



IGME

50

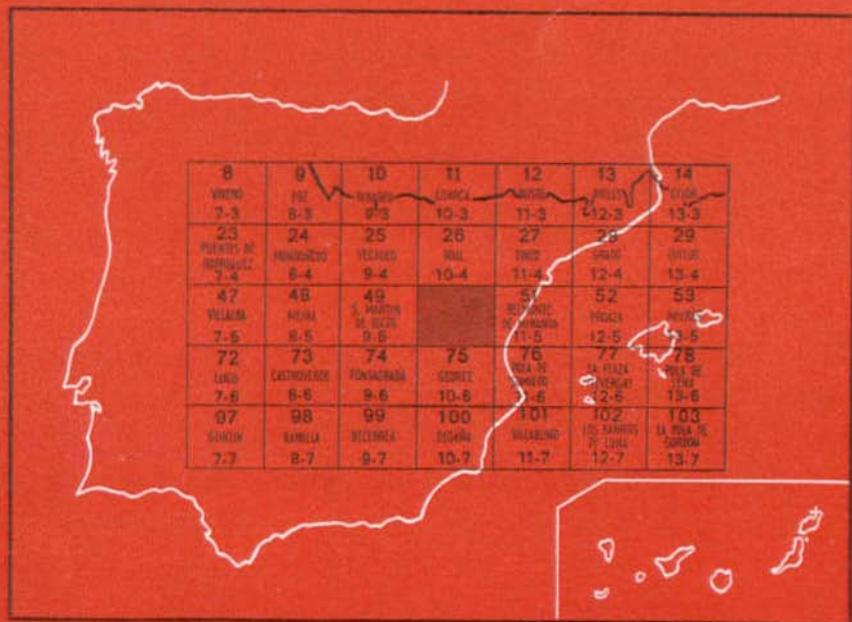
10-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CANGAS DEL NARCEA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CANGAS DEL NARCEA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME. En su realización han intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Alberto Marcos, Francisco J. Martínez, Manuel Julivert y Javier A. Pulgar.

En la *Memoria*: Alberto Marcos, Francisco J. Martínez, Manuel Julivert y Javier A. Pulgar.

Colaboradores: María L. Arboleya, Fernando Bastida, Isabel Méndez Be-
día, Andrés Pérez Estaún e Isabel Zamarreño.

Supervisión: Argimiro Huerga Rodríguez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varía.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-29.771-1980

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Cangas de Narcea se sitúa dentro de la zona Asturoccidental-leonesa y presenta las características paleogeográficas y estructurales que para ella han sido definidas por LOTZE (1945) y MARCOS (1973). La mayor parte de los materiales que aparecen en la Hoja corresponden al Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico y en una menor proporción al Estefaniense y al Terciario. Al E de la Hoja aparecen los materiales precámbricos que afloran en el núcleo de la gran estructura del antiformal del Narcea. En la parte media, se sitúa una franja de dirección N-S y de unos 10 Km. de anchura, formada por materiales predominantemente cuarcíticos correspondientes a la Serie de los Cabos (de edad Cámbrico-Ordovícico Inferior). Esta franja da lugar a una serie de sierras: Sierra del Palo, Sierra de los Lagos y Sierra del Valledor, que separan dos dominios al E y O de las mismas con características geográficas distintas. Al O de estas sierras afloran materiales principalmente pizarrosos que pertenecen al Ordovícico Medio (Pizarras de Luarca).

Las estructuras que aparecen en la Hoja con dirección dominante próxima a N-S son de gran envergadura, tratándose principalmente de pliegues de gran longitud de onda y de cabalgamientos. Existe una esquistosidad de flujo bien desarrollada y un metamorfismo de bajo grado en todo el ámbito de la Hoja. Por lo que a rocas ígneas se refiere, existen manifestaciones efusivas en los niveles precámbricos y ordovícicos además del pequeño plutón granítico de Linares y de los diques de pórfidos félsicos que aparecen frecuentemente en los materiales precámbricos.

La cartografía y estudios preexistentes en la Hoja de Cangas de Narcea se deben fundamentalmente a: SCHULZ (1858), BARROIS (1882), ADARO & JUNQUERA (1916), LOTZE (1945, 1956), VIRGILI & CORRALES (1966), SUAREZ (1967, 1971), GARCIA DE FIGUEROLA & SUAREZ (1968), CORRETGE & CARPIO (1968), CORRETGE (1969), GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO (1969), MATTE (1967, 1969), MARCOS (1973). Entre otros trabajos, que por su importancia inciden directamente en el conocimiento geológico de la Hoja, destacamos los publicados por MATTE (1968a) y CAPDEVILA (1969).

1 ESTRATIGRAFIA

Por lo que a la estratigrafía se refiere, cabe distinguir dos grandes grupos separados por una discordancia: el Precámbrico y el Paleozoico. Dentro del Paleozoico, además, aparecen dos conjuntos también separados por discordancias: el Paleozoico Inferior y el Estefaniense. La descripción estratigráfica se hará atendiendo a las unidades litoestratigráficas.

1.1 EL PRECAMBRICO (PC_2 , PE^0)

El Precámbrico, reconocido por primera vez en este área por LOTZE (1956), aflora en la parte oriental de la Hoja, por debajo de los materiales cámbricos que forman el flanco O del antiforme del Narcea. Se trata de una alternancia de pizarras y areniscas, con intercalaciones de potencia variable de porfiroides derivados de rocas volcánicas y vulcanodetríticas ácidas o intermedias. Estos porfiroides son generalmente rocas leucocráticas de grano medio a fino, en cuya matriz destacan cristales globosos de cuarzo y porfiroclastos subidomorfo de feldespato. Como todos los materiales precámbricos de la región, estos porfiroides están afectados por la esquistosidad herciniana, lo que origina en ellos una fabric esquistosa, con las superficies de esquistosidad amoldándose alrededor de los porfiroclastos; estas superficies están definidas por la recristalización de micas. Niveles de porfiroides, por lo menos de escaso espesor, se encuentran distribuidos por todo el Precámbrico de la Hoja. En algunas partes, estos niveles son muy importantes, llegando a alcanzar espesores del orden de los 1.000 m. o más, como por ejemplo al E de Pola de Allande. Los niveles de porfiroides, incluso cuando son muy espesos, pasan lateralmente con bastante rapidez a areniscas feldespáticas en las que se reconocen frecuentemente cristales con morfologías volcánicas y que poseen una matriz conteniendo una proporción anormalmente alta de clorita y de albita y/o feldespato potásico. La presencia de granos detríticos en los que se reconocen características volcánicas es común en todas las areniscas del Precámbrico, incluso en los niveles alejados de los porfiroides.

Los materiales descritos forman la totalidad de las rocas precámbricas

de la Hoja de Cangas de Narcea y se prolongan hacia el N por las Hojas de Boal y Tineo, hacia el S por la de Gedrez y hacia el E por la de Belmonte, aunque en estas Hojas la proporción de porfiroides es más baja. En la Hoja de Belmonte puede hacerse una cierta distinción entre el Precámbrico que aflora en el interior de la ventana tectónica del Narcea y el Precámbrico en el interior de la ventana forma una serie turbidítica en la que no se han reconocido niveles de porfiroides, mientras que el Precámbrico por fuera de ella posee porfiroides y es claramente la prolongación hacia el NE del descrito en esta Hoja. Aunque la relación directa no puede verse, parece que la serie precámbrica del interior de la ventana se encuentra por encima de la descrita aquí; parece ser pues, que en la serie precámbrica, la importancia de las manifestaciones volcánicas decrecería hacia arriba. No obstante, no parece aconsejable una separación en dos formaciones, ya que el único criterio sería posiblemente la presencia o ausencia de porfiroides. En este sentido se observa que no hay una neta separación en dos unidades y además los porfiroides varían lateralmente con mucha rapidez. En cuanto a las características sedimentológicas, es posible que sean similares, aunque debido a la peor preservación, las típicas estructuras propias de las turbiditas del interior de la ventana no se reconocen o se reconocen mal fuera de ella.

1.2 EL CÁMBRICO INFERIOR E INFERIOR-MEDIO?: LA CUARCITA DE CÁNDANA (CA₁; CA_{1d}) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA_{1,2})

El Cámbrico Inferior está formado por la Cuarcita de Cándana y por la Caliza de Vegadeo, exceptuando probablemente los pocos metros más superiores de esta última formación que deben corresponder ya al Cámbrico Medio.

La Cuarcita de Cándana es una unidad que consiste en la alternancia de pizarras y areniscas y equivalen exactamente a la Arenisca de la Herrería del flanco E del antiforame del Narcea y otras localidades de la zona cantábrica. Dentro de la Hoja de Cangas de Narcea, la Cuarcita de Cándana aflora sólo en una estrecha franja a lo largo del flanco O del antiforame del Narcea. En esta franja afloran sólo los niveles más altos de la Formación, que limitan en el techo con la Caliza de Vegadeo, mientras que los niveles más bajos no aparecen, ya que el contacto con el Precámbrico tiene lugar mediante una importante fractura que se prolonga tanto hacia el S como hacia el N y que por el N alcanza la costa entre Cabo Vidio y Cabo Busto.

Los niveles de la Cuarcita de Cándana que afloran consisten en areniscas faldespáticas de grano grueso, alternando con pizarras, litología que es la propia de los niveles altos de la Formación Cándana-Herrería, en el área del antiforame del Narcea; para más detalles sobre esta formación véanse las Memorias explicativas de las Hojas de Belmonte y Tineo.

