techo, podría indicar que toda la unidad pertenece al Cámbrico Medio.

b) El Ordovícico

La Formación anterior es sucedida, sin solución de continuidad, por la Formación Cuarcitas de Barrios (COMTE 1937). Se trata de una serie compacta de cuarcitas blancas (ortocuarcitas), con intercalaciones mas o menos espesas de lutitas pardas o verdosas y conglomerados cuarcíticos. Su espesor alcanza ordina-

riamente los 300 m. El depósito de estos materiales se efectuó en un medio somero, a veces intermareal y hasta supramareal. La presencia de icnofósiles como *Cruziana semiplicata* ha permitido atribuir la parte baja al Cámbrico Superior (Merioneth) y, quizás, al Tremadociense y la parte alta, con *Cruziana furcifera*, *C. rugosa* y *C. goldfussi*, al Arenigiense. Fuera del sector visitado, se encontró en el techo de la Formación el graptolite *Azygograptus undulatus*, del Arenigiense Superior.

Donde la disposición estructural de los materiales corticales favorece el afloramiento de los tramos mas bajos de la sucesión paleozoica, la serie cambro-ordovícica aparece, tal como se ha dicho, en distintos puntos de la Zona Cantábrica. Debido a que las Capas de Barrios actúan como principal nivel de despegue de las unidades cabalgantes en la orogénesis herciniana, los términos situados inmediatamente por debajo afloran raramente, y la mayor parte las veces, los niveles mas antiguos que figuran cartográficamente en el frente de los mantos y escamas subordinadas, corresponden a las Calizas de Láncara.

En determinados sectores de la Región de Pliegues y Mantos (Fig. 2), por encima de las Cuarcitas de Barrios hay todavía materiales de edad ordovícica. Generalmente están reducidos a una sucesión de pizarras oscuras, limolitas y areniscas, de espesor variable (5 a 100 m), que en otros puntos de la Región de Pliegues y Mantos (zona costera asturiana), pasan gradualmente a la serie pizarrosa del Ordovícico Medio. Se trata de las llamadas "Capas de Transición", atribuibles al Llanvirniense. Sobre estos materiales, o directamente sobre la Fm. Barrios, se sitúa en algunas secciones de la Unidad de Somiedo-Correcilla una serie de poco espesor (alrededor de unos 9 m) de calizas bioclásticas que han sido asimiladas a las de la Fm. Viedo de la costa asturiana, pero cuyo contenido paleontológico (*Nicolella actoniae*, *Leptestiina prantli* y diversos equinodermos) indica una edad diferente, Ashgillense (posiblemente Rawtheyense).

En este sector de la Zona Cantábrica existe, pues, una laguna estratigráfica que comprende, al menos, parte del Ordovícico Medio y Superior, pero que en muchos puntos, donde faltan también las Capas de Transición y la caliza bioclástica, se inicia al finalizar el Arenigiense y no termina hasta bien entrado el Silúrico Inferior. En cambio, junto a la costa asturiana la laguna es prácticamente inexistente.

LA SUCESION SILURO-DEVONICA

Materiales siluro-devónicos (hasta el Fameniense Superior) (Fig. 5) se presentan casi exclusivamente en la Región de Pliegues y Mantos y en la del Pisuerga-Carrión, con la sucesión mas completa en las unidades estructurales mas próximas al Antiforme del Narcea (Unidad de Somiedo-Correcilla) (Figs. 2-3). En las restantes unidades, la serie existente aparece interrumpida en términos progresivamente mas bajos, conforme se efectúa un desplazamiento hacia la parte cóncava de la Rodilla Asturiana, es decir, hacia el dominio de la Cuenca Carbonífera Central. Este hecho podría interpretarse como un fenómeno de carácter regresivo para la serie estratigráfica siluro-devónica pero en realidad es el resultado de la erosión en bisel de

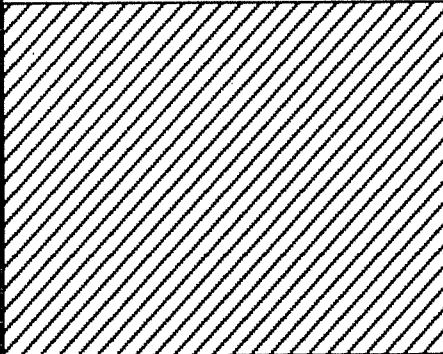
REGION DE PLIEGUES Y MANTOS (Sucesión de la Vertiente Meridional)					
DEVONICO	DEVONICO SUPERIOR	Fameniense	FM. ERMITA		
		Frasniense	FM. FUEYO		
	DEVONICO MEDIO	Givetiense	FM. NOCEDO		
		Eifeliense	FM. PORTILLA		
	DEVONICO INFERIOR	Emsiense	FM. HUERGAS		
		Praguiense	FM. SANTA LUCIA		
		Lochkoviense	Grupo LA VID		
	SILURICO	PRIDOLIENSE		FM. SAN PEDRO	
		LUDLOWIENSE	Ludfordiense		
Gorstiense					
WENLOCKIENSE		Homeriense	FM. FORMIGOSO		
		Sheinwoodiense			
LLANDOVERIENSE		Telychiense			
		Aeroniense			
		Rhuddaniense			
ORDOVICICO		ASHGILLIENSE			
	CARADOCIENSE				
	LLANDEILIENSE				
	LLANVIRNIENSE				
	ARENIGIENSE				
	TREMADOCIENSE				
CAMBRICO	CAMBRICO SUPERIOR		FM. BARRIOS ("Cuarcita Armoricana")		
	CAMBRICO MEDIO		FM. OVILLE		
	CAMBRICO INFERIOR		FM. LANCARA		
PRECAMBRICO	VENDIENSE		FM. HERRERIA		
					
			FM. MORA ("Pizarras del Narcea")		

Figura 5.- Unidades litoestratigráficas y edades del intervalo Precámbrico-Devónico

de los materiales del borde de la cuenca, previa al depósito transgresivo del Fameniense Superior, prácticamente omnipresente en todo el ámbito de la Zona Cantábrica.

a) El Silúrico

Los materiales mas antiguos del Silúrico son los que integran la Formación Pizarras de Formigoso (COMTE 1937). Se trata de lutitas negras o grises, muy blandas, que en su mitad superior se hacen mas compactas al alternar con tramos de areniscas de grano fino. Su espesor oscila ordinariamente entre los 100 y los 300 m. Estos materiales debieron originarse en un medio poco agitado, seguramente cercano a la costa, y contienen fauna pelágica (graptolites y palinomorfos, especialmente) que indica edades que van desde la parte alta del Llandoveryense Medio (Aeroniense), con *Monograptus convolutus* y *M. sedgwicki*, entre otros, hasta el Wenlockiense Inferior (Sheinwoodiense), con *Monoclimacis vomerinus* y *Retiolites geinitzianus*. Se advierte constantemente en todo el ámbito sedimentario una laguna estratigráfica que abarca la parte baja del Llandoveryense. Donde se produjo durante este intervalo la erosión de los materiales del Ordovícico Medio y Superior (o en los puntos donde estas formaciones no llegaron a depositarse), las Pizarras de Formigoso se encuentran sobre las Cuarcitas de Barrios o sobre las Capas de Transición. En estos casos, la laguna estratigráfica abarca desde el Llanvirniense al Llandoveryense Inferior.

Sin solución de continuidad respecto a la Formación anterior, la serie se hace progresivamente mas detrítica, con predominio de areniscas típicamente rojas (a veces con niveles de hierro oolítico) y, en ocasiones, grises o blancas, alternando con delgadas capas de lutitas verdosas. Se trata de la Formación Areniscas de San Pedro (COMTE 1936). Su espesor es del orden de los 200 m. Las areniscas contienen fauna bentónica (braquiópodos, trilobites) y las lutitas elementos pelágicos (graptolites y palinomorfos). La edad corresponde al Wenlockiense Superior-Pridoliense (hasta ahora solo pudo caracterizarse paleontológicamente el Ludloviense, con *Dalmanella orbicularis*, *Saetograptus fritschi fritschi*, *S. chimaera salweyi*, etc., del Gorstiense), pero los últimos 50 m proporcionan constantemente fauna del Devónico Inferior (Lochkoviense, con *Acastella heberti*, *Howellella* spp., *Caudicriodus woschmidtii*, y otros).

b) El Devónico

La sedimentación devónica se presenta, en todo el ámbito que ocupan sus afloramientos, como una alternancia de episodios terrígenos y carbonatados que alcanza en la unidad de Somiedo-Correcilla, donde la sucesión aparece mas completa, unos 2.000 m de espesor. Se trata de materiales depositados en la zona sublitoral a intermareal de la plataforma costera, salvo algunos episodios que señalan netamente un ambiente pelágico. Varios de los depósitos calcáreos corresponden a formaciones arrecifales.

En los niveles inferiores, sobre las Areniscas de San Pedro, se desarrolla una serie con claro predominio carbonatado, si bien contiene elementos terrígenos en la mitad superior y, a veces, también en

tramos bajos. Es el Grupo Dolomías y Pizarras de la Vid (COMTE 1936). En este Grupo, pueden distinguirse, de abajo a arriba, cuatro unidades, que no han recibido denominación particular: dolomías, calizas grises en bancos gruesos y lutitas intercaladas, lutitas pardas con lentejones calcáreos y calizas encriníticas rojas, con intercalaciones de margas y lutitas. El espesor total es del orden de 400 a 600 m. La gran abundancia fosilífera (rugosos, tabulados, estromatoporoides, briozoos, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, nautiloideos, dacrioconáridos, trilobites, ostrácodos, crinoideos, blastoideos, conodontos, etc.) permite una buena caracterización paleoecológica (medio sublitoral a intermareal, este último en los tramos mas bajos) y, además, una datación precisa. En efecto, la presencia entre otros de *Ozarkodina steinhornensis remscheidensis*, *Caudicriodus angustoides bidentatus*, *Ctenochonetes jouannensis* y *Caplinoplia sotoi*, caracteriza el Lochkoviense; la de *Caudicriodus curvicauda*, *C. angustoides castilianus*, *Nowakia acuaría*, *Paulinella guerangeri*, *Brachyspirifer rousseaui* y *Acastella* cf. *rouaulti*, el Praguense; y la de *Polygnathus dehiscens*, *P. laticostatus*, *P. inversus*, *Nowakia cancellata*, *N. richteri*, *Phacops (Phacops) saberensis*, *Kayserops brevispinosus*, *Euryspirifer pellicoi*, *Arduspirifer* gr. *arduennensis*, *Uncinulus pila* y *U. suborbignyanus*, el Emsiense.

La Formación Calizas de Santa Lucia (COMTE 1936), está constituida por unos 250 m de calizas grises, frecuentemente masivas, con intercalaciones margosas. Ordinariamente pueden distinguirse en la Formación tres Miembros: el medio tiene carácter arrecifal, con una fauna típica de rugosos, tabulados, estromatoporoides, briozoos y algas calcáreas, mientras los otros dos son de ambientes sublitorales, con fauna bentónica muy variada. La mayor parte de la Formación pertenece todavía al Emsiense, con *Icriodus corniger*, *Malladaia luciae*, *Paraspirifer sandbergeri*, *Olossinulus kayseri*, "*Uncinulus*" gr. *orbignyanus* y *Zdimir hercynicus*, pero el tercio superior es ya del Eifeliense (*Icriodus retrodepressus*, *Polygnathus costatus* y *Paraspirifer cultrijugatus*).