Por lo que se refiere a la edad, esta corresponde al Cámbrico Inferior,

como atestigua el hallazgo de trilobites y arqueociatos en la parte superior de la Formación y en localidades fuera de la Hoja (LOTZE, 1961; SDZUY, 1961; DEBRENNE & LOTZE, 1963) y de icnofósiles diversos (*Cruziana*, *Astropolithon*, *Rusophicus*, etc.) en varios niveles de la Formación, también en localidades fuera de la Hoja (ARBOLEYA, 1973; CRIMES, LEGG, MARCOS & ARBOLEYA, in litt.; CRIMES in FONTBOTE & JULIVERT, 1974).

El contacto con el Precámbrico, en el ámbito de la Hoja, es fallado; no obstante es bien conocido, desde LOTZE (1956), el carácter discordante del Precámbrico con la Formación Cándana-Herrería, en aquellas localidades donde el contacto no tiene carácter tectónico (LOTZE, 1956; DE SITTER, 1961; PASTOR GOMEZ, 1962; JULIVERT & MARTINEZ-GARCIA, 1967; MATTE, 1967; MARCOS, 1973).

Por encima de la Arenisca de Cándana se encuentra la Caliza de Vegadeo. En la Hoja de Cangas de Narcea, esta caliza aparece sólo en el flanco O del antiformal del Narcea, formando una estrecha franja que atraviesa la Hoja de N a S. Las condiciones de afloramiento de esta formación son muy defectuosas, pero además, la dolomitización epigenética y la recristalización la afectan de tal modo a lo largo del citado flanco del antiformal del Narcea que no ha sido posible reconocer estructuras sedimentarias en la citada formación.

ZAMARREÑO, HERMOSA, BELLAMY & RABU (1975), DEBRENNE & ZAMARREÑO (1975) y ZAMARREÑO & PEREJON (1976) han descrito las características sedimentológicas y el contenido en arqueociatos de la Caliza de Vegadeo en varias localidades de la zona asturoccidental-leonesa. Las características más importantes son:

1) Existencia de un miembro inferior con facies oolíticas y de arqueociatos, que no tiene equivalente en la zona cantábrica; la edad Cámbrico Inferior de este miembro está faunísticamente bien determinada.

2) Existencia de un miembro medio formado principalmente por calizas con laminaciones debidas a algas; este miembro equivale en facies y posiblemente en edad, por lo menos en su mayor parte, al miembro inferior de la Formación Láncara (Cámbrico Inferior).

3) Existencia de un miembro superior caracterizado por estar formado por calizas más o menos nodulosas, con faunas de trilobites y equinodermos; este miembro equivale en facies y con toda probabilidad en edad al miembro superior (Cámbrico Medio) de la Formación Láncara de la Zona Cantábrica.

Según lo que acaba de exponerse, las formaciones Láncara y Vegadeo, que son esencialmente una misma formación, se diferencian por la existencia en la parte baja de la Caliza de Vegadeo de facies con oolitos y arqueociatos. Esta parte baja de la Caliza de Vegadeo (es decir, su miembro inferior) está en realidad formada por una alternancia de calizas, pizarras y areniscas y constituye un tránsito entre la formación detrítica de Cándana y los términos esencialmente carbonatados que se encuentran más arriba (miembros medio y superior de la Caliza de Vegadeo).

Las defectuosas condiciones de afloramiento y la mala preservación, que no han permitido por el momento reconocer estructuras sedimentarias, impiden definir si la sucesión carbonatada cámbrica en el flanco O del antiforame del Narcea tiene las características propias de la zona asturoccidental-leonesa, a la que pertenece, o bien si tiene aún las características de la Formación Láncara, del otro flanco del antiforame. Tampoco ha sido posible identificar el miembro superior, con restos de fauna, atribuible ya al Cámbrico Medio, si bien, en principio, puede pensarse en su existencia, ya que el área considerada se sitúa entre la zona cantábrica, donde este miembro está bien desarrollado en todas partes, y las localidades de la zona asturoccidental-leonesa, donde ha sido también reconocido.

1.3 CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁P; O₁)

La Serie de Los Cabos (LOTZE, 1958) está constituida por una espesa sucesión (4.500 m.) de sedimentos detríticos marinos que flanquea por el O el antiforame del Narcea formando una amplia franja que se extiende de N a S a través de la Hoja (Sierras del Valledor, Cazarnosa, de los Lagos y del Palo). Más al O, ocupa asimismo los núcleos de los anticlinales de Doiras y Fuentes Cabadas (Sierra de Carondio).

En el amplio afloramiento oriental, la Serie de los Cabos comienza por niveles de pizarras verdes que se superponen a la Caliza de Vegadeo, estando el resto de la formación constituida por areniscas y cuarcitas alternando con pizarras. La parte más alta está formada predominantemente por cuarcitas blancas. La monotonía de la sucesión en este sector dificulta la separación de niveles a efectos cartográficos. En los anticlinales antes citados situados más al O, se diferencia claramente un grueso paquete de cuarcitas blancas (O₁) en la parte alta de la Serie de los Cabos.

Desde el punto de vista sedimentológico, la Serie de los Cabos es bien conocida en su afloramiento más oriental, donde una sección tipo ha sido minuciosamente estudiada más al N (BALDWIN, 1975). Según este autor, esta formación está constituida en su totalidad por depósitos marinos someros, predominando las facies de barra de arena para el miembro cuarcítico superior y las facies intermareales para el resto de la sucesión. Este modelo puede ser extendido igualmente a los demás afloramientos de esta formación.

Dentro del ámbito de la Hoja existen en la Serie de los Cabos diversos yacimientos de icnofósiles, conteniendo principalmente *Cruziana* (fig. 1). Estos yacimientos permiten precisar una edad Cámbrico Superior para los niveles situados por encima de las pizarras verdes y Ordovícico Inferior para el resto, lo cual permite asumir para este sector la división estratigráfica de la Serie de los Cabos propuesta por BALDWIN (1975) más al Norte.

Los niveles basales de pizarras verdes de la Serie de los Cabos, que más

al Norte contienen faunas de trilobites del Cámbrico Medio, no han aportado fósiles dentro de la Hoja.

De acuerdo con los datos paleontológicos arriba citados y los existentes en áreas vecinas puede asignarse a la Serie de los Cabos una edad Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior, estando representado en ella el Cámbrico Superior y, probablemente, el Tremadoc (s. str.) (BALDWIN, 1975).

1.4 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O_2 ; O_2q ; ϵ^1)

La mitad occidental de la Hoja se encuentra constituida por las pizarras negras homogéneas que forman las Pizarras de Luarca. Cerca de la base

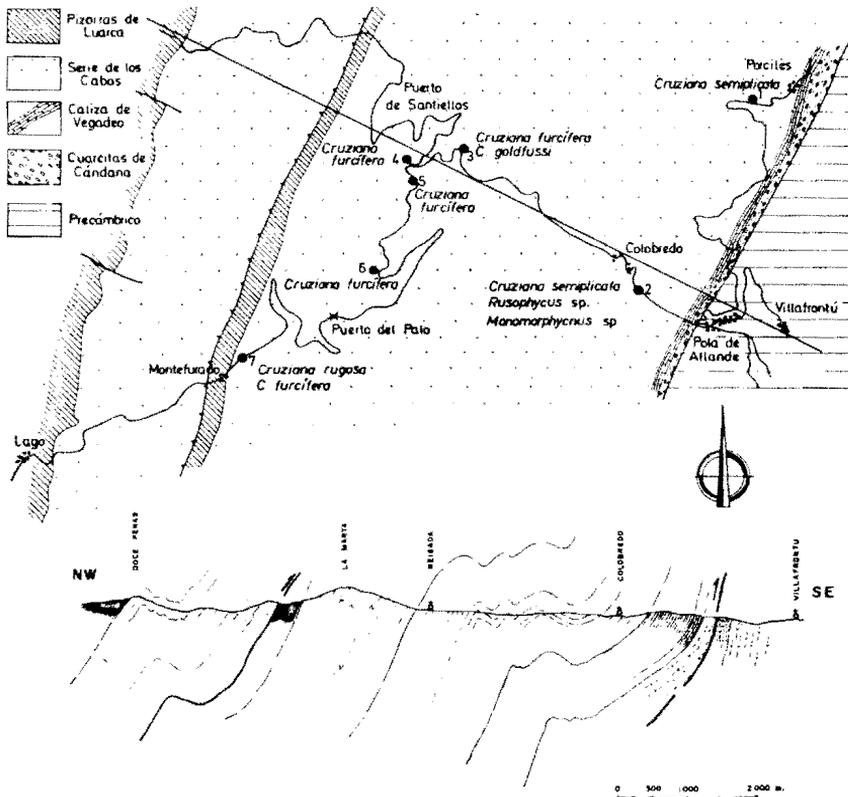


Figura 1.—Distribución de pistas de trilobites en los afloramientos de la Serie de los Cabos al O de Pola de Allande y corte transversal. Parcialmente según MARCOS (1973). Localidades 1, 2, 3 y 5 según C. T. BALDWIN (com. personal) (excepto Monomorphycnus sp. en Loc. 2). El límite Cámbrico-Ordovícico vendrá dado en términos generales por la desaparición de Cruziana semiplicata y la aparición de las especies del «Grupo rugosa».

de la formación se sitúa un nivel de rocas volcánicas (diabasas y queratófidos, principalmente) (ϵ^2) y cuarcitas blancas (O_2q) que pueden seguirse a lo largo del contacto de las Pizarras de Luarca y la Serie de los Cabos. Un corte detallado de estos niveles basales en los alrededores de Lago (carretera de Pola de Allande a Grandas de Salime) puede observarse en la figura 2. El resto de la formación está constituida por pizarras negras homogéneas ricas en

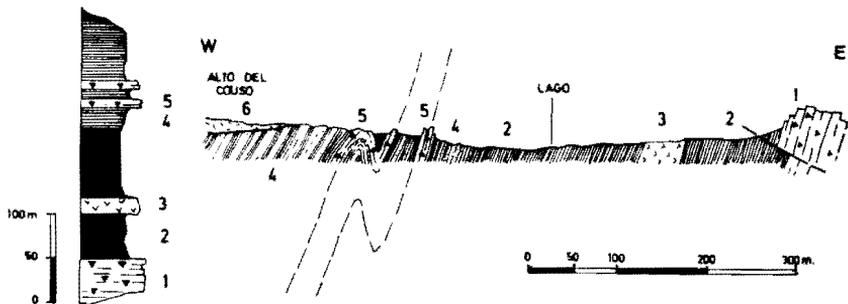


Figura 2.—Detalle de los niveles basales de las Pizarras de Luarca en los alrededores de Lago. 1. Cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos; 2. Pizarras negras; 3. Diabasas; 4. Niveles arenosos en las pizarras; 5. Cuarcitas blancas. El espesor total de estos «niveles de transición» es del orden de los 250 m.

pirita y material orgánico, fuertemente afectadas por la primera esquistosidad herciniana y los kinkbands tardíos. El espesor total de la formación es difícil de evaluar, si bien no parece probable que sea inferior al millar de metros (MARCOS, 1973).

No han sido localizados dentro de la Hoja fósiles que permitan precisar su edad; por comparación con áreas vecinas puede asumirse para las Pizarras de Luarca una edad Ordovícico Medio (MARCOS, 1973).

1.5 EL CARBONIFERO: LOS TERRENOS ESTEFANIENSES DE CANGAS DE NARCEA ($H_{33}^B-H_{34}^B$)

El Estefaniense aflora en la parte E de la Hoja, junto a Cangas de Narcea, formando una sucesión de unos 200 m. de espesor que se apoya discordante sobre el Precámbrico y, en una pequeña extensión, sobre la Arenisca de La Herrería (= Cándana). La serie estefaniense tiene un carácter netamente postectónico; el hecho de que se encuentre apoyándose directamente sobre el Precámbrico indica que al iniciarse el depósito del Estefaniense, el grado de desmantelamiento alcanzado por la cordillera tenía que ser ya muy importante.

VIRGILI & CORRALES (1966), estudiando el afloramiento de Cangas de Narcea, pusieron de manifiesto la existencia de una serie de secuencias que empiezan por conglomerados que fosilizan paleocauces, se prosiguen por areniscas y lutitas y terminan, cuando están completas, por una capa de carbón. Uno de los paleocanales puede verse en la carretera de Cangas de Narcea a Besullo, en una de las curvas cerca del Km. 6, cerca del borde O del afloramiento. En general, en el afloramiento de Cangas de Narcea hay una gran proporción de conglomerados, formados por cantos de cuarcita bien rodados, y de areniscas de graño grueso; los niveles de carbón con que culminan los ciclos son poco importantes. La base de la sucesión estefaniense está formada por un nivel brechoide, con cantos de pizarras de origen muy local (el Estefaniense se apoya sobre pizarras) y con un color general rojizo. Este nivel puede verse sobre todo en los pequeños retazos de Estefaniense que han quedado conservados al E de Cangas de Narcea al E del río Narcea, y que penetran en la vecina Hoja de Belmonte.

Por lo que respecta a la edad, todos los afloramientos de rocas estefanienses en el área del antiformal del Narcea han sido considerados de edad Estefaniense B-C. La flora conocida del afloramiento de Cangas de Narcea, comprende, entre otras, las siguientes especies, según C. DE LA VEGA ROLLAN (*in* CORRALES, inédito): *Sphenopteris biturica* ZEILLER, *Pecopteris bredovi* GERMAR, *P. paleacea* ZEILLER, *P. polymorpha* CORSIN, *P. cf. subelegans* POTONIE, *P. unita* BRONGNIART, *Alethopteris zeilleri* RAGOT, *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *O. minor-zeilleri* POTONIE, *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER), *Taeniopteris jejunata* GRAND'EURY, *Sphenophyllum angustiphyloides* (ZENKER), *A. stellata* (SCHOLTHEIM).

1.6 EL TERCIARIO (T)

El Terciario forma pequeños afloramientos aislados por la erosión que ha dado lugar al encajamiento de la actual red hidrográfica y consiguiente modelado del relieve actual. Estos afloramientos se encuentran ocupando las crestas divisorias entre los diferentes valles, en la parte E de la Hoja, es decir, en el área ocupada por los materiales precámbricos, y a altitudes entre los 700 y los 900 m. Más al O, sobre las cumbres más elevadas (1.200-1.400 metros) que forma la Serie de los Cabos en el flanco O del antiformal del Narcea, no se encuentran materiales terciarios. El Terciario formaba pues un área continua que se extendía más al N y NE a través de las Hojas de Belmonte y Tineo, hacia La Espina. Estos materiales terciarios, que son conocidos ya desde SCHLUZ (1958), han sido más modernamente descritos por LLOPIS LLADO & MARTINEZ ALVAREZ (1960) y por BRELL (1968). Se trata esencialmente de arcillas abigarradas que alternan con algunos niveles de arenas y conglomerados de cantos de cuarcitas y, en la base, capas brechoides con cantos de pizarras. Los espesores máximos citados son del orden

de los 100 m. (BRELL, 1968). Por lo que respecta a su edad, LLOPIS LLADO & MARTINEZ ALVAREZ (1960) los consideran en relación con una antigua superficie de erosión que consideran de edad oligocena; BRELL (1968) los compara con los materiales terciarios conservados en varios puntos de Galicia (Puentes de García Rodríguez). La falta completa de datos paleontológicos y la lejanía con otros depósitos terciarios con los que pueden más o menos compararse, hace aconsejable por el momento mantener abierto el problema de su datación.

1.7 EL CUATERNARIO (Q, QL, QAI)

Los materiales cuaternarios de la Hoja comprenden aluviones (fondos aluviales recientes de los valles y alguna pequeña terraza), coluviones y suelos. Entre los depósitos de ladera cabe mencionar la existencia de derrubios ordenados (éboulis ordonnés) que deben ser contemporáneos con la última glaciación. En los relieves formados por la Serie de los Cabos son frecuentes grandes canchales de cantos y bloques de cuarcita que deben ser de formación reciente, ya que aparecen en abarrancamientos abiertos en depósitos de laderas anteriores.

2 TECTONICA

La Hoja de Cangas de Narcea se sitúa en el flanco occidental del antiforame del Narcea. Las estructuras muestran un trazado aproximadamente N-S a través de la Hoja, y a grandes rasgos, la estructura es relativamente simple (figura 3). El extremo oriental de la Hoja está constituido por los materiales precámbricos del núcleo del antiforame del Narcea, entre los que afloran, debido a la existencia de cabalgamientos, dos estrechas franjas de materiales paleozoicos. Sedimentos estefanienses discordantes ocupan el extremo SE de esta franja. El límite entre este área precámbrica y el paleozoico que constituye el resto de la Hoja, está formado por un importante cabalgamiento (cabalgamiento de Allande). En la estructura de la zona paleozoico situada al O de este cabalgamiento, puede diferenciarse, por un lado, el amplio afloramiento de materiales detríticos de la Serie de los Cabos —prácticamente homoclinal, con replegamientos de detalle— y por otro el gran afloramiento de Pizarras de Luarca, que se extienden desde éste hasta el límite O de la Hoja. En este último, solamente se destacan a gran escala las terminaciones periclinales de los anticlinales de Fuentes Cabadas y Villayón, al N. La característica más acusada de este amplio afloramiento de pizarras negras, es la existencia de una esquistosidad de flujo que constituye la anisotropía más marcada de estas rocas y que en el campo se dispone subverticalmente o fuertemente inclinada hacia el O, de modo constante.

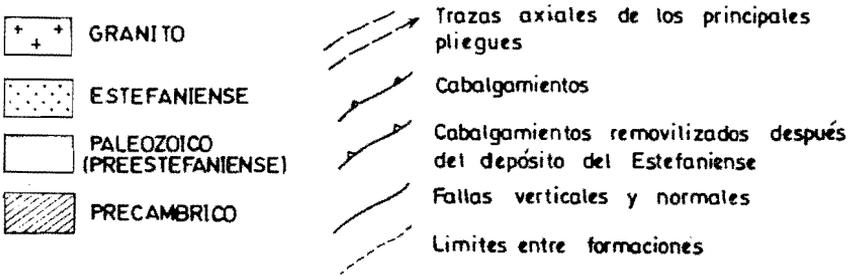


Figura 3.—Esquema estructural de la Hoja.

2.1 LA DEFORMACION PROPIA DEL PRECAMBRICO

El carácter discordante del contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico, fue puesto de manifiesto por primera vez por LOPEZ (1956), en el valle del Narcea, en una localidad situada en la vecina Hoja de Belmonte. A partir de entonces, la discordancia entre el Cámbrico y el Precámbrico fue reconocida en diversas localidades del flanco E del antiformal del Narcea.