Por encima de las Calizas de Santa Lucia se restablece la entrada de material terrígeno para constituir la Formación Pizarras y Areniscas de Huergas (COMTE 1936). Se trata de un conjunto siliciclástico de unos 400 m de espesor, cuyo techo y muro está constituido por areniscas, pizarras y calizas arenosas encriníticas y el cuerpo principal por pizarras negras con frecuentes niveles de nódulos. Este intervalo pelágico, contiene faunas típicas (trilobites, ammonoideos, bivalvos, dacrioconáridos, etc.). La edad es Eifeliense alcanzando, quizás, el Givetiense Inferior, con formas como *Foordites platypleura*, *Cabrieroceras* spp., *Subanarcestes macrocephalus*, *Kayserops ? cantarmoricus*, *Costulatostyliolina* cf. *roemeri*, *Mucrospirifer* cf. *thedfordensis* y *M. diluvianoides*.

Un retorno transitorio al régimen arrecifal viene representado por el depósito de la Formación Calizas de Portilla (COMTE 1936), 50-60 m de calizas con varios tramos arrecifales. El medio de depósito es litoral-sublitoral y existen faunas abundantes, especialmente en los niveles arrecifales (rugosos, tabulados, estromatoporoides, algas calcáreas), pero también en los otros (braquiópodos, briozoos, crinoideos, blastoideos, trilobites, receptaculites, conodontos). Su edad, de acuerdo con la presencia de *Polygnathus*

hemiansatus, *P. varcus*, *P. cristatus*, *Schmidtognathus peracutus*, *Stringocephalus burtini*, *Beckmannia pentagona* y *Davidsonia verneuili*, es Givetiense.

La Formación siguiente: las Areniscas de Nocedo (COMTE 1936), comprende una alternancia de 300 m de lutitas, limolitas, areniscas calcáreas y calizas, de origen sublitoral, dispuesta, cuando la Formación está completa, en dos secuencias regresivo-transgresivas, los llamados Miembros Gordón y Millar. La parte baja de la Formación, de 60-80 m de potencia, tiene con frecuencia carácter arrecifal (Calizas de Valdoré, COMTE 1936) y al estar separado de la Formación anterior por un tramo de areniscas y lutitas arenosas, a veces bastante delgado, la mayoría de autores la han sumado a dicha Formación. Estas capas contienen aún elementos givetienses, como *Ripidiorhynchus barroisi*, *Devonoproductus leonensis* o *Apousiella dorlodoti*, pero probablemente se encuentre también en ellas el límite Givetiense/Frasniense. El resto de la Formación Nocedo, tiene edad Frasniense, con *Polygnathus asymmetricus*, *Ancyrodella rotundiloba*, *A. alata*, *A. curvata*, *A. lobata*, *Ancyrognathus triangularis*, *Apousiella belliloci*, *Cariniferella dumontiana*, *Cyrtospirifer verneuili* y *Homoctenus* spp..

Sigue a continuación la Formación Pizarras de Fuego (COMTE 1936), un episodio pelágico de unos 130 m. de espesor, constituido por pizarras negras con nódulos, a veces con delgados niveles de conglomerados interestratificados en la parte inferior y una alternancia de lutitas y areniscas en la superior. La parte inferior contiene restos de flora flotada y douvillínidos del Frasniense, pero el resto de la Formación corresponde ya al Fameniense, con *Palmatolepis glabra glabra*, *P. fallax*, *P. pectinata* y *Ptychomaletoechia* sp.

La Formación Areniscas de La Ermita (COMTE 1936), es una serie siliciclástica, de 60-100 m. de espesor en su región típica, constituida por areniscas y cuarcitas microconglomeráticas, con algunos tramos lutíticos. Esta unidad posee carácter transgresivo, apoyándose sobre el resto de formaciones de la serie devónica y sobre materiales mas antiguos. La sedimentación tuvo lugar en condiciones intermareales a supramareales. En las areniscas calcáreas hay una relativa abundancia de fósiles del Fameniense Superior, principalmente braquiópodos (*Dmitria seminoi*, *Centrorhynchus letiensis*, *Megalapterorhynchus* sp., *Paurogastroderhynchus* sp., *Araratella moresnetensis*), bivalvos (Aviculopectínidos y otros), gasterópodos, briozoos, crinoideos y restos de vegetales.

El Devónico se prolonga aún en parte de la Formación Calizas de Baleas, que se describe mas tarde junto a las unidades bioestratigráficas del Carbonífero.

LA SUCESION CARBONIFERA

La ampliación del área de sedimentación del Paleozoico Superior a todo el dominio de la Zona Cantábrica, hecho que se produjo a fines del Fameniense, no fue un fenómeno momentáneo ya que se mantuvo a lo largo de todo el Carbonífero Inferior, con características uniformes en los diversos sectores de la cuenca, presentando un mismo tipo de secuencia sedimentaria. Estas series se distinguen por su carácter condensado, que contrasta con lo que sucedió mas tarde, durante el Carbonífero Superior, en que alcanzan espesores muy elevados y presentan, además, grandes variaciones petrográficas y sedimentológicas (Fig. 6).

a) El Carbonífero Inferior (incluyendo el Serpukhoviense)

La Formación Calizas de Baleas (WAGNER et al. 1971), comprende una sucesión condensada (generalmente en torno a 10 m de potencia) de calizas bioclásticas blancas algo arenosas. La unidad forma a veces una transición gradual con la parte alta de la Formación Ermita, constituida por areniscas calcáreas y microconglomeráticas con lentejones de calizas bioclásticas, pero otras existe un breve hiato sedimentario entre ambas unidades. Se trata de materiales de plataforma carbonatada con su parte superior depositada en condiciones de mayor profundidad que la inferior. Las Calizas de Baleas registran el paso del Devónico al Carbonífero, con conodontos de las Biozonas **Praesulcata** y **Sulcata** (entre ellos las propias especies zonales *Siphonodella praesulcata* y *S. sulcata*) y se prolongan en el Turnesiense (hasta la Biozona **Anchoralis**), con varios hiatos sedimentarios.

La Formación Pizarras de Vegamián (COMTE 1959), raramente supera los 5 m de potencia. Está constituida por lutitas negras o grises con lechos de lilitas y, a veces, con algún nivel de areniscas con nódulos fosfatados que revelan una mayor profundidad de depósito en áreas mas distales. Su edad es, asimismo, Turnesiense como lo muestra la presencia de *Muensteroceras arkansanum* y conodontos de las Biozonas **Typicus** y **Anchoralis**. Sin embargo, en ciertas localidades, sus niveles basales podrían ser aún del Fameniense terminal.

La distribución geográfica de los materiales precedentes no parece guardar relación con la posición relativa de las diferentes unidades estructurales de la zona. Parcialmente existe una equivalencia temporal entre las Fms. Baleas y Vegamián, que coinciden rara vez en las mismas secciones; cuando lo hacen, la Fm. Vegamián se superpone siempre a la Fm. Baleas. La existencia de hiatos sedimentarios durante los cuales pudo producirse una removilización de los materiales e, incluso, su desaparición por erosión puede explicar las diversas situaciones que se presentan en las secuencias locales de la región.

A las unidades precedentes sigue, con una total constancia en los diversos puntos de la cuenca sedimentaria, el depósito de la Formación Calizas de Alba (GINKEL 1965), llamada también Formación Genicera (WAGNER et al. 1971), tradicionalmente conocida con el nombre de "Caliza Griotte". Está representada por

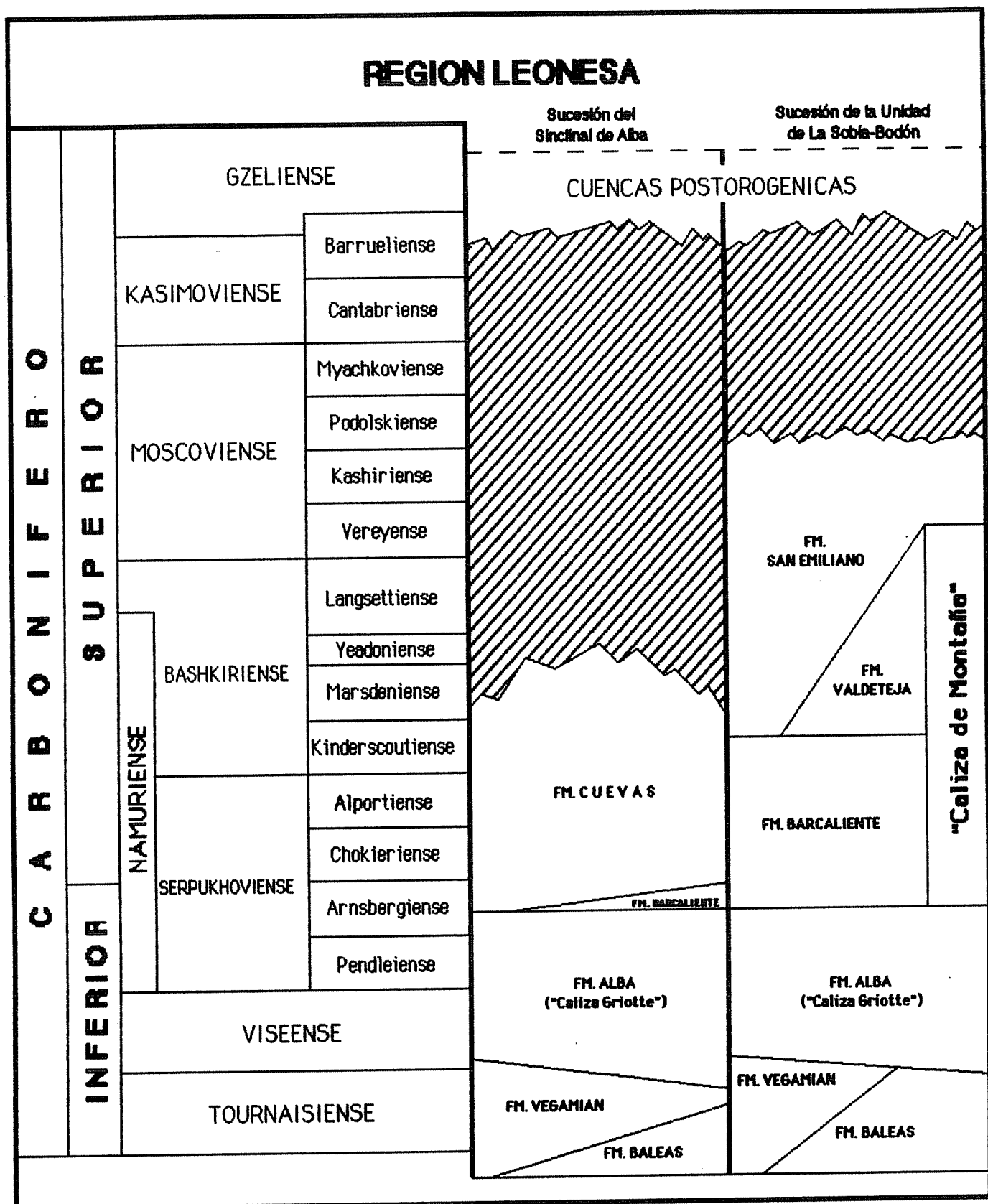


Figura 6.- Unidades litoestratigráficas y edades de la serie carbonífera

calizas nodulosas rojas de grano fino y elevado contenido arcilloso, con una intercalación de radiolaritas rojas desarrollada con frecuencia en su mitad inferior. El espesor del conjunto es, en general, del orden de 30 m. Estos materiales contienen fauna pelágica (goniatites, conodontos, radiolarios) y algunos elementos bentónicos (rugosos solitarios, trilobites, bivalvos, crinoideos). El Viseense está representado prácticamente completo en esta Formación, como lo atestigua la presencia de goniatites (*Merocanites applanatus* y *Muensteroceras hispanicum*, en la parte inferior, y *Goniatites falcatus*, *G. crenistria*, etc., en la superior) y conodontos (Biozonas **Texanus** a **Nodosus**). Pero además, en algunas secciones, su parte baja incluye también el Turnesiense terminal (conodontos de la Biozona **Anchoralis**) mientras que su parte alta abarca casi siempre el Serpukhoviense Inferior (hasta el Arnsbergiense) con goniatites como *Proshumardites delepinei* y conodontos de la Biozona **Bollandensis**.

El carácter condensado de los materiales anteriores desaparece durante el Serpukhoviense al generarse la Formación Calizas de Barcaliente (WAGNER et al. 1971). Se trata de calizas negras o muy oscuras, fétidas, tableadas y provistas de laminaciones, que con frecuencia están total o parcialmente dolomitizadas, incluso mas o menos silicificadas. En ciertos horizontes suelen existir brechas intraformacionales, testigos de los primeros movimientos tectónicos hercinianos. La Formación presenta espesores comprendidos entre los 200 y 300 m y probablemente se depositó en un ambiente de baja energía y escasa oxigenación. Sin embargo, se ha descrito la existencia esporádica de facies evaporíticas (sulfatos) en los niveles altos. El contenido en fósiles es muy escaso. Por encima de la base de la unidad se identificaron conodontos de las Biozonas **Noduliferus-Lateralis** (Chokieriense-Alportiense) y **Sinuatus** (Kinderscoutiense), es decir, del Serpukhoviense a la base del Bashkiriense. El techo de la Formación se sitúa, con bastante constancia, algo por encima del límite Serpukhoviense-Bashkiriense (entre el Alportiense y el Kinderscoutiense).

En el área próxima al Antiforme del Narcea y en otros puntos de la Región Pisuerga-Carrión, la Fm. Barcaliente pasa lateralmente a materiales terrígenos, representados por lutitas grises o negruzcas junto con bancos de areniscas, que muestran en algunos puntos, y a partir de un determinado nivel, granoclasificación y estructuras internas, de origen supuestamente turbidítico. En el área próxima al Antiforme del Narcea, constituyen la llamada Formación Pizarra de Cuevas (BOSCHMA & STAALDUINEN 1968), que alcanza espesores comparables a los de la Fm. Barcaliente y se indenta con ella o presenta lentes interestratificados de litología similar, en los que se identificaron conodontos de la Biozona **Bollandensis** (Arnsbergiense). En los puntos donde la Fm. Cuevas se apoya directamente sobre la Fm. Alba, sin intermedio de calizas de la Fm. Barcaliente, suele existir un paquete de margas versicolores: las Capas de Olaja (WAGNER et al. 1971) de unos 8-10 m de espesor, que contiene goniatites (*Eumorphoceras bisulcatum*) y ostrácodos propios, asimismo, del Arnsbergiense; es decir, son equivalentes a los niveles calcáreos de transición que suelen aparecer en el techo de la Fm. Alba.

b) El Carbonífero Superior preorogénico

La uniformidad regional que se manifiesta en las secuencias del Carbonífero Inferior, se interrumpe durante el Bashkiriense en que existe una considerable diferenciación entre las series de las diferentes unidades estructurales. El cambio de polaridad en la dirección de los aportes de materiales y el sentido de los movimientos que dieron origen al levantamiento de la cordillera herciniana, determinaron una progresiva continentalización de la cuenca, la cual solo es completamente marina en el área nororiental (en la parte mas externa del Arco Asturiano). En cada una de las regiones en que se ha dividido la Zona Cantábrica, la sucesión presenta diferencias perceptibles respecto a las demás, lo que justifica el establecimiento de Formaciones propias o exclusivas de dominios particulares.

En la parte cartográficamente mas próxima al Antiforme del Narcea (Figs. 2-3), no existe otra representación del Carbonífero Superior preorogénico que la de los tramos superiores de la Fm. Barcaliente (o de la Fm. Olleros, que la sustituye total o parcialmente), tras cuyo depósito se interrumpió por completo la sedimentación incorporándose el área al conjunto de tierras emergidas del Oeste/Sur. En la unidad de La Sobia-Bodón, en cambio, el Carbonífero Superior preorogénico alcanza mucho mayor desarrollo estando representado por las Formaciones Valdeteja y San Emiliano (Fig. 6).

La Formación Calizas de Valdeteja (WAGNER et al. 1971), está constituida por calizas de color gris claro, en parte bioclásticas, generalmente masivas aunque presentan asimismo tramos tableados y algún nivel margoso. Su espesor es muy variable, ya que su techo es fuertemente diacrónico, hasta tal punto que en algunos sectores, la Formación entera puede llegar casi a desaparecer, sustituida por la Formación siguiente; en otros sitios, en cambio, puede superar los 600 m de potencia. La sedimentación de estos materiales fue de plataforma, en un medio mas oxigenado que el que determinó el depósito de la Fm. Barcaliente. La fauna presente, de edad Bashkiriense, puede ser ocasionalmente abundante. En la misma base se ha podido caracterizar en algunos puntos el Marsdeniense (Biozona **Delicatus**) y en distintos niveles se han citado braquiópodos (*Avonia aculeata*, *Echinoconchus elegans*, *Balakhonia continentalis*, *Chaoiella gruenewaldti*, *Reticulatia ivanovi*) y goniatites (*Proshumardites karpinskyi becharensis*) que, en conjunto, apuntan al Bashkiriense Inferior, y fusulinas (*Pseudostaffella gorskyi*, *Profusulinella* gr. *rhomboformis*) del Bashkiriense Superior. En los lugares donde la Fm. Valdeteja alcanza su máximo desarrollo se hallaron elementos del Bashkiriense terminal o incluso de la base del Moscoviense (fusulinas como *Profusulinella tashliensis minima*, *Verella* sp. y conodontos como *Idiognathoides tuberculatus*).

En la región que se recorre, la Fm. Valdeteja suele superponerse a la Fm. Barcaliente (Fig. 6) La diferenciación de ambas como unidades litoestratigráficas distintas no se produjo formalmente hasta 1971. Antes, el conjunto de ambas fue conocido con el nombre tradicional de "Caliza de Montaña" (EZQUERRA DEL BAYO 1944), o variantes del mismo, nombre que continúa empleándose cuando la dolomitización o la silicifi-

cación del conjunto impide una neta separación de las unidades (Fig. 6). Fuera de la Región de Pliegues y Mantos, la Fm. Valdeteja propiamente dicha no existe, y en estos casos la denominación "Caliza de Montaña" se aplica exclusivamente a la Fm. Barcaliente.

En la unidad de La Sobia-Bodón (Figs. 2-3), la Fm. Valdeteja es cubierta concordantemente por la Formación Pizarras y Calizas de San Emiliano (BROUWER & GINKEL 1964), constituida por una serie terrígeno-calcárea que puede llegar a alcanzar hasta 1.800 m de espesor en algunos puntos. En su base se presentan con frecuencia interdigitaciones con la Formación precedente que pueden reducir extraordinariamente su potencia hasta hacer que la Fm. San Emiliano se apoye directamente sobre la Fm. Barcaliente (Fig. 6). La parte baja de la Fm. San Emiliano, suele ser lutítica y de tonos oscuros. En la parte media, se suceden varios ciclos constituidos por alternancias de materiales clásticos y carbonatados y en la superior existen areniscas, margas y capas de carbón, desapareciendo casi totalmente los niveles calcáreos. La unidad se depositó en una plataforma mixta (interpretada a veces como deltaica) que evolucionó en el tiempo hacia una mayor continentalidad. En los niveles lutíticos de la parte media se hallaron braquiópodos del Bashkiriense (*Alitaria nasuta*, *Kozlowskia bediae*, *Karavankina wagneri*, *Cantabriella schulzi*, *Brachythyris pinica*, etc.) y en las calizas, ricas en algas calcáreas (*Donezella*), existen fusulinas (*Schubertella* gr. *obscura*, *Profusulinella parva*, *Pseudostaffella* cf. *gorskyi*, *P. antiqua grandis*) y conodontos (*Idiognathoides attenuatus*, *Streptognathodus* cf. *lateralis*) del Bashkiriense Superior. En cambio, en la parte alta de la serie, los braquiópodos (*Linoproductus ovalis*, *Kozlowskia aberbaidensis*) y las fusulinas (*Aljutovella artificialis*, *Profusulinella bona*), sugieren ya una edad Moscoviense Inferior (Vereyense). Los primeros tramos carbonosos pertenecen al Westfaliense A o B (Moscoviense Inferior) y suministraron una flora con *Neuropteris gigantea*, *Diplocalamites ramosus*, *Mesocalamites haueri*, *Sphenophyllum kidstoni* y *Sigillaria elegans*. En algunos puntos, la sedimentación de plataforma adquiere caracteres turbidíticos, con amplio predominio de depósitos de naturaleza terrígena, incluyendo bloques calcáreos (Capas de Villanueva) que contienen *Branneroceras branneri*, del Bashkiriense Superior.

c) El Carbonífero Superior postorogénico

La continuidad estratigráfica de los materiales queda interrumpida a lo largo de la serie carbonífera, por la existencia de varias discordancias de importancia desigual. En efecto, los materiales más modernos del Carbonífero cantábrico descansan, en discordancia angular sobre los anteriormente descritos. Constituyen el resultado del depósito debido al levantamiento de la cordillera herciniana y, por ello, debe atribuirseles carácter molásico. Contrariamente a lo que sucede en las series anteriores del Carbonífero, estos materiales forman afloramientos aislados, sin continuidad cartográfica, aunque quizás esto se deba a la erosión posterior. Su localización actual no parece pues estar en relación con las estructuras originadas por el emplazamiento de los mantos, y sí condicionada por fracturas que en su juego desnivelador habrían provocado un acusado paleo-relieve. Solo en algunos puntos fuera del sector estudiado, existe una relativa continuidad estratigráfica con los materiales precedentes.

La discordancia principal es la astúrica, bien conocida de antiguo, que se produjo durante el Estefaniense A, por lo que todos los materiales estefanienses (o kasimovienses) del Carbonífero cantábrico han de ser considerados como postorogénicos. Esta consideración, no obstante, requiere ciertas matizaciones. El descubrimiento de una nueva discordancia: la leónica, de edad algo mas antigua (Westfaliense D superior) que la astúrica, determina una frecuente imprecisión en el uso del término "postorogénico", el cual debería reservarse exclusivamente para las series estefanienses (y pérmicas). Los materiales depositados durante el intervalo temporal comprendido entre ambas discordancias poseen, en realidad, carácter sinorogénico, aunque lo mismo puede decirse de otros, como por ejemplo, de los conglomerados existentes en diversos lugares de la cuenca, generados durante el emplazamiento de los mantos (cuñas clásticas), que pueden tener edades mas antiguas (desde el Westfaliense D inferior en la Cuenca Carbonífera Central). Una tercera discordancia: la de Curavacas, presente en el Westfaliense B de la Región del Pisuerga-Carrión y que dio lugar a la llamada "fase palentina" o "fase Curavacas", está siendo actualmente reinterpretada. Finalmente, el descubrimiento mas reciente de otras discordancias menores, previas a la leónica, hace que se desvanezca un tanto la noción de serie preorogénica que antes parecía estar establecida con mayor nitidez.