Por lo que respecta al flanco O, existe una esquistosidad herciniana generalizada que afecta a los materiales precámbricos y borra en general toda

traza de estratificación; por ello en dicho flanco se hace más difícil definir las características del contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico. No obstante, MATTE (1968b) y posteriormente MARCOS (1973) han podido poner de manifiesto la citada discordancia en algunas localidades mediante el estudio de las lineaciones de intersección S_0/S_1 en el Precámbrico y en el Cámbrico.

Otra manifestación, a escala más regional, del carácter discordante de los dos conjuntos es que, mientras en el flanco O el Cámbrico se apoya sobre el Precámbrico con porfiroides, probablemente más antiguo, en el flanco E lo hace en general sobre una serie sin porfiroides y con claro carácter turbidítico, probablemente más moderna.

Si a todo lo dicho se añade que hacia el E (por fuera del dominio de la Hoja), donde la estratificación del Precámbrico es bien reconocible, se observa una fuerte dispersión de las lineaciones de intersección S_0/S_1 (siendo S_1 la primera esquistosidad herciniana), puede concluirse que el Precámbrico sufrió una deformación de cierta importancia con anterioridad al inicio de la sedimentación cámbrica. No obstante, es de señalar que en ninguna localidad del antiforme del Narcea se han reconocido ni esquistosidad ni metamorfismo precámbrico y que no es posible dar precisiones sobre las características de las estructuras que la deformación precámbrica originó.

2.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

La estructura general de la Hoja es consecuencia de las deformaciones hercinianas. Diversos tipos de estructuras se superponen dando lugar al modelo estructural actualmente observable. Las primeras estructuras que se originan son pliegues y sobre todo esquistosidad de flujo, que se distribuye por la totalidad de la Hoja. En segundo lugar, se observan cabalgamientos, alguno de grandes dimensiones, que cortan las estructuras precedentes. Por último, existe un replegamiento general que modifica la disposición original de las estructuras anteriores y es el principal responsable de la estructura general de la Hoja que se deduce de modo inmediato de la observación de la cartografía. Estas tres fases son a grandes rasgos homooxiales, es decir, el trazado de las diferentes estructuras que se originan es aproximadamente paralelo. Antes del depósito de los materiales estefanienses, la estructura de la Hoja se encuentra ya esencialmente establecida. Con posterioridad, tiene lugar una removilización de accidentes antiguos —como lo muestra la disposición de los terrenos estefanienses— produciéndose además grupos de fallas verticales y diaclasas que modifican poco el trazado general de las estructuras principales antes citadas.

2.2.1 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Una esquistosidad de flujo, ampliamente extendida en el ámbito de la

Hoja, constituye la característica más destacable de las estructuras de primera fase. Esta esquistosidad se encuentra más intensamente desarrollada en los niveles pizarrosos (pizarras de Luarca) donde llega a constituir la única superficie visible de referencia; en estos materiales condiciona una reorganización interna total de sus constituyentes minerales. En el campo es menos manifiesta en los niveles arenosos (Serie de los Cabos, principalmente) si bien a escala microscópica es siempre perfectamente visible. «Pressure solution», recristalización de minerales micáceos y deformación y rotación mecánica de los constituyentes minerales de la roca, son los principales procesos que dan lugar a la formación de esta esquistosidad.

La intersección entre esta esquistosidad y la estratificación define una lineación de intersección que se dispone subhorizontalmente en el terreno. Una lineación de crecimiento de minerales (stretching lineation) es visible sobre los planos de esquistosidad en algunas localidades e intersecciona la lineación de intersección según ángulos altos.

Los pliegues que acompañan a esta esquistosidad se distribuyen irregularmente por la Hoja. A escala mesoscópica, pueden observarse buenos ejemplos de pliegues de primera fase en las delgadas cuarcitas del área sinformal situada al O del puerto de Santiellos. A escala macroscópica, los pliegues dibujados por la Caliza de Vegadeo en los alrededores de Besullo y las terminaciones periclinales de los grandes anticlinales de Villayón y Fuentes Cabadas —si bien estos últimos se encuentran fuertemente modificados por la superposición de pliegues posteriores— constituyen las estructuras más destacadas originadas durante esta fase.

En todos los casos, se trata de pliegues de traza axial N-S o NNE-SSO aproximadamente cilíndricos, asimétricos y vergentes al E, cuya geometría varía desde pliegues tipo chevron a pliegues similares, dependiendo de la naturaleza de los materiales en los que se desarrollan.

En toda el área paleozoica, los ejes de estos pliegues se disponen —al igual que la lineación de intersección antes citada— subhorizontalmente; esta disposición solamente se pierde en aquellos lugares en que existen cabeceos por efecto de deformaciones posteriores (terminaciones periclinales de los anticlinales de Villayón y Fuentes Cabadas). En el área precámbrica, sin embargo, la diferente disposición de las superficies de estratificación antes de la deformación, condiciona el desarrollo de pliegues de primera fase con ejes subverticales o fuertemente buzando al N.

La disposición actual tanto de la esquistosidad como de los pliegues de primera fase no es original. A grandes rasgos, toda el área de la Hoja constituye el flanco O de una gran estructura antiformal desarrollada durante la tercera fase (antiforme del Narcea), lo cual conduce —como es lógico— a la verticalización general de la esquistosidad y los pliegues.

2.2.2 CABALGAMIENTOS

Con un trazado paralelo a las estructuras antes descritas, se desarrollan cabalgamientos, algunos de ellos de grandes dimensiones. Los más importantes se sitúan en la mitad oriental de la Hoja. Así, el límite entre el área precámbrica del Narcea y los materiales paleozoicos, está constituido por un gran cabalgamiento que se prosigue de SSO a NNE a través de toda la Hoja (cabalgamiento de Allande); esta gran estructura se continúa hacia el N y S a lo largo de más de 100 Km. Dentro del área precámbrica se diferencian además dos escamas constituidas por materiales precámbricos y cámbricos (Cuarcitas de Cándana); la superficie de cabalgamiento de la escama más occidental puede seguirse de N a S desde el Espín —donde se encuentra inflexionada por efecto de un pliegue de tercera fase— hasta los alrededores del Km. 31 de la carretera de Tineo a Pola de Allande, a partir de cuyo punto pone en contacto materiales precámbricos muy monótonos y en consecuencia su trazado cartográfico es difícil de proseguir hacia el S. Hacia el E, la superficie de cabalgamiento siguiente se localiza cerca del Km. 6 de la carretera de Pola de Allande a Cangas de Narcea. El autóctono relativo a esta escama se encuentra parcialmente recubierto por depósitos estefanienses que se encuentran afectados por rejuegos tardíos de la superficie de cabalgamiento. En ambas escamas, materiales precámbricos se superponen sobre las Cuarcitas de Cándana. La última de las escamas citadas, junto con su autóctono relativo forma parte de la ventana del Narcea y se relaciona con los despeques existentes más al E, en la zona Cantábrica.

Al O del cabalgamiento de Allande, puede observarse otro cabalgamiento que produce la duplicación de la parte alta de la Serie de los Cabos y que se prosigue también de N a S de la Hoja. En la mitad más occidental de la misma, se diferencian otros cabalgamientos en el área sinformal situada al O del puerto de Santiellos y por delante de los anticlinales de Villayón y Fuentes Cabadas. Estos cabalgamientos afectan a los niveles basales de las pizarras de Luarca y hacia el N se prosiguen por más de 40 Km. hasta alcanzar la costa cantábrica. Dada su importancia, es muy probable que se continúen también hacia el S, dentro del amplio afloramiento de las Pizarras de Luarca; no obstante, dada la monotonía de estos materiales, resulta imposible proseguirlos cartográficamente hacia el S.

Todos estos cabalgamientos presentan características comunes, que pueden resumirse en las siguientes:

a) El trazado cartográfico es esencialmente paralelo a las estructuras precedentes; no obstante, en algunas localidades cortan a los pliegues de primera fase, tal como puede observarse en la cartografía.

b) La existencia de pliegues precedentes conduce en algunos de ellos

(cabalgamientos de Allande) a la superposición de terrenos modernos sobre otros más antiguos (paleozoicos sobre precámbricos).

c) Las superficies de cabalgamiento se muestran como superficies de cizalla, no relacionadas con un nivel determinado que favorezca su desarrollo.

d) Las superficies de cabalgamiento se presentan como planos muy bien definidos en los que a veces aparece una zona de material finamente triturado de unos pocos centímetros y en algunas localidades, pequeños pliegues asimétricos y crenulaciones asociadas. En ningún caso se aprecia la existencia de brechas u otras evidencias de deformación en condiciones frágiles. En este sentido, los cabalgamientos pueden ser diferenciados fácilmente del resto de las fallas existentes en la Hoja, que comportan amplias zonas de brechificación.

2.2.3 LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

Tal como se ha señalado previamente, durante la tercera fase se produce un repliegamiento general de la zona. Los pliegues mayores que se originan exceden con mucho la escala de la Hoja; en este sentido toda la zona se sitúa en el flanco de una gran estructura antiformal cuyo núcleo se sitúa más hacia el E (antiforme del Narcea). Los pliegues de tercera fase que se sitúan en la Hoja serán, pues, pliegues de orden menor en relación con esta estructura.

El efecto principal producido por esta fase es una verticalización general de las superficies de estratificación y de las estructuras anteriores. Los pliegues a escala cartográfica son poco importantes, si bien pueden detectarse en diversas localidades, por ejemplo, el extremo NE de la Hoja y la zona del Puerto del Palo (ver corte).