La fase leónica como discordancia angular aparece prácticamente restringida en un área cartográfica concreta, al S de la Falla de León, entre la Región de Pliegues y Mantos y la del Pisuerga-Carrión (Figs. 2-3), aunque hiatos sedimentarios coetáneos, seguidos de disconformidades, se aprecian también en otros puntos. En el sector visitado, aparece solo una discordancia dividiendo netamente el conjunto carbonífero en dos series: en estos casos se trata siempre de la discordancia astúrica. Cuando se da esta circunstancia, es posible que secuencias equivalentes a materiales postleónicos aparezcan como integrados en el mismo conjunto de lo que denominamos Carbonífero superior preorogénico.

El lapso temporal comprendido entre el Westfaliense D y el Estefaniense A, lo cubre el Cantabriense, al que pertenecen buena parte de los materiales sinorogénicos del Carbonífero cantábrico. Sin embargo, en el sector visitado, no aparecen materiales de dicha edad.

En esta zona, sobre las estructuras de la Región de Pliegues y Mantos, hay diversos afloramientos del Carbonífero superior postorogénico, de desigual extensión superficial, representados por materiales de naturaleza continental casi exclusivamente. Su carácter netamente discordante queda bien reflejado en la cartografía. Ocupando áreas deprimidas del paleorelieve postastúrico, la existencia de tales afloramientos lo facilitó el juego de fracturas que cuartearon en esta época el edificio herciniano. Los depósitos (torrenciales, fluviales, límnicos), poseen espesores variables, a veces muy elevados (hasta 2.500 m en la Cuenca de Sabor), y la flora presente indica para ellos una edad Estefaniense B o C (excepcionalmente, Estefaniense A superior).

El modelo sedimentario de cada una de estas cuencas es parecido, lo que indica que sufrieron un proceso análogo de relleno. La serie suele iniciarse con el depósito caótico de grandes bloques o brechas, que atestiguan un régimen torrencial, a los que siguen, en gradación descendente, conglomerados poligénicos, areniscas, lutitas y capas de carbón. En muchos casos, la sedimentación es cíclica, con megasecuencias positivas que empiezan con elementos detríticos groseros y acaban con niveles de carbón. Los depósitos conglome-

ráticos se interpretan ordinariamente como abanicos fluviales, en cuya parte distal se acumularon masas carbonosas de espesor variable. La secuencia litológica está condicionada por factores locales, por lo que no puede utilizarse como criterio válido de correlación.

Las series mejor estudiadas son las que pertenecen a las cuencas de Sabero, Ciñera-Matallana y La Magdalena, en la parte meridional de la Zona Cantábrica (Fig. 3), conectadas seguramente en el pasado y cuya separación actual es debida a la erosión posterior al depósito.

De todas las cuencas del sector, la que primero se rellenó fue la de Sabero, puesto que sus capas mas bajas pertenecen todavía al Estefaniense A superior, con elementos florísticos como *Alethopteris grandinioides subzeilleri*, *Lobatopteris lamuriana*, *Sphenophyllum emarginata truncatum*, entre otros. En uno de los tramos inferiores se localizó, incluso, una fauna salobre con *Myalina* sp. y *Curvirmula* sp., indicando un medio marino restringido próximo a la costa; dicho tramo representa el nivel mas moderno con influencia marina de todos los afloramientos del Carbonífero postorogénico del sector. El resto de la serie, que llega a alcanzar un total de unos 2.500 m de espesor, contiene floras del Estefaniense B (*Neuropteris gallica*, *Odontopteris genuina*, *Alethopteris zeilleri*, *Sphenopteris matheti*, etc.). Capas lacustres interestratificadas contienen una fauna dulceacuícola típica (*Leaia baentschiana*, *Anthraconaia prolifera*, *Anthraconauta* sp., *Carbonita* sp.).

Al oeste de la cuenca de Sabero se dispone la de Ciñera-Matallana, con características sedimentarias análogas y una serie postorogénica de unos 1.500 m de espesor y, mas al oeste, la de La Magdalena, con unos 850 m. de rocas carboníferas postorogénicas. En ambas cuencas, la abundante flora presente indica exclusivamente una edad Estefaniense B (*Neuropteris ovata*, *Odontopteris brardi*, *Alethopteris zeilleri*, *Callipteridium striatum*, *Nemejcopteris feminaeformis*, *Sphenophyllum thoni*). Existen también, igual que en la cuenca de Sabero, niveles con faunas de origen límnic.

CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LA ZONA CANTABRICA

La Zona Cantábrica ocupa el núcleo del arco que dibujan las estructuras hercinianas en el NO de España (Fig. 1). En esta zona, la deformación tuvo lugar en condiciones superficiales; el metamorfismo y la esquistosidad faltan casi totalmente, en contraste con zonas más occidentales en donde ambos fenómenos están generalizados.

El límite occidental de la Zona Cantábrica, lo constituye el Antiforme del Narcea (Figs. 2-3), a lo largo del cual aflora una sucesión pelítico-grauváquica de edad precámbrica (Vendiense ?). Estos materiales precámbricos están recorridos longitudinalmente por un cabalgamiento al que se considera, en sentido estricto, el límite entre las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa, ya que aproxima sucesiones bastante diferentes, y es también el frente superior de la esquistosidad y del metamorfismo que se desarrollan de forma general hacia el oeste.

La estructura de la Zona Cantábrica, consiste esencialmente en un gran número de cabalgamientos vergentes hacia el interior del Arco (Fig. 4), y en dos sistemas de pliegues cruzados, cuya relación con los cabalgamientos ha sido objeto de controversia. Los dos sistemas de pliegues han sido denominados "longitudinal" (o "arqueado") y "radial" (o "transversal") por su disposición respecto al Arco (Fig. 3).

Los cabalgamientos

Si se observa la disposición cartográfica de los cabalgamientos cantábricos respecto a la estratificación en el autóctono y en el alóctono (Figs. 2-4), puede advertirse la clásica trayectoria en escalera de los mantos de corrimiento, con amplias zonas de despegue o "flats", donde cabalgamientos y estratificación son paralelos, y cortas rampas donde ambas superficies son oblicuas (Fig. 4). Los niveles de despegue más bajos son la base de la Fm. Láncara (Cámbrico Inferior-Medio) y la base de la Fm. Herrería (Cámbrico Inferior), por lo que puede considerarse que la Zona Cantábrica está afectada por una tectónica epidérmica ("thin skinned") que no involucra al Precámbrico, excepto en el Antiforme del Narcea (Fig. 4). El nivel de despegue más importante es, sin duda, el situado en la base de la Fm. Láncara, ya que esta Formación se encuentra en la mayor parte de superficies de cabalgamiento. Entre los niveles de despegue situados en niveles estratigráficos más altos, merece destacarse el de la base de la Fm. Alba (Carbonífero Inferior).

Los mantos de la Zona Cantábrica, originados en condiciones frágiles, no presentan deformación interna importante. Así lo atestiguan la buena conservación de los fósiles y el escaso desarrollo de esquistosidad.

Los pliegues

El significado tectónico de los pliegues de la Zona Cantábrica ha sido muy discutido. En los trabajos clásicos se admitió, como norma general, que los pliegues eran posteriores a los mantos, aunque se describieron diversas excepciones en que los pliegues parecían no deformar a los cabalgamientos. Los trabajos mas recientes tienden a considerar a todos los pliegues como relacionados genéticamente con los mantos, representando la acomodación de las unidades alóctonas a la trayectoria quebrada de las superficies de cabalgamiento, con rampas frontales y laterales (Figs. 3-4).

Las fallas

Además de los cabalgamientos existen en la Zona Cantábrica otras importantes fracturas de edad y significado diverso. Entre ellas cabe destacar las que se desarrollan en la parte meridional, con un trazado E-O (Fallas de León y de Sabero-Gordón, Figs. 2-3). Dichas fallas tienen una larga historia, con movimientos tempranos de desgarre y movimientos posteriores como fallas inversas durante el Estefaniense, lo que ha conducido a que las cuencas de dicha edad se presenten como jalonando a las fracturas. La falla de Sabero-Gordón muestra también una reactivación alpídica. Otras fallas del mismo trazado, presentes en la rama septentrional de la Zona Cantábrica, que tuvieron un juego inverso durante el Paleógeno, representan posiblemente accidentes hercinianos con el mismo significado.

Finalmente, cabe citar la presencia de una falla de desgarre, de dirección NO-SE que corta todo el Arco Cantábrico, desde Cabo de Peñas hasta el extremo SE de la Zona Cantábrica. Se trata de la falla de Ventaniella (Figs. 2-3) y, aunque presenta actividad alpídica, se ha sugerido que su desarrollo pudo comenzar ya en el Pérmico.

Edad de las estructuras

La presencia de depósitos sinorogénicos extensos y bien datados, permite conocer bastante bien la edad de las deformaciones en la Zona Cantábrica. A comienzos del Carbonífero, tal como se mencionó antes, tuvo lugar una inversión paleogeográfica, probablemente como resultado del levantamiento de la cadena herciniana al O de la Zona Cantábrica. En el Namuriense llegan a los sectores meridional y occidental de la Zona Cantábrica los primeros depósitos clásticos procedentes de la denudación de esa cadena y aparecen las primeras litofacies indicativas de la inestabilidad de la cuenca (olistostromos y turbiditas). El avance progresivo de la deformación hacia el E viene reflejado por el diacronismo de las diversas cuñas clásticas ligadas a las principales unidades alóctonas. En los Picos de Europa, situados en el sector mas oriental, los primeros indicios de inestabilidad se aprecian en el Kasimoviense; hasta ese momento la sedimentación carbonífera, casi exclusivamente carbonatada, tuvo lugar en una cuenca estable.

PARADAS

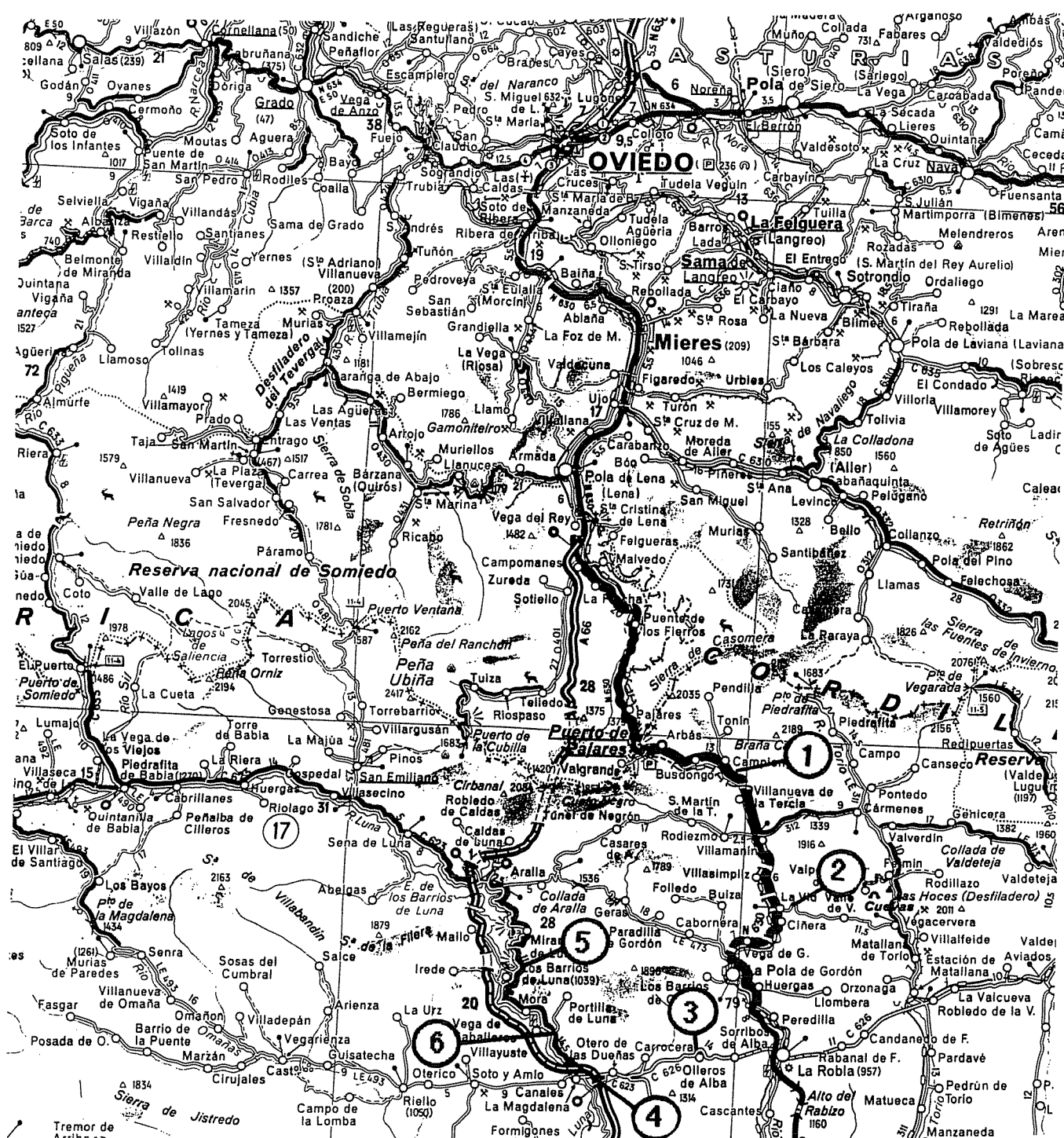


Figura 7.- Situación geográfica de las paradas

Parada 1 - Carretera Nacional 630, Madrid-Oviedo, poco después de pasar el Puerto de Pajares en dirección a Madrid, canteras cercanas al pueblo de Camplongo (Fig. 7).

Laguna pre-Fameniense Superior y transición Devónico-Carbonífero en la Unidad de La Sobia-Bodón (Fig. 2).

En el extremo septentrional de las canteras de Camplongo, la serie está invertida y las areniscas de la Fm. Ermita se apoyan mediante contacto erosivo, sobre lutitas y lentejones de calizas bioclásticas de la Unidad 3 del Grupo de La Vid (Ver Parada siguiente). A lo largo del contacto existen faunas relativamente abundantes de dacrioconáridos pelágicos en las lutitas del Grupo La Vid y de braquiópodos y bivalvos neríticos, en estado de moldes, en las Areniscas de La Ermita.

La Fm. Ermita comprende unos 6 m de areniscas amarillentas, cuarcíticas en la mitad inferior y de grano fino y con bastante cemento calcáreo en la superior (Fig. 8). La decalcificación permite observar frecuentemente granos eolizados.

Sobre las areniscas, habitualmente muy cubiertas por la vegetación, se sitúan 2 m de lutitas negras, finas, con nódulos silíceos y fosfáticos de la Fm. Vegamián (Fig. 8).

Más arriba vienen 10 m de calizas, calizas nodulosas y radiolaritas rojas de la Fm. Alba, y calizas y dolomías tableadas gris oscuro a negras de la Fm. Barcaliente (Fig. 8).

En relación a los cortes devónicos completos que afloran más al sur en el valle del Bernesga, en esta localidad se observa la ausencia de los materiales de las Fms. Ermita (solo están presentes los tramos superiores), Nocedo, Portilla, Santa Lucía y Grupo La Vid (falta parte de la unidad 3 y toda la 4). Esto constituye una fuerte evidencia del gradiente septentrional de la erosión pre-Fameniense Superior provocada probablemente por una regresión generalizada.

EDADES.- Separadas menos de 1 m se encontraron a uno y otro lado del contacto erosivo entre las lutitas del Grupo La Vid y las areniscas de la Fm. Ermita, faunas de dacrioconáridos (*Nowakia cancellata*, *Styliolina* sp.) y braquiópodos (*Schizophoria vulvaria*, *Platyorthis* sp. y otros), del Emsiense Superior, y faunas de braquiópodos (*Araratella moresnetensis*, *Centrorhynchus* sp., *Cyrtospirifer* sp. y *Planalvus* sp.), del Fameniense terminal, lo que establece con precisión el intervalo estratigráfico cubierto por la laguna pre-Fameniense Superior. En el techo de la Fm. Ermita continúan existiendo restos de *A. moresnetensis*, *Planalvus* sp. y Cyrtospiriferidae, junto con *Schellwienella* sp., *Mesoplica* ? sp. y otros.

La Fm. Vegamián no proporcionó faunas clasificables en esta localidad, pero en otros afloramientos de la región contiene conodontos y, ocasionalmente, ammonoideos, del Fameniense terminal o Turnesiense Inferior al Turnesiense Superior. Consecuentemente, el límite Devónico-Carbonífero debe de encontrarse en dicha Formación o en su límite con la Fm. Ermita, aunque es probable que exista una pequeña laguna comprendiendo las capas basales del Turnesiense y/o las terminales del Fameniense.

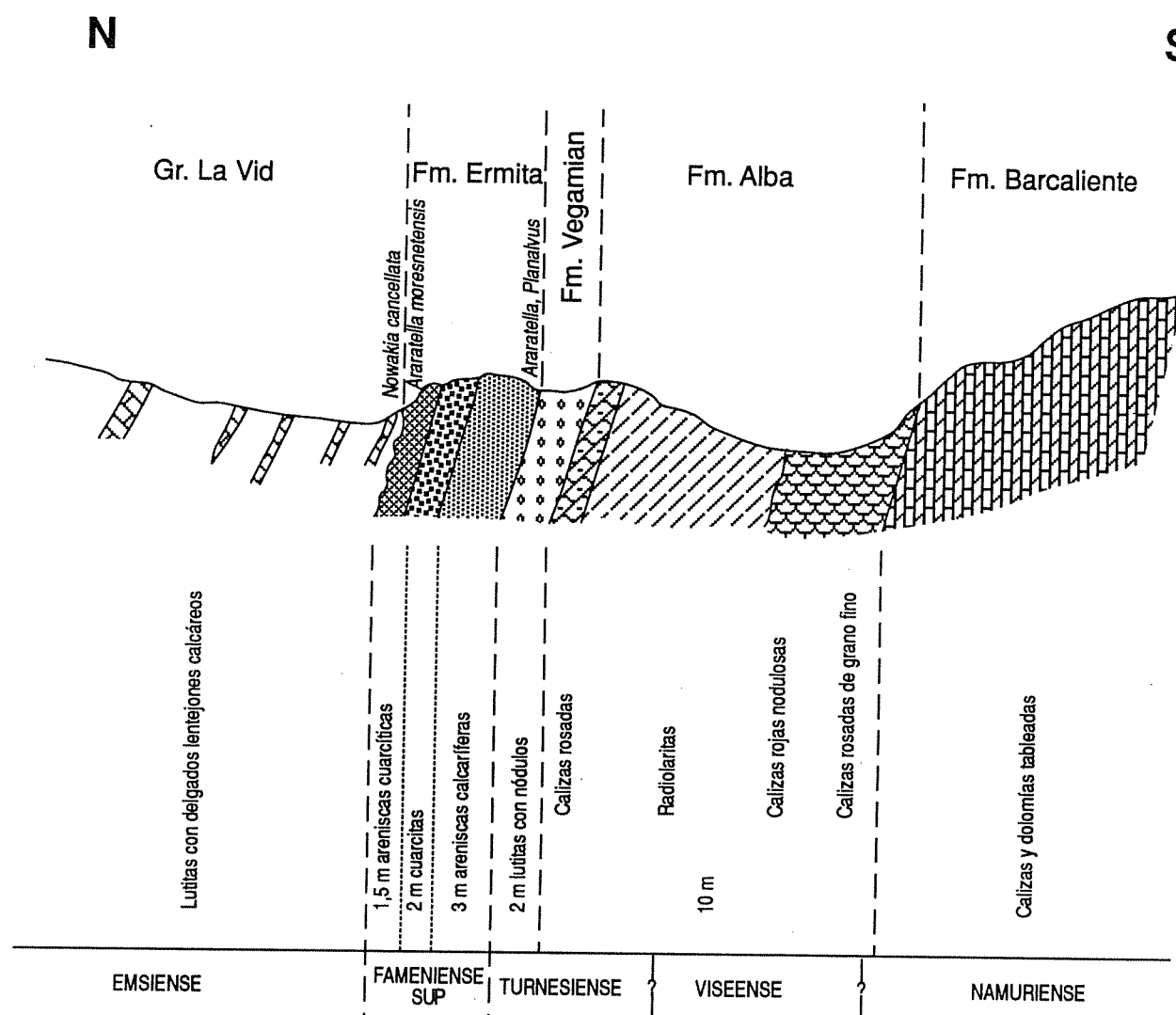


Figura 8. - Sucesión devono-carbonífera en las canteras del S del pueblo de Camplongo (León), en la que se observa muy bien la laguna pre-Fameniense Superior (GARCIA-ALCALDE, datos inéditos)

Parada 2 .- Siguiendo la carretera nacional 630 en dirección a León, se alcanza el pueblo de La Vid y se toma, a la izquierda, la carretera local a Vegacervera (Figs. 7, 9).

Serie tipo del Grupo La Vid (Devónico Inferior)(Fig. 10).

El Grupo La Vid, con una potencia de 360 a 370 m en esta localidad, se divide en cuatro unidades litológicas de las cuales las tres primeras están bastante bien representadas en el corte (estratotípico para el Grupo), y la última bastante replegada y cubierta (Fig. 10).

La unidad inferior (Unidad 1) muestra contacto gradual con las Areniscas de la Fm. San Pedro; comprende 116 m de calizas arenosas, dolomías y calizas y margas dolomíticas donde se han citado estructuras estromatolíticas variadas y laminaciones de algas.

La siguiente unidad (Unidad 2), de 90 m. de espesor, está constituida por calizas arcillosas y, a veces, nodulosas, con intercalaciones de lutitas que se hacen progresivamente mas importantes hacia el techo. **Zoophycos** es conspicuo en diversos niveles.

La tercera unidad (Unidad 3), comprende unos 100 m de lutitas marrones con cuñas calcáreas y lechos margosos intercalados.

Finalmente, la unidad superior (Unidad 4) está constituida por unos 50-60 m de calizas bioclásticas y margas rojas, alternando con lutitas, sobre todo hacia la base, que pasan gradualmente a la Formación Santa Lucía.

En conjunto, la sucesión refleja un ciclo de profundización en la cuenca, con una fase inicial supramareal o intermareal (medios de tipo "sebkha") representada por las dolomías de la unidad mas baja. El ciclo culmina en las lutitas y cuñas carbonatadas de la Unidad 3, en la que dominan los elementos faunísticos pelágicos de carácter herciniano; las lutitas corresponden a una sedimentación en aguas tranquilas, muy pobres en oxígeno, donde la fauna bentónica es prácticamente inexistente. La acumulación de fósiles en delgados bancos calcáreos, ha sido explicada como consecuencia de la ruptura de la estratificación de la columna de agua, provocada por violentos huracanes que restablecerían durante algún tiempo la oxigenación de los fondos, permitiendo su colonización por organismos bentónicos.