También debe señalarse que los pliegues de tercera fase modifican a los de la primera, dando como resultado final pliegues con una geometría compleja (anticlinal de Villayón, ver Hoja de Boal).

La distribución de las estructuras menores (pliegues y esquistosidad de crenulación) es muy irregular, al contrario de lo que sucede con las estructuras de primera fase. La distribución y las características geométricas de estas estructuras menores vienen condicionadas por la orientación y naturaleza de las superficies de anisotropía preexistentes (estratificación y esquistosidad primaria). Así, en los materiales cuarcíticos de la Serie de los Cabos, los pliegues que se desarrollan son relativamente laxos y con geometrías que van desde pliegues paralelos a pliegues con charnelas agudas de tipo kink (figura 4).

Del mismo modo, la esquistosidad que acompaña en estos pliegues, se ve fuertemente influenciada por la litología, variando desde una esquistosidad grosera de fractura en las capas cuarcíticas a una esquistosidad de crenu-

lación en los niveles pelíticos. En relación con los pliegues, esta esquistosidad se dispone comúnmente en forma de abanicos convergentes o divergentes.

En el área paleozoica los ejes de los pliegues se disponen subhorizontalmente en dirección N-S, ligeramente oblicuos a las estructuras de primera fase; sin embargo, en el área precámbrica, al igual que sucedía con los pliegues de primera fase, los ejes de estos pliegues se disponen fuertemente inclinados al N.

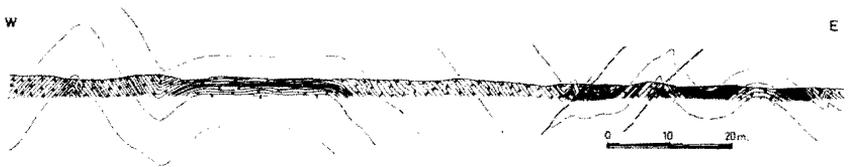


Figura 4.—Pliegues correspondientes a la tercera fase de deformación en los niveles culminantes de la Serie de los Cabos, al O del Puerto de Santiellos.

2.2.4 KINK-BANDS Y FALLAS VERTICALES SSO-NNE

Estructuras menores de tipo kink-band se encuentran distribuidas por la Hoja en los niveles pizarrosos, alcanzando un desarrollo máximo en el amplio afloramiento de Pizarras de Luarca de la parte O de la Hoja. Estos kink-bands muestran superficies axiales subhorizontales o ligeramente inclinadas (figura 5). Estas estructuras pueden llegar a ser tan penetrativas, que constituyen en algunas localidades las superficies más visibles en las rocas, tal como se puede observar en la carretera entre Berducedo y el embalse de Salime. La escala de estas estructuras es siempre centimétrica y deben representar en todo caso un acortamiento total más bien reducido.

El desarrollo de estructuras de este tipo, sugiere la existencia de una compresión vertical (MATTE, 1969).

Estas estructuras parecen guardar relación con una serie de fallas subverticales de trazado SSO-NNE y movimiento vertical. Estas fallas comportan zonas de brechificación importantes que facilitan su reconocimiento en el campo.

2.2.5 DEFORMACIONES TARDIAS

Después del desarrollo de las estructuras anteriormente citadas, la estructura geológica de la Hoja se encuentra ya prácticamente constituida. Las es-

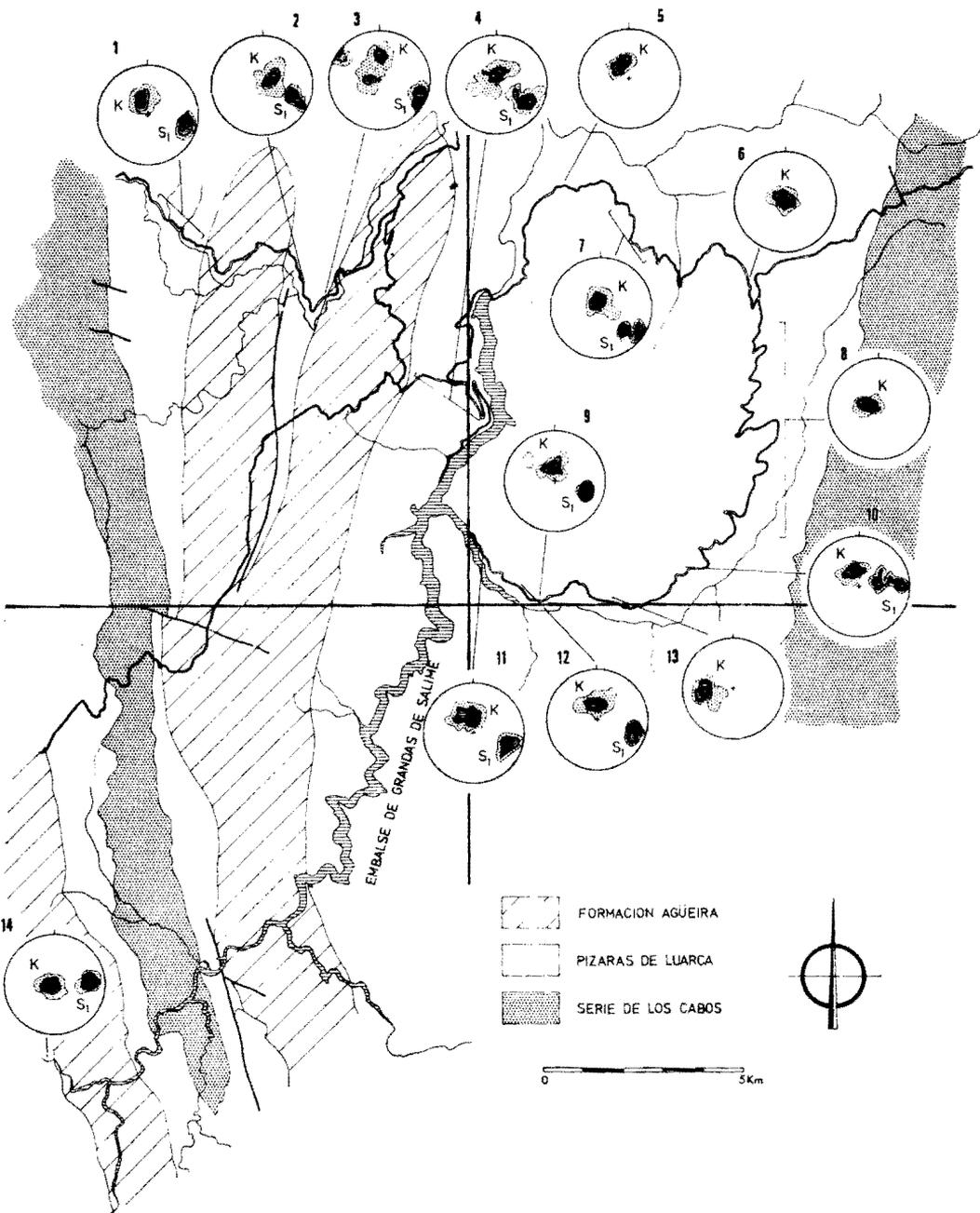


Figura 5.—Diagramas de frecuencia de polos de kink-bands (K) y esquistosidad primaria (S₁) en la mitad occidental de la Hoja de Cangas de Narcea y Hojas adyacentes. Las superficies axiales de los kink-bands son prácticamente horizontales e intersectan la esquistosidad primaria según un ángulo muy constante. Contornos a 30, 20 y 10 por 100. Según MARCOS (1973).

estructuras que se originan después, corresponden esencialmente a fallas y diaclasas de dirección predominante NO-SE (figura 6).

Las fallas son esencialmente verticales, con desplazamientos también vertical y generalmente se encuentran acompañadas por zonas estrechas de brechificación. Las diaclasas dominantes son marcadamente planares, a menudo con ornamentaciones sobre su superficie y en la mayor parte de las localidades se repiten paralelamente de modo uniforme en las rocas a distancias relativamente cortas.

Otros sistemas de diaclasas, menos penetrativos, y fallas aisladas con direcciones diferentes a las antes citadas, se observan en varias localidades.

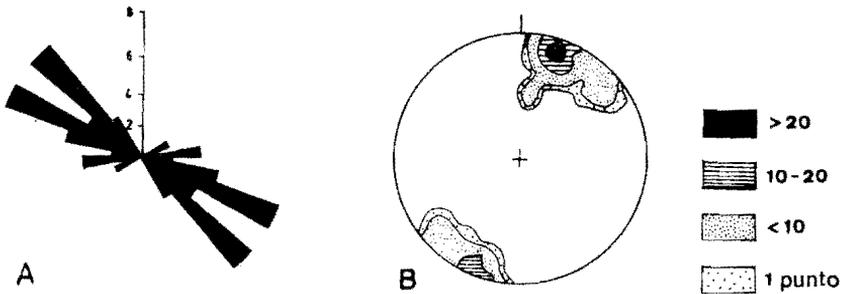


Figura 6.—A. Diagrama en rosa mostrando la orientación y frecuencia de fallas transversales verticales en el ámbito de la Hoja. B. Diagrama de orientación de los polos de las diaclasas dominantes en la Serie de los Cabos, al O de Pola de Allande (según MARCOS, 1973). De ambos diagramas se deduce una relación estrecha entre fallas y diaclasas transversales.

3 PETROGRAFIA

3.1 METAMORFISMO

Los materiales sedimentarios y volcánicos, de edad Paleozoica, que se encuentran en esta Hoja han sufrido un metamorfismo herciniano de bajo grado de tipo epi o mesozonal que junto con la deformación ha reconstruido textural y mineralógicamente las rocas transformando las vulcanitas en neises porfiroides y los sedimentos en filitas, micaesquistos y metapsamitas en general. Este metamorfismo no supera nunca la fase de los esquistos verdes.

Sobreimponiéndose a este metamorfismo citado y siendo su continuación, localmente y en relación con rocas plutónicas, se desarrolla un metamorfismo de contacto.

3.1.1 METAMORFISMO REGIONAL

Es un metamorfismo que no supera en ningún lugar la facies de los esquistos verdes. Se pueden individualizar dos zonas pertenecientes a esta facies: zona de la clorita y zona de la biotita. A la zona de la clorita pertenecen todos los terrenos que se encuentran en la parte occidental de la Hoja, mientras que dentro de la zona de la biotita se encuentran fundamentalmente los terrenos de la Serie del Narcea, al este de la Hoja, y los materiales de la Serie de los Cabos en contacto con los primeros.

Dentro de los materiales pelíticos y psamíticos Paleozoicos, las paragénesis más representativas considerando al cuarzo como fase mineral en exceso, son:

- clorita-moscovita
- clorita-moscovita-albita
- clorita-moscovita-albita-microclina
- cloritoide-clorita-moscovita
- biotita-clorita-moscovita
- biotita-clorita-moscovita-albita-feldespató potásico.

Las paragénesis más frecuentes son aquellas que tienen moscovita-clorita y, en segundo lugar, las que contienen biotita-clorita-moscovita. Las paragénesis son albita y/o microclina pertenecen a rocas psamíticas y son particularmente frecuentes en las metagrauvas y metapsamitas de la Serie del Narcea.

El cloritoide se encuentra preferentemente en las Pizarras de Luarca en la parte NO de la Hoja y su presencia en estos niveles, o en otros similares, es debida probablemente a una composición química original rica en Al_2O_3 y FeO. La biotita se encuentra particularmente bien desarrollada en los niveles psamíticos, donde forma grandes cristales tabulares muy abundantes; es probable que haya algún factor de composición mineralógica como es la presencia de feldespató potásico que favorecen su formación (BROWN, 1975).

En las filitas del Narcea se encuentran también algunos minerales accesorios sintomáticos tales como esfena y epidota; estos mismos minerales se observan en los neises porfiroides como secundarios originados probablemente a partir de plagioclasas básicas e ilmenita o rutilo preexistentes.

Los porfiroides, cuya mineralogía será descrita más adelante con detalle, presentan asociaciones propias de rocas ígneas félsicas o intermedias afectadas por metamorfismo de grado bajo; así, son normales las paragénesis:

- cuarzo-microclina-albita, oligoclasa-biotita-clorita
- moscovita-anfibol tremolítico-actinolítico.

En estas rocas son normales fenómenos tales como saussuritización de las plagioclasas y otros, originándose clinozoisita, epidota y sericita como minerales secundarios. En estos niveles de porfiroides ricos en feldespatos la biotita es un mineral muy abundante y bien desarrollado y es probable que proceda en algunos casos de la recristalización de una biotita primaria preexistente.

El tipo de metamorfismo parece, como es normal en toda la zona Asturoccidental-leonesa, corresponder al inicio de una suite de tipo de baja presión o bien intermedio de baja presión, aunque las paragénesis de bajo grado no permiten una mayor precisión y es en función de su situación en el contexto regional en lo que se basa la anterior asunción.

3.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Directamente relacionado con el granitoide de Linares se desarrolla en las formaciones precámbricas un metamorfismo estático que causa una recristalización importante de las filitas y psamitas de la Serie del Narcea. Las rocas adquieren primeramente texturas granoblásticas con importante recristalización de biotita sin ninguna orientación preferente. En algunas láminas, al mismo tiempo, se forman cristales de cordierita elipsoidales cuya dimensión mayor es paralela a la esquistosidad de flujo, pero esta última se encuentra incluida en los poiquiloblastos que no muestran ningún signo de crecimiento pretectónico. En contacto con el granito de Linares la roca se transforma en una cornubianita con gran abundancia de cordierita, andalucita, biotita y microclina.

Las paragénesis más normales pertenecientes al metamorfismo de contacto en las filitas precámbricas son:

cuarzo-biotita-cordierita-moscovita-plagioclasa-andalucita
cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa.

En las filitas de la Serie de los Cabos, al Norte, en contacto con el Precámbrico del Narcea, se desarrollan igualmente poiquiloblastos de biotita posttectónicos que parecen relacionados con pulsaciones metamórficas completamente posttectónicas y que podrían ser debidas al efecto térmico de cuerpos ígneos subyacentes. De este modo, aunque estos minerales se consideren relacionados con el metamorfismo regional, sus características texturales permitirían también considerarlos como debidos a un metamorfismo de contacto que podría representar el último estadio en el desarrollo del metamorfismo regional.

3.3 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION MINERAL Y DEFORMACION

En el curso del metamorfismo regional el primer mineral en formarse es la clorita. En efecto, los cristales de clorita muestran signos de cristaliza-

ción pretectónica, tales como sombras de presión y deformación interna (kink-bands y extinción ondulante). En algunas láminas se observan estos cristales alargados paralelamente a la esquistosidad de flujo y con sus superficies de exfoliación perpendiculares a la misma. Durante el desarrollo de la S_1 cristalizan sintectónicamente clorita y moscovita. El cloritoide se forma tanto en etapas precoces en el desarrollo de la esquistosidad de flujo (cristales con sombras de presión) como en etapas claramente postectónicas (cristales sobreimpuestos a la S_1). Como minerales pretectónicos también se observan en las Pizarras de Luarca cristales aciculares que en parte deben estar formados por rutilo (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTIN CALVO, 1969), en cuyas sombras de presión muy desarrolladas recrystaliza el cuarzo y la clorita.

Todos los minerales que corresponden al clímax metamórfico son claramente postectónicos en relación con la esquistosidad de flujo. Por un lado, la biotita recrystaliza en láminas orientadas al azar sobre la textura anisótropa preexistente, aunque en algunas muestras se observa orientada mimetizando las superficies S_1 . Junto con la biotita se desarrolla igualmente clorita y moscovita con las mismas características. Estos minerales se encuentran particularmente bien desarrollados en una zona al NE de la Hoja, que se continúa luego hacia el SSE dentro del Precámbrico. En esta zona, la biotita forma poiquiloblastos miméticos sobreimpuestos a la textura esquistosa y en cuarzo tiende a adquirir, en parte, una textura granoblástica. Esta zona en la que parece existir un metamorfismo estático, constituye la prolongación hacia el sur de una zona de parecidas características que se encuentra dentro de la Hoja de Boal (10-04). Cuando los materiales que se encuentran dentro de esta zona son los porfiroides precámbricos, tienden a adquirir una textura blastomilonítica muy evidente con recrystalización importante del cuarzo entre los porfiroclastos y de grandes láminas de biotita. Toda esta zona se enlaza con el metamorfismo de contacto del plutón de Linares, claramente postectónico, donde los poiquiloblastos de cordierita y de andalucita así como una matriz de biotita muy abundante fosilizan la esquistosidad preexistente llegando en algunas partes a desordenar totalmente la primitiva textura por recrystalización postectónica.

El metamorfismo anterior que origina la presencia de biotita postectónica en la roca podría considerarse como un metamorfismo térmico de contacto, aunque no se observa ningún afloramiento ígneo relacionado con el mismo, y podría ser el testigo de una alineación de rocas ígneas en profundidad con dirección NNO-SSE de las que el plutón de Linares representa un afloramiento.

3.4 ROCAS IGNEAS

3.4.1 METAVULCANITAS PRECAMBRICAS (p_E^U)

Las rocas que se agrupan bajo esta clasificación se presentan dentro de la serie del Narcea y han sido objeto de estudios anteriores detallados por CORRETGE & CARPIO (1968) y CORRETGE (1969).

Se presenta en afloramientos alargados perfectamente concordantes con las estructuras regionales y con forma alentejonada. Pasan en algunos casos gradualmente y en otros de una manera bastante brusca a los esquistos y metapsamitas, entre los que se encuentran perfectamente concordantes y en los que los granos de cuarzo y las plagioclasas presentan la misma morfología que muestran estos minerales cuando forman parte de las metavulcanitas.

Texturalmente son rocas holocristalinas, porfídicas, en las que los porfiroclastos de plagioclasas (albita-oligoclasa, principalmente) y microclina se encuentran dentro de una matriz granoblástica recrystalizada de cuarzo, moscovita y biotita. La esquistosidad se manifiesta por la orientación de las micas y por la recrystalización anfíboles fibrosos del tipo tremolita-actinolita en ocasiones con una orientación preferente. Como se ha puesto ya de manifiesto, la recrystalización posttectónica que han sufrido estas rocas es importante. En muchas láminas delgadas estas rocas tienen una textura blastomilonítica evidente. En algunos niveles presentan una clara textura riolítica, probablemente relictas, observándose una matriz finamente cristalina de cuarzo y feldespato en la que destacan fenocristales idiomorfos de plagioclasa o cuarzos con golfos de corrosión, mientras que en otros casos su textura es francamente granuda más bien propia de una roca plutónica.