Hacia el límite entre las Unidades 1 y 2, existe en el corte una pequeña cuña tectónica cabalgante hacia el N, con el frente casi paralelo a la estratificación (Fig. 11), que repite parte de la secuencia dolomítica basal. Este tipo de accidentes es muy frecuente en la Zona Cantábrica y ha contribuido a que muchos autores hayan medido potencias excesivas en diferentes unidades litoestratigráficas.

EDADES.- La parte baja del Grupo La Vid es muy poco fosilífera. Algunos restos de *Howellella* sp. e *Hysterolites* spp. tienden a indicar una edad Lochkoviense-Praguiense.

La unidad 2, contiene interesantes faunas de trilobites (*Paracryphaeus izensis*, *Pseudocryphaeus cossensis*, *Pilletina lips mozoensis*, *Metacanthina lavidensis*, *Delocare dalii* y escutélidos), braquiópodos (*Pseudoglossinotoechia* cf. *armoricana*, *Uncinulus* cf. *tenuistriatus*, *Tetratomia* cf. *amanshauseri*, *Pachyplax transversa*, *Nucleospira* cf. *sirael*, *Bífida* cf.

dahlia, *Spinatrypa* cf. *orba*, *Corylispirifer subsulcatus*, *Vandercammenina* sp., *Arduspirifer* cf. *prolatestriatus*, *A* gr. *arduennensis*, *Acrospirifer fallax*, *Euryspirifer* spp., *Leptænopyxis kerfornei*, *Renaudia mainensis*, *Celtanoplia aulerciana*, *Xana bubo*), crinoideos, gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, corales (principalmente solitarios de organización sencilla, "Fauna de *Cyathaxonia*": *Adradosia barroisi*, *Gymnaxon welleri*, *Ufimia prior*, *Pentaphyllum* (*Pentaphyllum*) *irregulare*), conodontos (*Caudicriodus curvicauda*, *C. celtibericus*, *C. sigmoidalis*, *C. ultimus*, *Latericriodus bilatericrescens bilatericrescens*, *L. b. multicostatus* e *Icriodus* cf. *fusiformis*) y dacrioconáridos (*Nowakia acuaria*, *N* cf. *cancellata*, *N* aff. *karpinskyi*, *Costulatostyliolina* cf. *roemeri*). Estos fósiles indican una edad para dicha unidad comprendida entre el Praguense mas alto y el Emsiense Superior.

Las lutitas de la unidad 3, contienen elementos hercynianos, como dacrioconáridos de la Biozona *Cancellata* (*N. cancellata*, *Viriatellina hercynica*), trilobites, corales (elementos de la "Fauna de *Cyathaxonia*", *Microcycclus* sp., *Cleistopora* sp., *Combophyllum leonense*), ostrácodos, nautiloideos y braquiópodos y, ocasionalmente, en los tramos carbonatados de afinidades mixtas numerosos braquiópodos (*Euryspirifer paradoxus*, *Alatiformia praejaekeli*, *Uncinulus* gr. *pila*, *U.* cf. *suborbignyanus*, *Tridensilis intermedia*, *T. lata*, *Oligoptycherhynchus paretii*, *Stenorhynchia nymphe*, *Sieberella* cf. *costata*, *Atrypa* cf. *westfalica*, *Schizophoria beaumonti*, *Tyersella tetragona*, *Loreleiella jahnkei*), crinoideos, blastoideos, gasterópodos (*Platyceras* sp. y otros), briozoos, etc. La edad de este tramo es Emsiense Superior.

Las margas y calizas rojas de la unidad superior (unidad 4), contienen de nuevo elementos de afinidades mixtas, de edad tambien Emsiense Superior, especialmente crinoideos (*Triblyocrinus flatheanus*, *Stamnocrinus intrastigmatus*, *Pradocrinus bayli* y otros), blastoideos (*Cryptoschisma schulzi*, *Pentremitea* spp., *Pleuroschisma verneuili*), briozoos (fenestélidos, *Fistulipora maculosa* y otros) y braquiópodos (*Uncinulus suborbignyanus*, *Oligoptycherhynchus paretii*, *Cimicinella schulzi*, *Triathyris mucronata*, *Pradoia colletti*, *Plicathyris ezquerrai*, *P. collensis*, *Anathyris phalaena*, *Plebejochonetes collensis*).

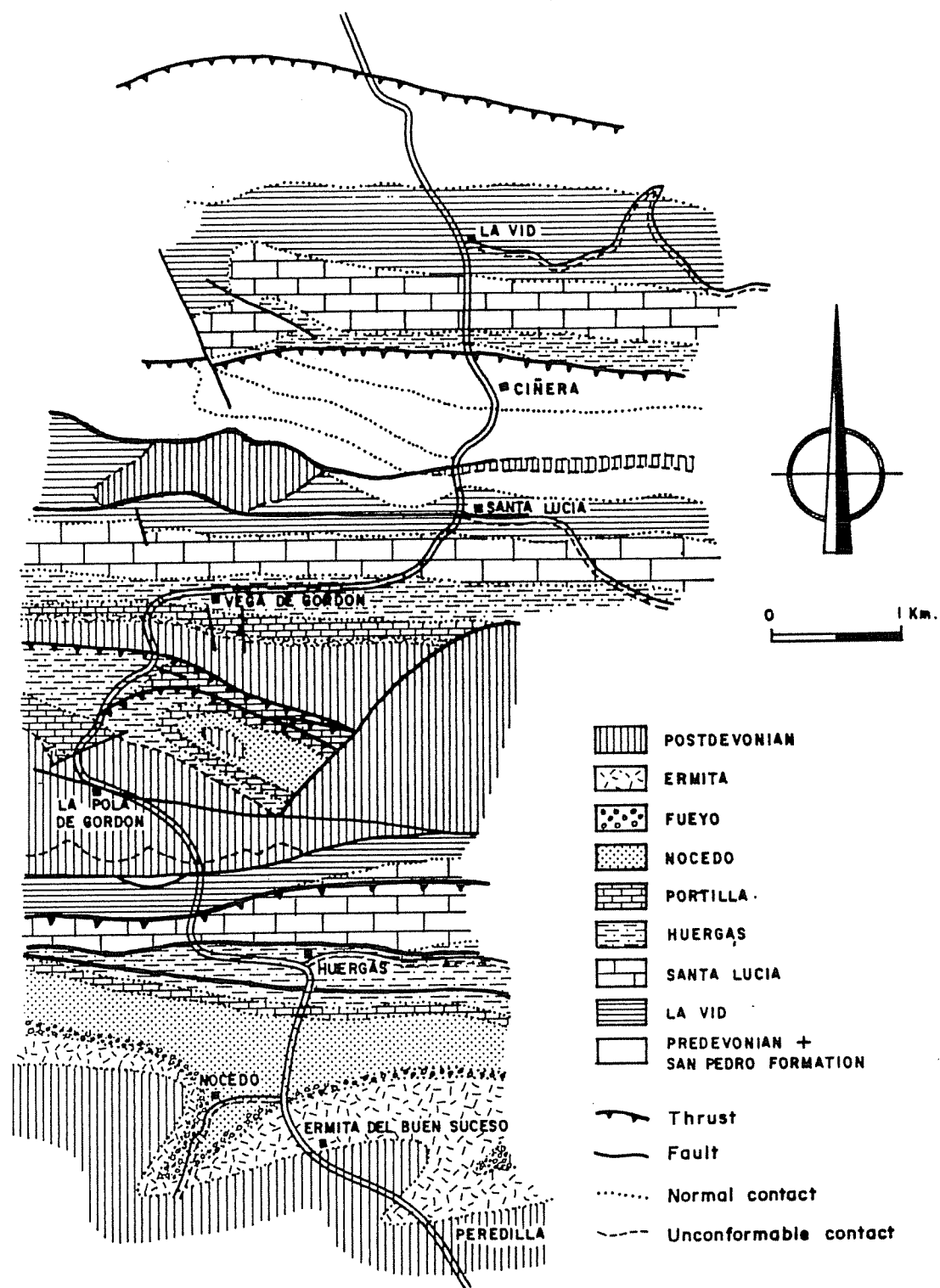


Figura 9. - Geología de la región del Bernesga

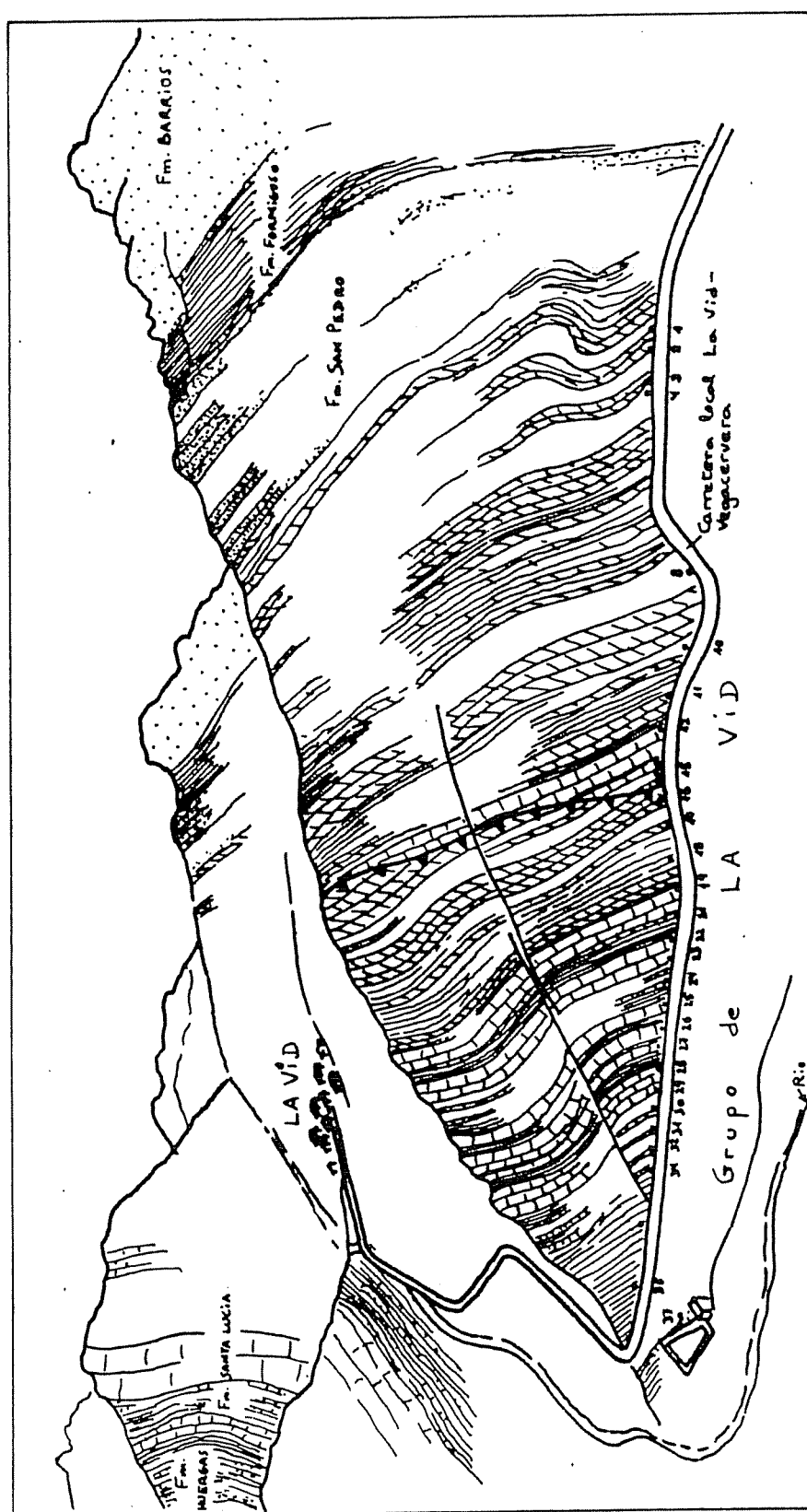


Figura 11.- Dibujo de campo del corte tipo del Grupo La Vid, realizado desde la carretera de la Vid-Vegacervera mirando hacia el oeste (GARCIA-ALCALDE, 1986)

Parada 3 - Se continúa por la Nacional 630 hasta La Robla, donde se toma la Comarcal 626 en dirección a La Magdalena, hasta alcanzar el pueblo de Olleros de Alba (Fig.9).
 Sucesión del Carbonífero Inferior y Namuriense de la Unidad de Somiedo-Correcilla (flanco meridional del Sinclinal de Alba).