Mineralógicamente estas rocas están compuestas normalmente por cuarzo-microclina-albita u oligoclasa como minerales esenciales, con anfíbol fibroso, biotita, clorita, clinzoisita, rutilo, esfena, allanita, circón y apatito como accesorios. La cantidad relativa de microclina y plagioclasa son variables y en algunos casos estas rocas parecen estar formadas por albita como el único feldespato presente. Dentro de esta formación se encuentran algunos términos que tienen una mineralogía muy rica en anfíboles, constituyendo estos más del 50 por 100 de la roca; estos anfíboles se encuentran recrystalizados, presentando una textura diablástica.

De acuerdo con su textura y mineralogía estas rocas pueden ser clasificadas como «neises porfiroides» o simplemente «porfiroides», aunque según su mineralogía también podrían ser considerados como queratófidos o queratófidos cuarcíferos, graduando en los términos intermedios hasta neises anfíbólicos o incluso anfíbolitas.

Su origen presenta mayor problema. Sus características más destacables: tránsito gradual con las grauvacas o arcosas que constituyen el material en-

cajante, presencia en estos materiales de fragmentos detríticos con las mismas características que los cristales en el porfiroide y ausencia de cualquier tipo de metamorfismo de contacto, permiten considerar a estas rocas como vulcanitas interestratificadas dentro de una serie turbidítica de edad Proterozoico superior. Sin embargo, en algunas partes de la formación, su evidente textura granuda hace pensar que puedan tratarse de sills o emplazamientos subvolcánicos concordantes con los sedimentos precámbricos; la naturaleza primitiva de estas rocas iría desde riolítica hasta dacítica o incluso en algunos casos andesítica. Estas rocas representan en parte el equivalente de formaciones similares que han sido reconocidas más al N (Porfiroides de Cudillero) (SUAREZ DEL RIO & SUAREZ, 1975) y al S (PEREZ ESTAUN, 1975).

3.5 METAVULCANITAS ORDOVICICAS (ϵ^1)

Estas rocas afloran en la base de las Pizarras de Luarca en varias localidades.

Generalmente presentan una textura intersertal con cristales de albita-oligoclasa formando un entramado entre los que se encuentra un anfíbol actinolítico, clorita y epidota, esfena, leucóxeno, apatito e ilmenita. En ocasiones se observan restos de cristales de clinopiroxeno que no han sido completamente uralitizados. Estas rocas están afectadas por el metamorfismo hercyniano, que modifica las asociaciones mineralógicas sin apenas transformar su textura; no obstante, en algunos lugares, estas rocas se encuentran esquistosadas con recristalización de clorita en las superficies de esquistosidad rodeando a los cristales de plagioclasas.

Por su composición se pueden considerar en su mayor parte como meta-dibasas, aunque existen también términos félsicos ricos en cuarzo, albita y microclina que pueden ser clasificadas como queratófidos y queratófidos cuarcíferos.

3.6 EL GRANITO DE LINARES (γ^2)

Se trata de un pequeño plutón intrusivo en las series Precámbricas del Narcea, recubierto en parte por depósitos Terciarios y Estefanienses. Mineralógicamente está formado por: cuarzo, microclina, oligoclasa-andesita y biotita como minerales esenciales y por hornblenda, apatito, circón, rutilo y moscovita como accesorios. Un estudio detallado de este plutón se encuentra en el trabajo de SUAREZ (1971).

Texturalmente es una roca hipidiomorfa granular a veces graduando hasta texturas típicamente porfídicas. En estas últimas facies, que se encuentran en algunas partes en contacto con el encajante, presenta una textura típica de un microgranito con cuarzos de forma ameboidal. En base a estos caracteres texturales de la roca y al metamorfismo de contacto se puede considerar este granito como una intrusión claramente posttectónica y probable-

mente relacionado con el plutonismo granítico observable más al Este (stocks de Salas, Boinas y Leiguarda). Dentro del plutonismo herciniano formaría parte de los granitos calcoalcalinos postectónicos (CAPDEVILLA, CORRETEGE & FLOOR, 1973).

3.7 LOS DIQUES DE PORFIDOS FELSICOS (FO)

Dentro de la serie del Narcea se encuentran con cierta frecuencia filones de pórfidos, cuya composición varía desde granofiorítica hasta monzonítica (SUAREZ, 1967; GARCIA DE FIGUEROLA & SUAREZ, 1968).

Estas rocas se encuentran formando diques intruidos paralelamente a la esquistosidad en los materiales precámbricos, aunque cuando alcanzan los depósitos estefanienses se disponen paralelamente a la estratificación. Sus condiciones de emplazamiento deben ser, pues, postectónicas y subvolcánicas y podrían relacionarse genéticamente con el plutonismo calcoalcalino postectónico observable en el Norte de Portugal y Galicia.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Dejando aparte los materiales cuaternarios y terciarios, en la Hoja de Cangas de Narcea se reconocen tres conjuntos separados por discordancias, al igual que en las vecinas Hojas de Belmonte y Tineo; estos tres conjuntos son:

- 1) El Precámbrico.
- 2) El Paleozoico pre-Estefaniense (limitado en la Hoja al Cámbrico y Ordovícico Inferior y Medio.
- 3) El Estefaniense.

Por lo que se refiere al Precámbrico, dos son los hechos principales a señalar: la existencia de un vulcanismo ácido, que cesó o se atenuó mucho al final de los tiempos precámbricos, y la existencia de una sedimentación turbídica, por lo menos durante los últimos tiempos precámbricos. La historia geológica del Precámbrico se cerró con una deformación y una erosión que dio lugar a una superficie de arrasamiento, sobre la cual se produjo la transgresión cámbrica.

La historia paleozoica se inicia con el depósito de la Formación Herrería-Cándana, discordantemente sobre el Precámbrico. Durante todo el Cámbrico y el Ordovícico Inferior predominó una sedimentación detrítica de escasa profundidad (facies de *Cruziana* y *Skolithos*; BALDWIN, 1975), con un episodio carbonatado con facies detríticas; ciertas oscilaciones: facies con calizas oolíticas y arqueociatos indicando una cubierta constante de agua; facies con calizas laminadas por algas, de tipo perimareal; facies de calizas nodulosas

con restos de trilobites indicando condiciones algo más profundas (según datos procedentes de otras localidades en la zona asturoccidental-leonesa).

Durante el período de tiempo citado empezaron a diferenciarse las dos zonas, cantábrica y asturoccidental-leonesa, cuyo límite está actualmente marcado por el antiforme del Narcea; este hecho es el que da lugar al gran contraste de espesor que existe entre las series de Cámbrico y Ordovícico en uno y otro flanco de la citada estructura (unos 4.000 m. para la serie de Los Cabos en el corte de Pola de Allande al Alto del Palo, frente a unos 1.400 para las formaciones equivalentes, Barrios y Oville, del otro flanco).

El límite Arenig-Llanvirn coincidió aproximadamente con un cambio en la sedimentación que se hizo pelítica y euxínica. De este modo, durante el Llanvirn-Llandeilo se depositaron las típicas facies de pizarras negras, con graptolites relativamente abundantes en el Llanvirn, raros en el Llandeilo, y con algunos trilobites y otros fósiles, si bien ninguna localidad fosilífera ha sido hallada dentro de los límites de la Hoja. Una cierta actividad volcánica básica tuvo lugar a todo lo largo del flanco O del antiforme entre el límite Arenig-Llanvirn y el Llandeilo.

Desde el punto de vista de la historia sedimentaria, la principal diferencia entre las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa es la diferencia de subsidencia y de espesor de sedimentos acumulados (LOTZE, 1961; MATTE, 1968a; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972; MARCOS, 1973); la Hoja de Cangas de Narcea se sitúa en el borde occidental de la zona asturoccidental-leonesa. Por lo que se refiere a las diferencias antes apuntadas, la zona cantábrica se comportó como una plataforma escasamente subsidente y acumuló un espesor comparativamente pequeño de sedimentos, mientras que la zona asturoccidental-leonesa se comportó como una zona fuertemente subsidente y acumuló bastantes miles de metros de sedimentos. En la Hoja de Cangas de Narcea, la historia geológica no puede ser seguida más allá del Llanvirn-Llandeilo, pero más al O se observa una potente serie turbidítica (MARCOS, 1973; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974) de edad Llandeilo Superior (?) a Caradoc; esta serie representa la sedimentación con la que culmina el largo período de subsidencia de la zona asturoccidental-leonesa. En el ámbito de la Hoja de Cangas de Narcea, la sedimentación se prosiguió probablemente también durante el Llandeilo Superior-Caradoc, aunque no es posible determinar si las facies turbidíticas se extendieron o no por este dominio; en el área de los cabos Peñas y Vidrias el Caradoc se presenta en forma de una serie vulcano-detrítica (JULIVERT & TRUYOLS, 1972).

La historia geológica no puede seguirse con los datos que aporta el estudio de la Hoja de Cangas de Narcea. No obstante, por los datos aportados por áreas vecinas y por consideraciones regionales puede pensarse que la sedimentación se prosiguió (tal vez con una corta interrupción en el límite Ordovícico-Silúrico), por lo menos durante el Devónico y tal vez parte del Carbonífero. En efecto, el estudio de la repartición de facies en la Caliza

de Moniello (Couviniense-Emsiense), en la zona cantábrica, demuestra que la cuenca devónica no tenía un borde en el antiforme del Narcea, sino que debía extender más al O (MENDEZ-BEDIA, 1976); estas conclusiones pueden extenderse probablemente a todo el Devónico.