En la Unidad de Somiedo-Correcilla, situada en los límites occidental y meridional de los afloramientos paleozoicos de la Región Asturleonés (Fig. 2-3), las series del Carbonífero (sobre todo las situadas sobre la Fm. Alba), se diferencian netamente de las de otras zonas.

La sucesión mas representativa se encuentra al N de Olleros de Alba. El Carbonífero comienza con la Fm. Vegamián (que suele sustituir lateralmente, al menos en parte, a la Fm. Baleas), de la que afloran aquí los 25 m superiores, constituidos por lutitas y lutitas arenosas negras, con niveles de liditas, nódulos fosfáticos, areniscas de grano fino, a veces microconglomeráticas, y cuñas de calizas arcillosas (Fig. 12).

Por encima viene la Fm. Alba, parcialmente cubierta y, luego, unos 8 m. de lutitas verdosas y rojizas (Capas de Olaja) que contienen faunas esencialmente pelágicas, sobre todo ammonoideos y entomozoides.

Las Capas de Olaja son seguidas por la Fm. Cuevas, secuencia terrígena de lutitas, calizas, areniscas y conglomerados, con intervalos turbidíticos. La parte inferior de esta unidad fue denominada por WAGNER et alt. (1971) Fm. Olleros (Fig. 13). En este corte, que constituye la localidad y estrato-típico de la Fm. Olleros, la sucesión es predominantemente lutítica al principio, pero hacia su tramo medio las areniscas adquieren mayor importancia y se ordenan en secuencias granoclasificadas con bases erosivas, apareciendo en la parte alta delgados bancos carbonatados. WAGNER et alt. (op.cit.) señalan como límite superior de la Fm. Olleros un paquete de calizas, bastante espeso que se encuentra unos 250 m sobre la base de la sucesión. Estas calizas son oscuras, laminadas y fértidas, con características semejantes a las de la Fm. Barcaliente, a la cual los autores indicados la asimilaron (Fig. 6, 13).

Por encima de las calizas, constituyendo el núcleo del Sinclinal de Alba, existe un espesor indeterminado de conglomerados, lutitas y areniscas, con algunos niveles de calizas.

EDADES.- La parte alta de la Fm. Vegamián proporcionó en esta localidad conodontos de la "Fauna Superior de **Protognathodus**", del Carbonífero Inferior. De acuerdo con los datos procedentes de otros puntos de la Zona Cantábrica, la edad de la unidad podría estar comprendida, sin embargo, entre el Fameniense mas alto y el Turnesiense Superior (Fig. 12).

La Fm. Alba proporcionó en sus niveles mas bajos conodontos de la Biozona **Anchoralis**, del Turnesiense Superior y ammonoideos (*Pericyclus* sp., *Muensteroceras browni*, *M. cf. crassum*), del Viseense Inferior. Hacia el techo, se identificaron conodontos de las Biozonas **Bilineatus** y **Nodosus**, del Viseense, así como la especie *Paragnathodus multinodosus*, del Viseense Superior o del Namuriense Inferior.

Las Capas de Olaja proporcionaron *Truyolsina* sp. y *Proshumardites* sp. y, en otros puntos de la región, *Eumorphoceras bisulcatum*, del Namuriense A (Arnsbergiense).

La Fm. Cuevas es muy pobre en fósiles. En esta localidad, en la base del tramo calcáreo superior, se encontró una microflora mal conservada, atribuida al Namuriense B. Sin embargo, MENENDEZ-ALVAREZ (datos inéditos), reconoció en la segunda y tercera intercalaciones calcáreas y en las calizas terminales, conodontos mas antiguos (*Gnathodus bilineatus bollandensis* y *Paragnathodus cruciformis*, del Arnsbergiense).

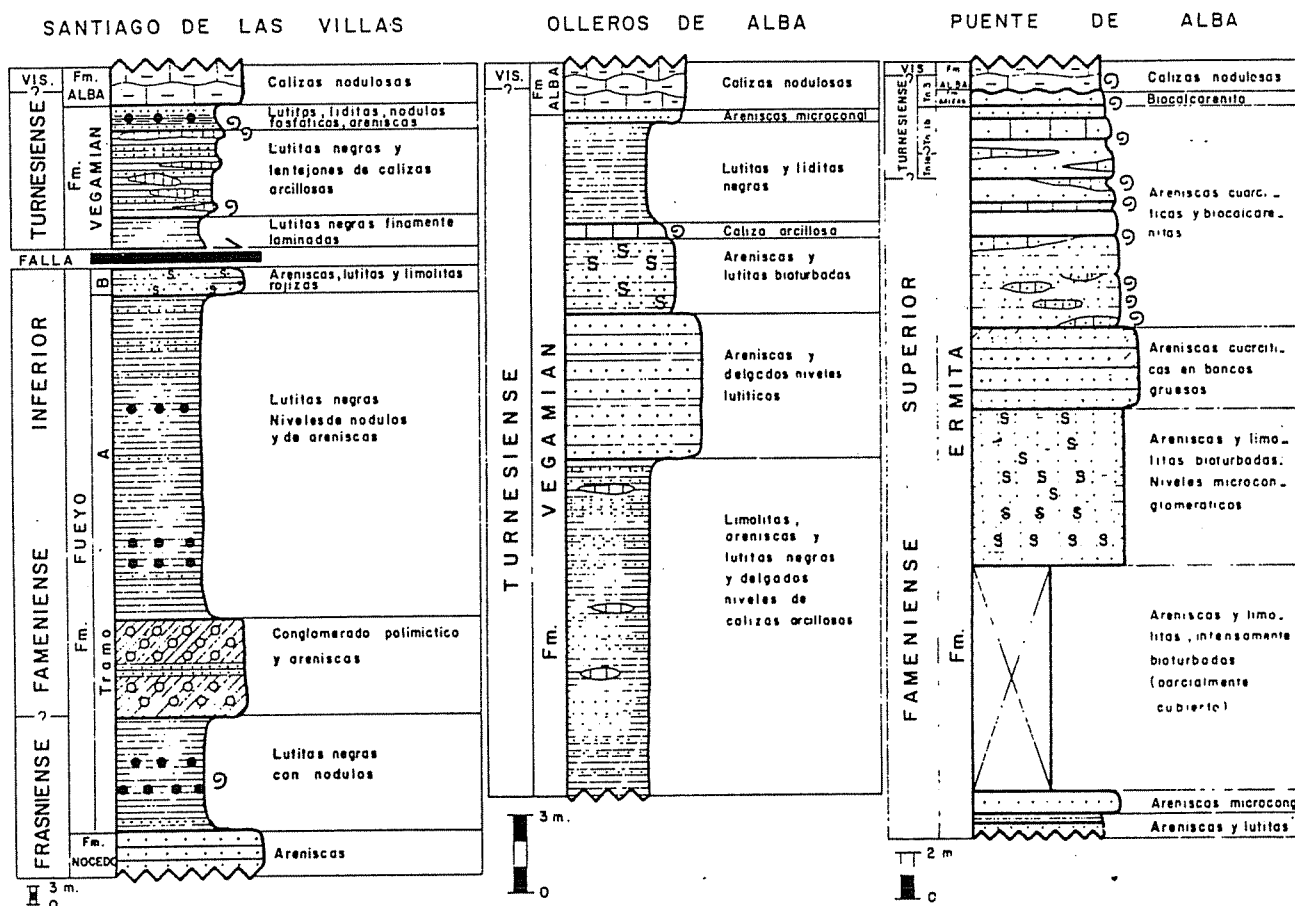


Figura 12.- Columnas estratigráficas de la secuencia del Devónico Superior al Carbonífero Inferior, en la región del Sinclinal de Alba (Según RODRIGUEZ-FERNANDEZ et al. 1985)

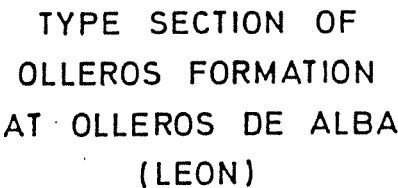


Figura 13. - Columna de las formaciones Viseense-Namurienses de Olleros de Alba, en el estratotipo de la Fm. Olleros (Según WAGNER et al. 1971)

Parada 4 - Carretera comarcal 623, inmediatamente al N de La Magdalena, antes de llegar al pueblo de Garaño (Fig. 9).

Carbonífero post-orogénico (Estefaniense B) de la cuenca de La Magdalena (Fig. 3).

La cuenca de La Magdalena tiene un contorno irregular, alargado en sentido E-O (Fig. 14), con los materiales carboníferos en contacto discordante o tectónico con las Pizarras del Narcea, del Precámbrico.

Uno de los mejores afloramientos es el de la carretera comarcal 623, en las proximidades de los pueblos de Garaño y de La Magdalena; aquí, la sucesión se compone de alternancias de lutitas, areniscas, algunas pudingas y un considerable número de capas de carbón y carboneros, de potencia variable y escasa continuidad lateral. Estas rocas parecen haberse originado a partir de sedimentos de abanicos aluviales distales, en una cuenca formada como fosa tectónica por la reactivación, en una fase tardihercínica, de importantes fallas preexistentes en el sustrato.

EDADES.- La serie de La Magdalena, contiene abundantes fósiles vegetales del Estefaniense B, donde destaca la riqueza en formas de **Pecopteris** y **Odontopteris**, así como la presencia de especies características como *Alethopteris zeilleri*, *Nemejcopteris feminaeformis*, *Mixoneura wagneri*, *Callipteridium striatum* y *Sphenophyllum incisum*. Es notable también la presencia de fragmentos de troncos de gran porte, en posición de vida.

Parada 5 – Se continúa por la carretera comarcal 623 hasta Barrios de Luna (Fig. 9).

Apoyada discordantemente sobre el Precámbrico (ver Parada siguiente), la Formación Herrería muestra crestones de cuarcitas y areniscas grises y rosadas, en una serie de unos 500 m hacia el S del valle del río Luna. Encima, se sitúa un nivel lutítico (las llamadas "Capas de Barrios"). Sigue (en repetición tectónica), la Fm. Láncara, episodio carbonatado de espesor reducido (unos 150 m), representado por dolomías amarillentas, calizas grises y calizas rojas. El conjunto está coronado por la Fm. Oville, constituida por una serie de unos 600 m de areniscas y pizarras que al techo pasan a cuarcitas cada vez más compactas en transición continua a la Fm. Barrios (en su localidad típica). La Fm. Barrios está representada por unos 200 m de cuarcitas.

EDADES – La Fm. Herrería corresponde, probablemente, al Cámbrico Inferior, de acuerdo con los trilobites presentes en las "Capas de Barrios" (*Dolerolenus formosus*, *Metadoxides richterorum*, *M. armatus*, *Lunolenus* spp., *Agraulos antiquus*). La misma edad debe poseer la parte inferior de la Fm. Láncara; en cambio, el resto de la unidad y casi toda la Fm. Oville corresponde ya al Cámbrico Medio, con trilobites de los "pisos" de **Paradoxides (Acadoparadoxides)** y **Solenopleuropsis**. No está documentado con certeza el Cámbrico Superior, al que podrían pertenecer tramos de la parte alta de la Fm. Oville.

En un pequeño barranco que asciende desde la carretera, en las cercanías de Barrios de Luna, las Pizarras de Oville contienen una importante fauna del Cámbrico Medio con trilobites abundantes: *Conocoryphe heberti*, *C. pseudooculata*, *Paradoxides pradoanus*, *P. brachyrhachis*, *Solenopleuropsis rubra*, *S. verdiagana*, *S. simula*, *S. thoralis*, *S. marginata marginata*, *Condylomyge rex*, *Peronopsis fallax*, *Leiagnostus resectus*, *Ellipsocephalus leonicus*, *Bailiella barriensis*, carpoideos (*Decacystis hispanicus*), hiolites, etc. Esta fauna abunda sobre todo en un tramo de pizarras verdes situado inmediatamente por encima de la Fm. Láncara.

Parada 6 - Volviendo hacia el S, cruce de la carretera comarcal 623 (entre los kms. 3 y 4), con la carreterilla local a Portilla de Luna (Fig. 9).
Contacto Precámbrico-Cámbrico (Fig. 15).

En el talud de la carretera se ve muy bien el contacto vertical discordante entre las Pizarras del Narcea (o Fm. Mora) y las Areniscas de La Herrería.

Las Pizarras del Narcea están representadas por lutitas y grauvacas de edad precámbrica (Vendiense Superior, probablemente). Las Areniscas de La Herrería, comprenden cuarcitas y lutitas de edad Cámbrico Inferior (Caerfei) (Ver Parada anterior).

La esquistosidad que afecta al conjunto de estos materiales permite, no obstante, observar la distinta estratificación de las dos series y su polaridad; mientras el conjunto precámbrico está replegado y fracturado, los materiales cámbricos aparecen prácticamente verticales (Fig. 15).

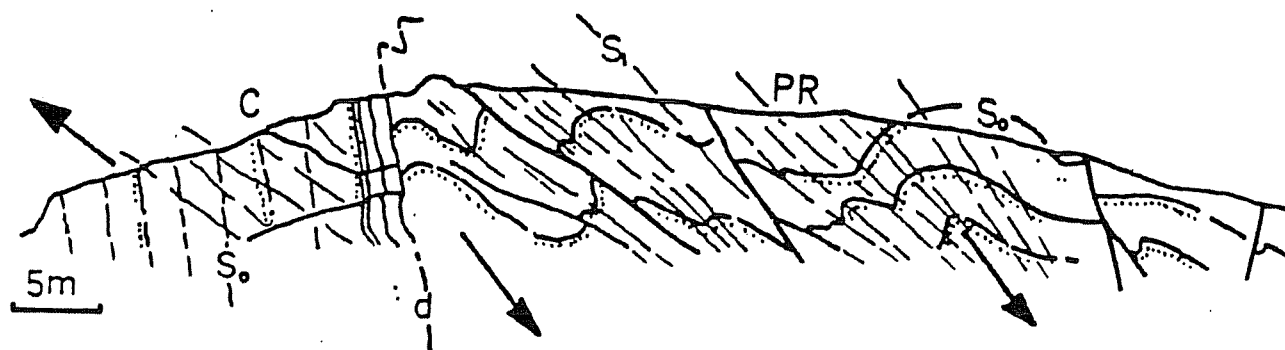


Figura 15.- Discordancia Precámbrico-Cámbrico en el extremo meridional del Antiforme del Narcea, en la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna, entre los kms. 3 y 4. PR=Precámbrico; C=Cámbrico; So=Estratificación; S1=esquistosidad hercínica de primera fase. Las flechas indican polaridad de las capas hacia el techo (Reproducido de JULIVERT 1983).

BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM-BOOGAERT, H.A. van (1967) Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. **Leid Geol. Med.**, 39.
- ALVAREZ, A. (1990) Devonian athyrid brachiopods from the Cantabrian Zone (NW Spain). **Biostr. Paleoz.**, 11.
- BARROIS, Ch. (1882) Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. **Mém. Soc. Géol. Nord**, 2(1).
- BOWMAN, M.B.J. (1982) The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationship to other Namurian/Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. **Trab. Geol. Univ. Oviedo**, 12.
- CARBALLEIRA, J., CORRALES, I., VALLADARES, I. y 7 autores mas (1985). Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cordillera Cantábrica) en su área-tipo. **C.R. 10 Congr. Int. Strat. Geol. Carb.**, 1.
- COMTE, P. (1959) Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. **Mem. Inst. Geol. Min. España**, 60.
- GARCIA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M., GARCIA-LOPEZ, S., LEYVA, F., MONTESINOS, R., SOTO, F. & TRUYOLS-MASSONI, M. (1990). Devonian stage boundaries (Lochkovian/Pragian, Pragian/Emsian, and Eifelian/Givetian) in the Cantabric region (NW Spain). **N. Jb. Geol. Paläont. Abh.**, 18(2).
- GARCIA-ALCALDE, J.L. & MENENDEZ-ALVAREZ, J.R. (1988) The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). **Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg**, 100.
- GARCIA-ALCALDE, J.L., MENENDEZ, J.R., GARCIA-LOPEZ, S. & SOTO, F. (1985) El Devónico Superior y el Carbonífero Inferior del Sinclinal de Beberino (Pola de Gordón, León, NO de España). **C.R. 10 Congr. Int. Strat. Geol. Carb.**, 2.
- GARCIA-LOPEZ, S. (1986) Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronoestratigráficas mayores del Devónico Astur-leonés (España). **Publ. Espec. Bol. Geol. Min.**, 97(3-5).
- GARCIA-RAMOS, J.C. (1978) Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. **Trab. Geol. Univ. Oviedo**, 10.
- GIETELINK, G. (1973). Sedimentology of a linear prograding coast-line followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). **Leid. Geol. Med.**, 49.
- GINKEL, A.C. van (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. **Leid. Geol. Med.**, 34.
- HEWARD, A.P. (1978) Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciénega-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. **Sedimentology**, 25.
- HIGGINS, A.C. (1974) Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. **Int. Symp. Belg. Micropal. Lim. Namur**, 4.

- HIGGINS, A.C., WAGNER-GENTIS, C.H.T. & WAGNER, R.H. (1964). Basal Carboniferous strata in part of northern León, NW Spain: stratigraphy, conodont, and goniatite faunas. **Bull.Soc.Belg.Géol.Pal.Hydrol.**, 72(2).
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973). Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain). **Am.Journ.Sci.**, 273.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. **Libro Jubilar J.M.Rios**.
- KELLER, M. & GROTSCH, J. (1990). Depositional history and conodont biostratigraphy of the Lower Devonian La Vid Group in the Luna area (Cantabrian Mountains, NW Spain). **N.Jb.Géol.Paläont.Mh.**, 3.
- KULLMANN, J. (1960) Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). **Akad.Wiss.u.Lit.Abh.Math.-Nat.kl.**, 7.
- LOEVEZIUN, G.B.S. van (1988). The Famennian of the Cantabrian Mountains, northwestern Spain. **N.Jahr.Géol.Paläont.Mh.**, 5.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. **Akad.Wiss.u.Lit.Abh.Math.-Nat.kl.**, 6-8.
- MARTINEZ-CHACON, M.L. & WINKLER-PRINS, C.F. (1984). The brachiopod fauna of the San Emiliano Formation (Cantabrian Mts., NW Spain) and its connection with other areas. **C.R. 9 Congr.Int.Carb.Strat.Géol.**
- MENDEZ-BEDIA, I. (1976) Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucia (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). **Trab.Géol.Univ.Oviedo**, 9.
- MENENDEZ-ALVAREZ, J.R. (1985). Namurian conodonts of Barcaliente and Valdeteja Formations in their type-area (Fold and Nappe Province, Cantabrian Mountains, NW Spain). **Abstracts ECOS IV**.
- OLIVEIRA, J.T., GARCIA-ALCALDE, J.L., LIÑAN, E. & TRUYOLS, J. (1986). The Famennian of the Iberian Peninsula. **Ann.Soc.Géol.Belgique**, 109.
- PEREZ-ESTAUN, A. & BASTIDA, F. (1990). The structure of the Cantabrian Zone. En: **Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag**.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L.R., GARCIA-ALCALDE, J.L. & MENENDEZ-ALVAREZ, J.R. (1985). La sucesión del Devónico Superior y Carbonífero Inferior en el Sinclinal de Alba (León, NO de España). **C.R. 10 Congr.Int.Str.Géol.Carb.**, 1.
- SANCHEZ DE POSADA, L.C., MARTINEZ-CHACON, M.L., MENDEZ-FERNANDEZ, C., MENENDEZ-ALVAREZ, J.R., TRUYOLS, J. & VILLA, E. (1990). Carboniferous Pre-Stephanian rocks of the Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). En: **Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag**.
- SOTO, F. (1986). Asociaciones coralinas del Devónico Astur-Leonés (Cordillera Cantábrica, NO de España). **Trab.Géol.Univ.Oviedo**, 16.
- TRUYOLS, J., ARBIZU, M.A., GARCIA-ALCALDE, J.L., GARCIA-LOPEZ, S., MENDEZ-BEDIA, I., SOTO, F. & TRUYOLS-MASSONI, M. (1990). The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). En: **Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag**.
- TRUYOLS, J. & GARCIA-ALCALDE, J.L. (1982). Aspectos biostratigráficos del Devónico Cantábrico (España). **R.Acad.Cienc.Ex.Fis.Nat.**, 2.
- TRUYOLS, J. & SANCHEZ DE POSADA, L.C. (1982) Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero pre-Estefaniense de la Cordillera Cantábrica (España). **R.Acad.Cienc.Ex.Fis.Nat.** 2.
- TRUYOLS-MASSONI, M. (1981). Sobre la fauna de dacrioconáridos del Grupo La Vid (Devónico Inferior, Cordillera Cantábrica, NO de España). **Brev.Géol.Ast.**, 25(3-4).

- VILAS, L. (1971). El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). **Mem.Inst.Geol.Min.España**.
- WAGNER, R.H. (1959). Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique "léonnienne" d'âge Westphalien D dans le Nord-Ouest de l'Espagne. **C.R.Acad.Sci.Paris**, 249.
- WAGNER, R.H. (1965). Stephanian floras in NW Spain, with special references to the Westphalian D-Stephanian A boundary. **C.R. 5 Congr.Carb.**, 2.
- WAGNER, R.H., WINKLER-PRINS, C.F. & RIDING, R.E. (1971) Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain. **Trab.Geol.Univ.Oviedo**, 4.
- ZAMARREÑO, I. (1972). Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. **Trab.Geol.Univ.Oviedo**, 5.

1962; H. J. Evers 1967; A. Marcos 1968; M. Julivert et al 1968;
stida et al 1984; F. Lopez Díaz 1984; L. Lobato et al 1984;

0 1 2 3 4 5 Km.

HOJA 4B