La sedimentación debió terminar en relación con las primeras manifestaciones orogénicas (en el Westfaliense Inferior o en el Namuriense). La deformación, que tuvo lugar en varias fases (véanse los capítulos de tectónica), se desarrolló durante el Carbonífero y terminó, excepto en sus manifestaciones más tardías, antes del Estefaniense. Una intensa denudación, que quedó registrada en la sedimentación carbonífera de la zona cantábrica, afectó a la cadena. El Estefaniense se depositó discordantemente, llegando a apoyarse sobre rocas tan antiguas como el Precámbrico. Una cierta actividad magmática (pórfidos cuaríferos) y las deformaciones más tardías afectaron todavía a los materiales estefanienses.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Las posibilidades de captación de aguas subterráneas en el área de la Hoja son escasas, ya que sus condiciones litológicas son netamente desfavorables. En efecto, la mayor parte de los afloramientos están constituidos por filitas o areniscas fuertemente recristalizadas y por tanto muy poco o nada permeables; por otra parte, las calizas son poco abundantes y afloran mal, estando recubiertas por suelos arcillosos prácticamente impermeables.

Los únicos materiales probablemente acuíferos son los conglomerados terciarios con matriz predominantemente arenosa, los suelos originados a partir de rocas arenosas y los derrubios de ladera. Se trata siempre de materiales poco potentes y en todo caso, con reservas superficiales poco importantes. A esto hay que añadir la existencia de un relieve con pendientes fuertes y de una espesa cubierta vegetal, lo cual favorece la escorrentía y la evapotranspiración en detrimento de la infiltración. Como factor favorable citaremos finalmente la existencia de precipitaciones abundantes y regularmente distribuidas a lo largo del año que influyen sobre todos los factores del balance hídrico y por tanto sobre la infiltración.

5.2 MINERIA Y ROCAS INDUSTRIALES

Desde el punto de vista minero, los yacimientos que actualmente poseen más interés están constituidos por las capas de carbón intercaladas en los materiales estefanienses que aparecen en las inmediaciones de Cangas de Narcea. En algunos puntos el carbón se encuentra coquizado como conse-

cuencia de la proximidad de diques felsíticos. Las principales explotaciones actuales del carbón relacionado con el citado estefaniense se encuentran, no obstante, más al S y, por tanto, fuera del ámbito de la Hoja.

Hay que citar también la existencia de explotaciones muy antiguas de oro al S de Pola de Allande y de capas ferruginosas intercaladas en las partes inferiores de las Pizarras de Luarca. Estas últimas han sido citadas desde antiguo (ADARO & JUNQUERA, 1916), pero actualmente carecen de interés. Por el contrario, los indicios de oro existentes en la región están siendo objeto de prospecciones en la actualidad.

En lo que se refiere a rocas industriales cabe citar las siguientes:

- *Areniscas y cuarcitas*: Son muy abundantes, principalmente en la serie de Los Cabos. Su meteorización da lugar a importantes acumulaciones de derrubios de ladera que son fácilmente explotables como áridos. Estos canchales cobran particular importancia en la sierra del Palo.
- *Conglomerados*: Forman parte de los depósitos terciarios existentes en la parte occidental de la Hoja y son en algunos puntos explotables como áridos.
- *Arenas*: Aparecen como productos de alteración de las areniscas paleozoicas y en algunos puntos (inmediaciones de Porciles) se han explotado por su utilidad como abrasivos.
- *Pizarras*: son muy abundantes en el Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico. Son particularmente interesantes las Pizarras de Luarca, que se utilizan localmente como piedra de mampostería o para techar.
- *Porfiroïdes precámbricos*: Se utilizan localmente como áridos o como materiales de construcción.
- *Calizas*: Forman una estrecha franja que atraviesa la Hoja de N a S, con afloramientos discontinuos. Debido al grado de metamorfismo, que las ha transformado en mármoles, podrían ser utilizadas como piedra ornamental. En el pasado fueron usados para la obtención de cal en hornos locales.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de, & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*. «Criaderos de hierro de España», t. II, 1.º vol., pp. 1.410, Madrid.
- ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 3, pp. 37-44, Oviedo.
- BALDWIN, C. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW. Spain». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16, Oviedo.

- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp.
- BRELL, J. M. (1968).—«El Terciario de los alrededores de Tineo». *Brev. Geol. Ast.*, año X (1966), núms. 1-4, pp. 7-14, Oviedo.
- BROWN, E. H. (1975).—«A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in greenschist facies». *J. Of Petrol.*, vol. 16, pp. 258-271.
- CAPDEVILLA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)». These, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G., & FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de La Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France*, 7.^e Ser., t. XV, núms. 3-4, pp. 209-226, París.
- CORRALES, I. (1970).—«La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España)». Tesis doctoral, Universidad de Oviedo (inéd.).
- CORRETGE, L. G. (1969).—«El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXX, fasc. 4, pp. 289-306, Madrid.
- CORRETGE, L. G., & CARPIO, V. (1968).—«Los ortoneíses básicos de Pola de Allande (Asturias)». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 1, pp. 14-16, Oviedo.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A., & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Paleogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, vol. 15, pp. 169-184.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A., & ARBOLEYA, M.^a L. (in litt.).—«Late Precambrian? low lower Cambrian trace fossils from Spain». *Geol. Jour. Spec. Issue*.
- DEBRENNE, F., & LOTZE, F. (1963).—«Die Archaeocyatha de Spanischen Kambriums». *Ak. Wiis. Lit., Abh. Math.-natur. Kl.*, año 1963, núm. 2, pp. 107-143.
- DEBRENNE, F., & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archeocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciés carbonatés dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año 19, núm. 2, pp. 17-27, Oviedo.
- DE SITTER, L. U. (1961).—«Le précambrien dans la chaîne cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 9, p. 253, París.
- FONTBOTE, J. M.^a, & JULIVERT, M. (1974).—«The Precambrian in the Iberian Peninsula. In: Précambrien des zones mobiles de l'Europe». P. I. C. G., Conf. de Liblice 1972, *Geol. Ustav CSAV*, pp. 175-188.
- GARCIA FIGUEROLA, L. C., & MARTIN CALVO, M. (1969).—«Filitas con rutilo autógeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIII, núm. 1, pp. 13-16, Oviedo.
- GARCIA FIGUEROLA, L. C., & SUAREZ, O. (1968).—«Sobre la génesis de los

- diques porfídicos: pórfidos de Allande-Besuido (Asturias)». *Inst. Inv. Geol. Dip. Prov.*, vol XXII, pp. 13-24, Univ. Barcelona.
- JULIVERT, M., & MARTINEZ GARCIA, E. (1967).—«Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana». *Acta Geol. Hispánica*, año II, pp. 107-110, 3 figs., Barcelona.
- JULIVERT, M., & TRUYOLS, J. (1972).—«Le coupe du Cabo Peñas, une coupe de referencia por l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fra.*, fasc. 5, pp. 214-243.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paleogeographique du nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Soc. Geol. Min. Bretagne. Bull.*, Ser. C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín. (Traducido por J. M.º Ríos: Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.)
- (1956).—«Das Präkambrium Spaniens». *Neüs Jb. Geol. Paläont., Mh.*, t. 8, pp. 373-380. (Traducido por J. Gómez de Llarena: El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 60, pp. 227-240.)
- (1958).—«Zur Stratigraphie des Spanischen Kambrium». *Geologie*, año 7, núms. 3-6, pp. 727-750, Berlín. (Traducido por J. Gómez de Llarena: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 61, pp. 131-174, Madrid, 1961.)
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil I, Stratigrafie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturw. Kl.*, núm. 6, pp. 1-126.
- LLOPIS LLADO, N., & MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1960).—«Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significado morfotectónico». *Brev. Geol. Ast.*, año IV, núms. 1-2, pp. 3-18, Oviedo.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 6, pp. 1-113.
- MATTE, Ph. (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, Grenoble.
- (1968b).—«Precisions sur le Précambrien supérieur schistogréseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autresaffleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Géogr. phys. Geol. Dynam.*, 2.º ser., vol. X, fasc. 3, pp. 205-211, París.
- (1969).—«Les kink-bands. Example de déformation tardive dans l'hercynien

- du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322, Amsterdam.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1976).—«Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NO de España)». *Trabajos de Geol.*, núm. 9, Univ. de Oviedo.
- PASTOR GOMEZ, V. (1962).—«Probable área precambriana al NO de León». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 67, pp. 71-80, Madrid.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura en la rama Sur de la zona Asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España)». Tesis, Universidad de Oviedo.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, 1 vol., 138 pp., Madrid.
- SDZUY, G. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II, Trilobitem». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math.-naturw. Kl.*, núms. 7-8, pp. 217-408.
- SUAREZ, O. (1967).—«Datos petrológicos sobre los diques ácidos de Besullo (Asturias)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núms. 101-102.
- (1971).—«Petrología de los afloramientos graníticos de Linares (Pola de Allande, Asturias)». *Studia Geol. Univ. de Salamanca*, II, pp. 27-43.
- SUAREZ DEL RIO, L. M., & SUAREZ, O. (1975).—«Estudio petrológico de los porfíroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias)». *Est. Geol.*, vol. 32, núm. 1, Madrid.
- VIRGILI, C., & CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, vol. 1, núm. 4, pp. 3-7, Barcelona.
- ZAMARREÑO, I., & PEREJON, A. (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XX, núm. 2, pp. 17-32, Oviedo.
- HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J., & RABU, D. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona asturoccidental-leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48, Oviedo.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA