



IGME

75

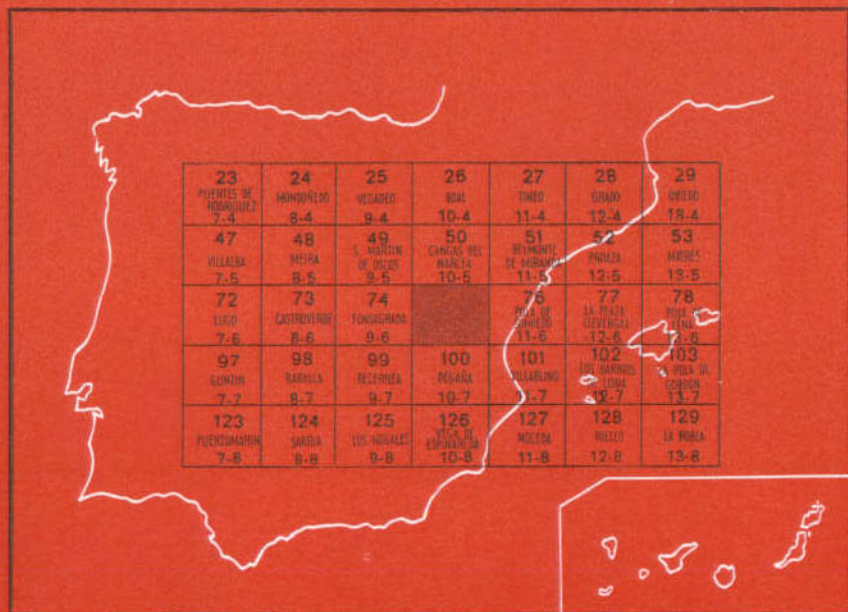
10-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

NAVIEGO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

NAVIEGO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Fernando Bastida, Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, José Galán (terrenos estefanienses) e Ignacio Vargas (ídem).

En la *Memoria*: Fernando Bastida, Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Ignacio Vargas (terrenos estefanienses) y Francisco Ruiz (Geología económica).

En *Sedimentología de rocas carbonatadas*: Isabel Méndez.

En *Sedimentología de rocas detríticas estefanienses*: Alberto Peón.

En *Metamorfismo*: Francisco J. Martínez y María L. Arboleya.

En *Paleontología*: Pedro Lorenzo (flora) y Alberto Marcos (icnofósiles).

Colaboradores: Manuel García (cartografía), Teófilo Concha, Eugenio Valdegrama y Angel Naval.

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 varia.

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

Depósito Legal: M - 29.775 - 1980

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Naviego se sitúa en el extremo SO de la provincia de Oviedo, incluyendo en su parte NO un pequeño sector de la de Lugo.

Desde el punto de vista geológico el área de la Hoja se encuentra en la parte oriental de la zona asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972), y puede dividirse en dos dominios muy diferentes, separados por un importante cabalgamiento. El dominio occidental está constituido por materiales pertenecientes al Paleozoico Inferior, mientras que el oriental está constituido por los materiales precámbricos que forman el antiformal del Narcea, el cual sirve de límite entre la citada zona asturoccidental-leonesa y la zona cantábrica. Aparte de la deformación propia del Precámbrico, todos estos materiales se encuentran afectados por la deformación polifásica y el metamorfismo regional de bajo grado que tuvieron lugar durante la orogénesis hercínica. Fosilizando las principales estructuras hercínicas y discordantes, por tanto, sobre los materiales anteriores aparece al SE un conjunto de materiales estefanienses que se encuentra afectado, al igual que el resto de los materiales de la Hoja, por una tectónica tardía esencialmente de fracturas.

Los estudios previos que se refieren específicamente a la geología del área de la Hoja son escasos. Existen, por un lado, desde tiempos antiguos, trabajos regionales de áreas más amplias y que, o bien incluyen al área de la Hoja de Naviego o inciden sobre ella de forma más o menos directa; entre estos destacaremos los de SCHULZ (1858), BARROIS (1882), ADARO & JUNQUERA (1916), LOTZE (1945, 1956), MATTE (1967, 1968, 1969). CORRETGE &

CARPIO (1968), CORRETGE (1969), CAPDEVILA (1969) y MARCOS (1973). Por otro lado, el resto de los trabajos existentes se refieren exclusivamente al estudio de los materiales estefanienses; en esta línea están los trabajos de VIRGILI & CORRALES (1966), de la VEGA ROLLAN (1964, 1968) y CORRALES (1971). De entre los trabajos citados, el realizado por MARCOS (1973) es el único que presenta una cartografía moderna, incluyendo la Hoja de Navego prácticamente en su totalidad.

2 ESTRATIGRAFIA

Excepción hecha de los depósitos cuaternarios, hay que destacar que la sucesión de materiales representada en la Hoja de Navego presenta dos interrupciones en la sedimentación, puestas en evidencia mediante sendas discordancias angulares. Estas separan, por tanto, tres secuencias de materiales, que de abajo a arriba están constituidos por:

- El Precámbrico.
- El Paleozoico Inferior.
- El Estefaniense.

A su vez, en el Paleozoico Inferior las unidades litoestratigráficas que pueden distinguirse y que se han tomado como base en la descripción estratigráfica son, de antiguo a moderno, las siguientes:

- Cuarcita de Cándana (Cámbrico Inferior)
- Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio)
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior)
- Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio)
- Formación Agüeira (Ordovícico Medio-Superior)

2.1 PRECAMBRICO (PC₂; ρ_E^o)

Los materiales precámbricos afloran en la parte oriental de la Hoja, donde ocupan una extensión importante. Desde el punto de vista litológico están constituidos por una alternancia de pizarras y areniscas. Las pizarras presentan tonos pardos o verdosos, tratándose de filitas, filitas cuarcíticas o cuarzo-feldespáticas, mientras que las areniscas son metagrauvascas o areniscas feldespáticas. Todos estos materiales, pero principalmente las areniscas, presentan frecuentemente claras videncias de participación volcánica, como son la presencia de fragmentos de roca con texturas volcánicas, de cuarzos con morfología volcánica o con inclusiones de origen volcánico, de minerales accesorios de origen volcánico, etc.

La abundante vegetación existente impide la observación de buenos cortes

dentro del ámbito de la Hoja, por lo que es difícil el reconocimiento de abundantes estructuras sedimentarias. Es por ello que las características sedimentológicas de los materiales precámbricos deben ser establecidas teniendo en cuenta áreas más amplias que la de la propia Hoja de Naviego (ver JULIVERT et al., in lit. y MARCOS et al., in lit.). En términos generales se considera que la Serie del Narcea constituye una secuencia turbidítica.

Al N de la Hoja aparecen algunos niveles de porfiroides interestratificados, que van desapareciendo progresivamente hacia el S. Estos niveles están afectados por la esquistosidad de flujo y están constituidos principalmente por cristales subidiomorfos de albita englobados en una matriz cuarzo-micácea. En consecuencia, la gran abundancia de porfiroides existente en la Hoja situada más al N (Cangas de Narcea) va disminuyendo hacia el S, de forma que en la Hoja de Naviego son ya muy escasos y están limitados a la mencionada zona septentrional.

2.2 CAMBRICO INFERIOR MEDIO: LA CUARCITA DE CÁNDANA (CA₁) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

La Cuarcita de Cándana (LOTZE, 1957) o Arenisca de la Herrería (COMTE, 1938) afloran principalmente a lo largo de un estrecho corredor N-S que atraviesa la Hoja y en el extremo SE de la misma. Se trata de una potente formación detrítica cuyo espesor se aproxima a los 1.500 m.; en la Hoja solamente pueden obtenerse, sin embargo, cortes parciales. Como ya se ha mencionado, en el área del antiforme del Narcea esta formación se apoya discordantemente sobre los materiales precámbricos. En su mayor parte la formación está constituida por cuarcitas y areniscas feldespáticas groseras con pizarras intercaladas.

Un buen corte, aunque intensamente replegado (ver figura 7, más adelante), de la parte superior de la Cuarcita de Cándana, puede obtenerse en la carretera de La Regla a Monasterio de Coto. En esta parte alta, la formación está constituida por cuarcitas, areniscas feldespáticas de grano grueso y a veces microconglomerados, en capas desde 10-30 cm. hasta 2 m. de espesor, alternando con pizarras; las capas de arenisca muestran con frecuencia estratificación cruzada, generalmente tabular (figura 1) y localmente de tipo «herring bone» y megaripples simétricos y asimétricos. En las areniscas son también



Figura 1.—Ejemplos de estratificación cruzada y «ripples» en capas gruesas de areniscas en la Formación Cándana. Carretera de la Regla al Monasterio de Coto.

frecuentes los paleocanales y amalgamaciones de capas. En la base de una capa se ha podido reconocer la presencia de *Rusophycus* sp. y *Cruziana* sp.

Por lo que se refiere a su edad, la Cuarcita de Cándana representa la base de la secuencia paleozoica. La presencia en otras localidades de fósiles en sus niveles culminantes, así como de pistas fósiles en capas más bajas, permiten asignarle una edad Cámbrico Inferior.

Por encima de la Cuarcita de Cándana aparece una formación carbonatada, muy constante en el NO de la Península y que se denomina Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882).

Dentro de la Hoja, la Caliza de Vegadeo aflora a lo largo de una estrecha banda que dibuja pliegues apretados y que recorre la Hoja de N a S. Los mejores afloramientos aparecen en la parte meridional de esta banda, principalmente cerca del Puerto de Rañadoiro y en la carretera que conduce de Rengos a Monasterio de Hermo.

De acuerdo con sus características litológicas se distinguen tres miembros, que se pueden diferenciar fácilmente en el campo, puesto que al miembro medio le corresponde generalmente una zona deprimida. El conjunto presenta un espesor aproximado de 120-140 m.

El miembro inferior (50-70 m. de espesor) consta de un nivel inferior de tránsito a la Cuarcita de Cándana formado por pizarras calcáreas, calizas y areniscas. Hacia arriba, este miembro presenta mármoles grises, a veces tableados, junto con algunas dolomías amarillentas y pizarras en niveles delgados. La textura primitiva de estas rocas se encuentra destruida por recristalización y dolomitización, por lo que desde el punto de vista petrológico se trata de mármoles y de dolomías epigenéticas.

El miembro medio (40-45 m. de espesor) está constituido por dos niveles. El inferior consiste en dolomías marrones, laminadas o masivas, con algunas capas delgadas de pizarras. El superior está formado por calizas recristalizadas, grises oscuras y tableadas, alternando con calizas dolomíticas.

El miembro superior (unos 30 m. de espesor) está constituido por mármoles blancos bien estratificados, a veces con tonos grises o rosados. A pesar del grado de marmorización existente, se han observado al microscopio algunos restos de Equinodermos. En la parte alta hay que señalar la existencia de participación volcánica.

De lo anteriormente expuesto, se deduce que de los tres miembros que han sido reconocidos en la Caliza de Vegadeo (ZAMARREÑO et al., 1975) dentro de la zona asturoccidental-leonesa, en la presente Hoja se reconocen bien desde el punto de vista de su microfacies, los miembros medio y superior. El miembro inferior con oolitos y Arqueociatos aquí no se ha detectado, debido posiblemente al grado de deformación y metamorfismo existentes.

En lo que se refiere a su edad, debe de ser considerada en su mayor parte de edad Cámbrico Inferior. Por encima de la Caliza de Vegadeo se conocen en varias localidades faunas del Cámbrico Medio, algunas de ellas bastante

bajas (SDZUY, 1968), por lo que frecuentemente se ha considerado que la totalidad de la formación podría corresponder al Cámbrico Inferior. Recientemente, existen nuevos datos que aportan algunas precisiones sobre la edad de esta formación. Por un lado, el hallazgo en la zona de Ponferrada de Arqueociatos en el miembro inferior (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976) indicando una edad Cámbrico Inferior alto para este miembro. Por otro lado la aparición en los últimos metros de una facies, también presente en esta Hoja, comparable a la del miembro superior de la Formación Láncara (Zona Cantábrica), permite correlacionar los miembros superiores de ambas formaciones y atribuir al Cámbrico Medio el miembro superior de la Formación Vegadeo.

2.3 CAMBRICO MEDIO Y ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁p)

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa una potente formación detritica que desde LOTZE (1958) se denomina Serie de los Cabos.

Esta formación ocupa en afloramiento una buena parte de la superficie de la Hoja. Un corte completo de la Serie de los Cabos puede obtenerse en la carretera del Puerto del Conio. En esta sección, que se describe a continuación, la formación está constituida por más de 4.000 m. de sedimentos clásticos marinos.

2.3.1 LITOESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

Los niveles basales de la Serie de los Cabos están constituidos por pizarras verdes (que han proporcionado faunas de Trilobites en diversas localidades fuera de la Hoja) conteniendo algunas capas margosas. Estos niveles, que se encuentran bien expuestos en la subida del Puerto del Rañadoiro, afloran deficientemente en la carretera del Puerto del Conio. Su espesor puede estimarse entre unos 25-50 m.

Por encima de este nivel, se sitúan unos 2.000-2.300 m. de cuarcitas y areniscas amarillentas con pizarras intercaladas (figura 2); los 700 m. basales afloran deficientemente. En este tramo alternan paquetes diferenciados por su mayor o menor proporción de pizarras. Los paquetes más arenosos están formados por cuarcitas y areniscas amarillentas en capas tabulares de unos 30 cm. de espesor, con muy pocas pizarras intercaladas; las areniscas muestran principalmente estratificaciones cruzadas tabulares de ángulo bajo, y las estructuras sedimentarias en los muros de las capas se encuentran prácticamente ausentes. El grado de bioturbación es muy bajo o nulo. El resto de los paquetes están formados por areniscas amarillentas en capas generalmente tabulares más delgadas (5-10 cm., por lo general) con pizarras grises o verdosas intercaladas que llegan a dominar en algunos lugares. Las estructuras

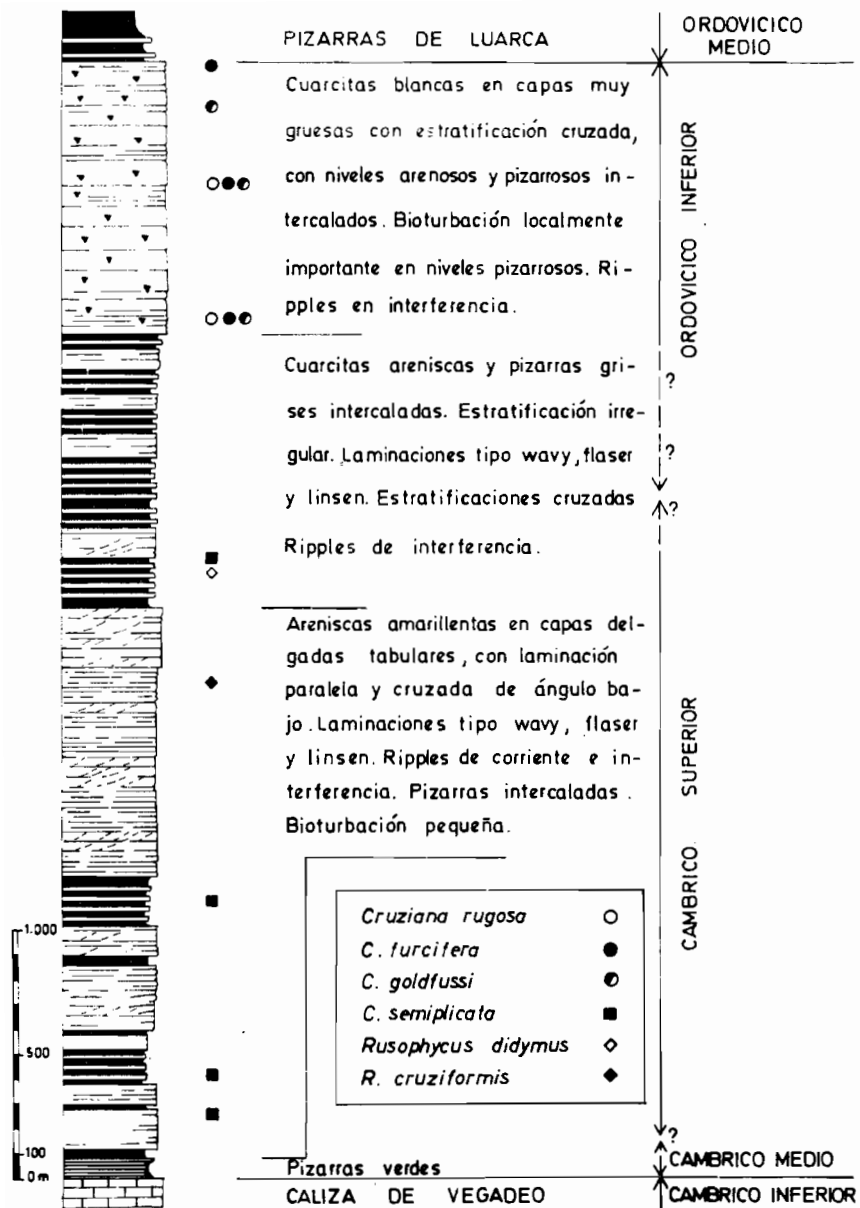


Figura 2.—Columna estratigráfica esquemática de la Serie de los Cabos en el Puerto del Conio, mostrando la posición de los principales icnofósiles localizados en el ámbito de la Hoja.

sedimentarias más comunes en estos paquetes son laminaciones de tipo lenticular, «wavy» y «flaser», estratificación cruzada tabular en las areniscas y ripples de corriente e interferencia.

El tramo siguiente, del cual solamente son perfectamente visibles los 500 m. inferiores, está constituido por areniscas de tonos más blanquecinos y pizarras grises alternantes. El espesor total es del orden de los 1.500 m. Las areniscas se presentan en capas irregulares o lenticulares —más raramente tabulares— de 10-30 cm. de espesor y contienen estratificación cruzada. Son comunes laminaciones de tipo lenticular, «wavy» y «flaser», y ripples de interferencia.

El tramo más alto de la Serie de los Cabos está formado predominantemente por cuarcitas blancas en bancos gruesos (a veces superan los 2 m. de espesor), con niveles arenosos y pizarrosos intercalados. Las capas de cuarcita son tabulares y en ellas las estructuras sedimentarias más comunes son la laminación paralela, laminación cruzada tabular de ángulo muy bajo y ripples de interferencia. El grado de bioturbación es nulo en las cuarcitas y llega a alcanzar importancia en los niveles pizarrosos.

El tránsito de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca se realiza de forma gradual, tal como se indica más adelante.

Algunos de los tipos de estructuras sedimentarias arriba mencionados, se encuentran representados en la figura 4.

La interpretación del corte total desde el punto de vista sedimentológico es muy difícil y escapa del objeto de esta Memoria. Una interpretación de la facies de la Serie de los Cabos en una sección situada más al N ha sido realizada por BALDWIN (1975). En términos generales, y en la sección que nos ocupa, puede afirmarse que en el tramo superior predominan las facies de barra de arena y en el resto facies intermareales (llanuras de arena y barro, esencialmente).

2.3.2 DIVISION ESTRATIGRAFICA Y EDAD DE LA SERIE DE LOS CABOS

Las pistas fósiles de trilobites (*Cruziana* y *Rusophycus*) son comunes en la Serie de los Cabos, y permiten tanto su división estratigráfica como el establecimiento de su edad (ver BALDWIN, op. cit.). La posición de las diferentes especies de icnofósiles localizadas en la sucesión puede observarse en las figuras 2 y 3. La parte alta del primer tramo de la Serie de los Cabos presenta *Rusophycus cruziformis* que caracteriza al Cámbrico Superior y en la parte baja del segundo tramo aparecen *Cruziana semiplicata* y *Rusophycus didymus*, que indican también una edad semejante. En el tercer tramo se encuentran numerosas especies de *Cruziana* del grupo *rugosa*, que corresponden ya al Ordovícico Inferior. Teniendo en cuenta que en las pizarras verdes que se sitúan en la base de la formación han sido halladas, en localidades fuera del área de la Hoja, faunas correspondientes al Cámbrico Medio (MAR-

COS & ARBOLEYA, 1974), puede concluirse que la edad de la Serie de los Cabos abarca desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior. El tránsito entre el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior debe situarse en la parte media del segundo tramo, que como ya ha sido expuesto no es visible. Esta distribución de icnofaunas y edad coincide esencialmente con la obtenida más al N por BALDWIN (1975) y también con la existente en la Hoja de Cangas de Narcea (MARCOS et al., in lit.).

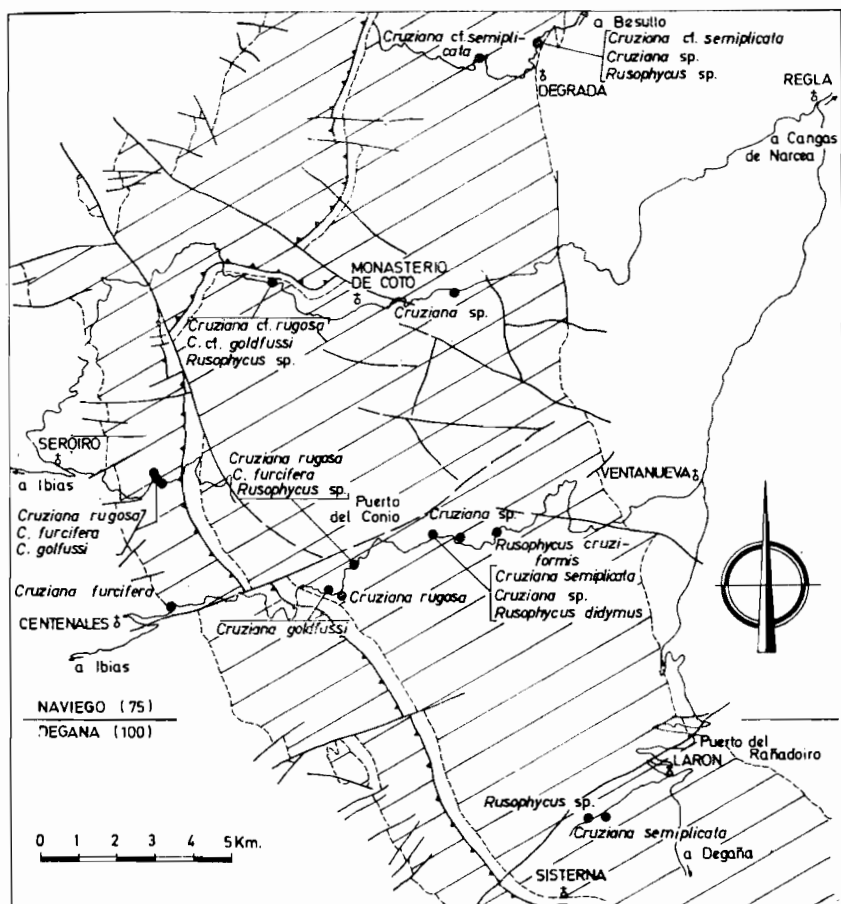


Figura 3.—Esquema geológico mostrando la situación de los icnofósiles localizados en la Serie de los Cabos.

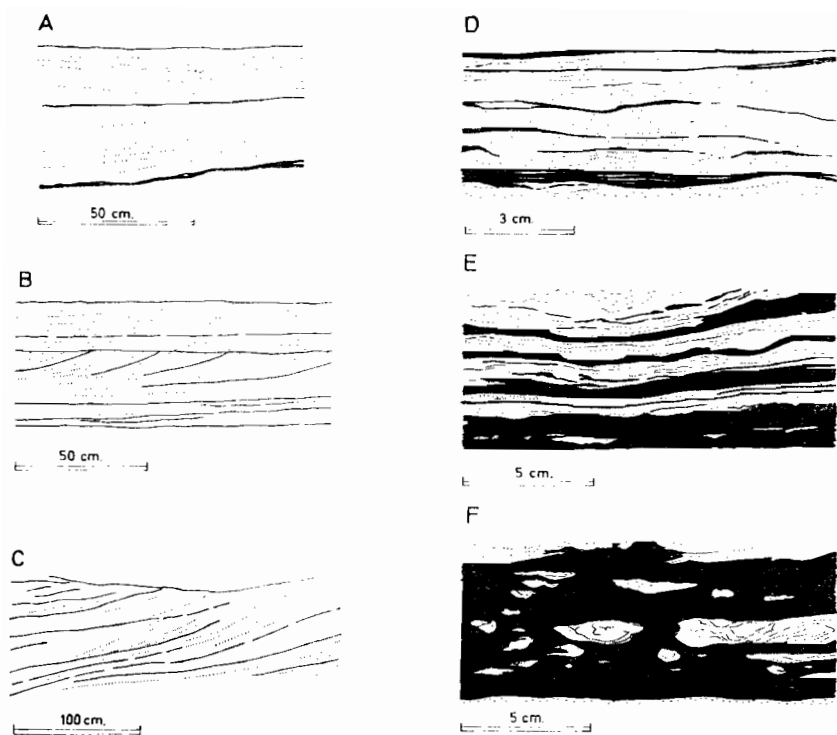


Figura 4.—Estructuras sedimentarias en la Serie de los Cabos en el corte del Puerto del Conio. A, B y C, estratificación cruzada. D, E y F, laminaciones de tipo «flaser», «wavy» y «linsen», respectivamente.

2.4 ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂; O_{2q}; e¹)

Esta formación se encuentra situada estratigráficamente encima de la Serie de los Cabos y aflora solamente en la mitad occidental de la Hoja, donde forma dos franjas groseramente alargadas en la dirección N-S. En la franja más occidental, las Pizarras de Luarca afloran en posición normal entre la citada Serie de los Cabos y la formación suprayacente (Formación Agüeira); no obstante, su espesor cartográfico aparente es mayor que el real a causa del replegamiento sufrido por estos materiales, lo cual dificulta a su vez el levantamiento de una sucesión estratigráfica continua. La franja oriental es muy estrecha, ya que presenta un contacto cabalgante que recorre la Hoja en dicha mitad occidental (cabalgamiento de Montefurado; MARCOS, 1973).

En esta franja, por tanto, sólo aflora la parte más inferior de esta formación.

Las Pizarras de Luarca comienzan con una alternancia de pizarras negras y areniscas, que constituyen una serie de transición, de muy poco espesor, con la formación subyacente (Serie de los Cabos). En esta parte inferior es frecuente la existencia de niveles volcánicos discontinuos.

Esta serie de transición culmina con un nivel cuarcítico de 25 a 50 m. de espesor. Por encima de este nivel aparece una secuencia muy homogénea de pizarras negras ricas en pirita y que constituye la parte esencial de la formación. El espesor de esta formación resulta difícil de determinar con exactitud, pero en todo caso parece ser en este área algo superior a los 1.000 m.

En lo que se refiere a la edad, no han encontrado fósiles dentro del área de la Hoja que permitan su determinación. No obstante, dicha edad ha sido precisada en áreas vecinas, lo que permite suponer para esta formación una edad Ordovícico Medio.

2.5 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O₂₋₃)

Encima de las Pizarras de Luarca aparece una espesa sucesión turbidítica que ha sido denominada Formación Agüeira (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974). Sus afloramientos dentro del área de la Hoja se encuentran restringidos a una pequeña extensión situada en su extremo SO. Únicamente y de forma muy limitada el corte de la carretera del Puerto del Conio permite una observación de las características de esta formación. El límite inferior es muy impreciso, existiendo inicialmente unos 50 m. de pizarras y areniscas alternantes con claro dominio de las primeras.

2.6 CARBONIFERO: TERRENOS ESTEFANIENSES (H₃₃^B-H₃₄^B; H₃₃^B-H₃₄^BCg)

Los materiales de esta edad se ubican en el cuadrante SO de la Hoja, ocupando una extensión aproximada de unos 37 Km². Son conocidos de antiguo, pues SCHULZ (1858) los describe junto con los de Tineo. No hay nuevas referencias concretas hasta DURAN & ARANGO (1918) que marcan el contacto N discordante y el S por falla inversa. Dejando aparte las referencias de tipo paleontológico, a las que nos referiremos más tarde, puede citarse el estudio estratigráfico y sedimentológico realizado por CORRALES (1970).

Desde el punto de vista litológico, los depósitos estefanienses están constituidos, por brechas, puddingas, areniscas, limolitas y argilitas pizarrosas y capas de carbón (antracita). El espesor total varía entre 750 y 1.100 m., aun que para algunos autores alcanzaría los 1.500 m.

Los niveles basales de la secuencia estefaniense se apoyan discordantemente sobre las pizarras precámbricas o los materiales cambro-ordovícicos. Estos niveles basales están formados generalmente por conglomerados con

cantos subredondeados de cuarcita; más raramente contiene cantos de pizarras y, en el sector occidental, de caliza. En algunos puntos (Carretera de Ventanueva a Moal, Gillón) la serie comienza por brechas angulosas a subangulosas de composición estrechamente relacionada con el zócalo próximo y heterometría muy elevada. La potencia de este primer tramo va desde unos 300 m. en el valle del río Narcea, al N de la cuenca a cero en las proximidades de Riotorto; esta variación se realiza con rapidez extraordinaria en menos de 1.500 m.

Por encima de este nivel basal comienza una sucesión predominantemente areniscosa con intercalaciones de argilitas más o menos pizarrosas y capas de carbón; también, aunque con poca continuidad lateral, niveles conglomeráticos. De manera general y teniendo en cuenta algunas características de tipo minero, tal como la explotabilidad de las capas y su proximidad entre sí, es posible diferenciar tres paquetes, al menos, que por su posición en la serie denominamos: inferior, medio y superior o de mina Rosita.

El primero o *inferior*, con 215 m. de potencia media, comienza con niveles areniscosos con intercalaciones de limolitas y argilitas pizarrosas y capas de carbón, así como, de manera ocasional, niveles conglomeráticos de pocos metros de potencia. En conjunto es una serie detrítica media con variaciones laterales muy marcadas que afectan a todos los elementos individuales aunque por su interés económico revisten especial importancia los que afectan al carbón. Se puede hablar de un aumento progresivo de la potencia del tramo de E a O.

Para dar idea de estas variaciones, la capa Ancha, que en la mina Perfectas (al E) se sitúa a 45 m. de la base del estefaniense, en la mina de Pire (al O), localizada a unos 600 m. de la anterior, pasa a situarse a 112 m. de la base.

En este tramo se han localizado, en la zona de mina La Matiella, al E de la cuenca, un total de siete capas de carbón. Hacia el O aparecen dos más en la base, denominadas Pilar y Ancha, con diferencias notables de potencia en distintos puntos próximos (figura 5). De estas nueve capas se explota actualmente hasta la cuarta en diferentes minas.

Hacia el techo, separadas por un tramo de unos 80-90 m. de areniscas arcillosas con algunas pizarras, se encuentra un pequeño grupo de capas, de 8.ª a 11.ª, que forman un paquete de 30 m. de potencia. Se sabe poco de ellas, pues sólo se observan en algunas calicatas en el sector oriental, cerca de la mina La Matiella. La 8.ª llega a tener 0,80-0,90 m. de potencia. Lo denominamos *paquete medio* por su posición entre el inferior y el superior (figura 5).

A continuación viene una serie de areniscas de grano fino a medio, limolitas bastas y argilitas pizarrosas y tableadas con una potencia estimada de 230-300 m., que a excepción de algunos carboneros parece estéril desde el punto de vista productivo.

Finalmente, en las proximidades de la mina Rosita comienzan a aparecer varios carboneros y capas que se numeran de H a A, de muro a techo (figura 5). Lo denominamos *paquete superior o de la mina Rosita* y en esta localidad tiene una potencia conjunta de 73 m. Las capas de carbón, con potencia muy reducida en general y de calidad inferior a las del paquete basal, se intercalan en niveles detríticos preferentemente finos (argilitas, limolitas y

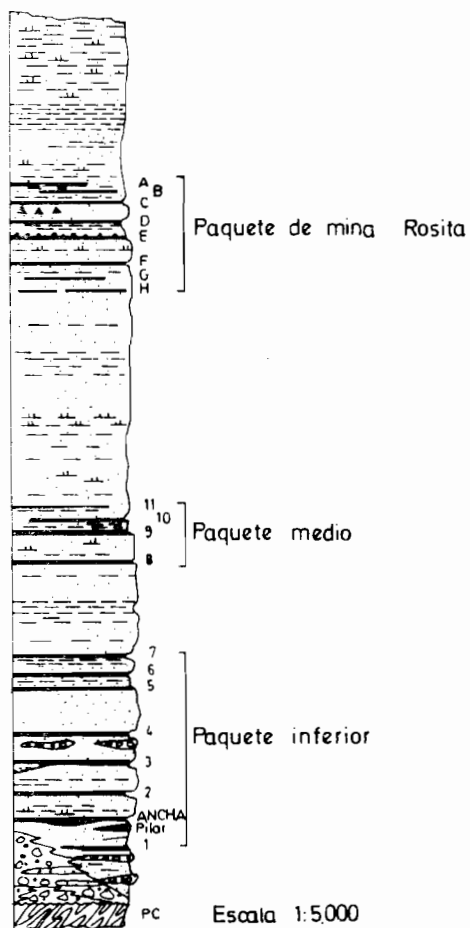


Figura 5—Columna estratigráfica detallada de los materiales estefanienses de la cuenca de Rengos.

algunas areniscas] que continúan a su vez por encima del paquete hasta finalizar la sucesión, al menos, 150 m. por encima de la capa A.

Desde el punto de vista sedimentológico el nivel basal de conglomerados es según CORRALES (1970) de origen fluvial. La baja heterometría así como el redondeamiento indican un transporte bastante largo, lo cual estaría de acuerdo con la hipótesis de que todos los depósitos de conglomerados existentes desde Tineo hasta Monasterio de Hermo, e incluso Villablino, han sido transportados por una corriente principal de dirección y sentido N-S. Las brechas corresponderían a depósitos de tipo coluvión con dispersión horizontal y vertical reducida. La angulosidad de los cantos y la similitud de composición con el zócalo indican un transporte corto, tratándose a veces de depósitos casi in situ.

Para las areniscas los diversos parámetros indican una forma de transporte fluvial con depósito en medio lacustre. Los granos son de angulosos a subangulosos y, aunque el mineral más abundante es el cuarzo, en varias muestras la proporción de fragmentos de rocas metamórficas y/o chert es del orden del 30-40 por 100. Los feldespatos son poco frecuentes. La matriz es, en general, sericitica o cloritica y el cemento, en algunas ocasiones, carbonatado, aunque con porcentajes muy bajos. Este cemento debe proceder del lavado de las calizas cámbricas que subyacen o jalonan los bordes S y O de la cuenca.

La composición mineralógica y el redondeamiento apuntan a un transporte no muy lejano. Por otra parte según CORRALES (1970) la variación de estos índices desde el afloramiento de Cangas de Narcea hacia el Sur apoya la hipótesis de un aporte desde el N.

Los niveles de carbón, están generalmente asociados a depósitos finos arcillo-limosos. Algunos carboneros se localizan en areniscas, pero son de escasa extensión lateral. Hay algunas capas, que han sido beneficiadas en épocas de escasez, que se encuentran intercaladas en los niveles conglomeráticos basales, y son, sin duda, pequeños depósitos ubicados en zonas abandonadas del cauce del río por el que se aportaban los materiales a la cuenca.

La flora fósil del Carbonífero de Rengos es ya conocida desde hace años. Así, SCHULZ (1858) recoge, cerca de la iglesia de Vega de Rengos, un ejemplar de *Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM) BRONGNIART DE LA VEGA (1964) cita dos largas listas de plantas pertenecientes a esta cuenca. WAGNER (1966) determina ejemplares recogidos por Jongmans, Talens y Helmig, asignando una posible edad Estefaniense B medio. ALVAREZ-RAMIS (1967) estudia tres *Sphenopteris* aparecidos en esa cuenca y CORRALES (1970) cita una pequeña lista de flora clasificada por R. H. WAGNER, obteniendo una edad Estefaniense B-C. WAGNER (1970), en un compendio sobre todo el Carbonífero de la Cordillera Cantábrica, reafirma la edad anterior.

En el transcurso de la elaboración de este trabajo, se ha recogido una

abundante flora que ha sido clasificada por P. LORENZO (Universidad de Oviedo) que se cita a continuación.

En la parte baja del paquete «inferior», se halla una flora característica del Estefaniense B Inferior: *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Polymorphopteris wongi* (HALLE) WAGNER, *Lobopteris* cf. *corsini* WAGNER, *Polymorphopteris subelegans* (POTONIE) WARNER, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD. A techo de la capa ancha se encuentra: *Eusphenopteris rotundiloba* NEMEJC, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Polymorphopteris wongi* (HALLE) WAGNER, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Pecopteris* cf. *ameromi* STOCKMANS & WILLIERE, *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM) BARTHEL, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS, *Sphenophyllum thoni* MARH. En la parte alta del paquete (7.º capa explotable) aparece *Polymorphopteris subelegans* (POTONIE) WAGNER.

Entre el paquete «medio» y el paquete «mina Rosita» se recoge: *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Alethopteris leonensis* WAGNER, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD. La especie que aparece más tardíamente es *Lobopteris corsini* WAGNER, que nos dará la edad más antigua de este conjunto fósil: Estefaniense B Inferior.

En la capa F del paquete «mina Rosita» aparecen: *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Alethopteris zeilleri* RAGOR, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Polymorphopteris pseudobucklandi* (ANDRAE) WAGNER, *Pecopteris plumosadentata* (ARTIS) BRONGNIART, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Pecopteris* cf. *integra* (ANDRAE) SCHIMPER, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS. En la capa E del mismo paquete: *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris platonii* (GRAND'EURY) CORSIN, *Pecopteris* cf. *monyi* ZEILLER, *Sphenopteris biturica* cf. *densipennata* ALVAREZ-RAMIS. En la capa D de este paquete: *Callipteridium* cf. *zeilleri* WAGNER, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Pecopteris trevirani* (GOEPPERT) PRESL, *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM) BARTEL, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD. *Alethopteris zeilleri* RAGOT es una especie que va desde la base del Estefaniense A al Pérmico; por otra parte *Pecopteris trevirani* (GOEPPERT) PRESL va desde el Westfaliense D al Estefaniense B, y *Sphenopteris biturica* cf. *densipennata* ALVAREZ-RAMIS ha sido hallada en el Estefaniense B de Villablino; de todo ello se puede obtener una edad Estefaniense B Inferior-Medio para el paquete «mina Rosita».

En la parte superior de la serie se ha encontrado *Odontopteris brardi* BRONGNIART y *Polymorphopteris wongi* (HALLE) WAGNER, especies que abarcan desde el Cantabriense al Pérmico, y desde el Estefaniense al Pérmico, respectivamente.

Ante la vista de todas las asociaciones encontradas, la edad de estos materiales sería Estefaniense B, no pudiendo precisarse la existencia de Estefaniense C en la cuenca carbonífera de Rengos.

2.7 CUATERNARIO (QAI; QT; QL; Qcd; Q)

En la Hoja de Naviego aparecen numerosos retazos pequeños de depósitos cuaternarios, entre los cuales se han diferenciado en la cartografía los siguientes:

- Depósitos aluviales (QAI); aparecen en forma de estrechas franjas asociadas esencialmente a los cauces de los ríos Narcea y Naviego.
- Terrazas fluviales (QT); son escasas y se encuentran asociadas al río Narcea. Están constituidas por depósitos aluviales que han quedado colgados a poca altura respecto al cauce actual del río.
- Depósitos de ladera (QL); son los más frecuentes. Se trata de acumulaciones de derrubios originados sobre todo por la meteorización de las cuarcitas, estando por ello restringida su aparición a la extensión ocupada por los afloramientos de la Serie de los Cabos.
- Conos de deyección de torrentes (Qcd); son excepcionales.
- Cuaternarios indiferenciados (Q).

Hay que destacar además la presencia de suelos, a veces extensos, que dificultan la observación de las rocas subyacentes y que no han sido representados en cartografía, ya que sólo están representados aquellos depósitos que por sus características se han considerado destacables.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Como ya se ha anticipado, la Hoja de Naviego se sitúa en la parte más oriental de la zona asturoccidental-leonesa, de tal modo que en la parte occidental de dicha Hoja afloran ya los materiales precámbricos que forman parte del antiformal del Narcea (figura 6).

La existencia de una discordancia entre el Cámbrico Inferior y el Precámbrico, puesta de manifiesto a escala regional, es un hecho importante que nos evidencia la aparición de movimientos tectónicos ya durante el Precámbrico.

La existencia, por otra parte, de materiales estefanienses claramente discordantes sobre los anteriores y reposando incluso sobre materiales precámbricos, como puede verse en la cartografía, pone de manifiesto la importancia de la deformación hercínica. En efecto, es durante esta orogénesis herciniana cuando se imprimen los principales rasgos a la estructura general de la Hoja y cuando tiene lugar el metamorfismo regional que afecta a todos los materiales preestefanienses.

Finalmente, los materiales estefanienses están afectados, juntamente con los materiales anteriores, por numerosas fracturas, constituyendo esto los últimos acontecimientos tectónicos visibles en la cartografía.

En resumen y de acuerdo con lo anteriormente expuesto, podemos dividir los acontecimientos tectónicos que tuvieron lugar en el área de la Hoja en las siguientes etapas de deformación:

- Deformación precámbrica.
- Deformación herciniana; polifásica y acompañada de metamorfismo regional.
- Deformaciones tardías; son tarde o post-hercínicas. Pueden considerarse, en conjunto, como las últimas manifestaciones de la orogénesis hercínica y serán por ello incluidas dentro de la deformación herciniana.

3.2 LA DEFORMACION PRECAMBRICA

Dentro del área de la Hoja, el contacto cámbrico-precámbrico está constituido por una superficie de cabalgamiento (cabalgamiento de Allande) (figura 6), salvo en un pequeño segmento en el extremo SE de la Hoja. Este hecho impide conocer en esta área la naturaleza de dicho contacto. No obstante, desde el punto de vista regional, su carácter discordante se encuentra bien establecido en la actualidad, tanto en el flanco oriental del antiforme del Narcea, donde esta discordancia fue puesta de manifiesto por primera vez (LOTZE, 1956), como en el occidental (MATTE, 1967, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). En este último flanco, la discordancia es difícil de observar directamente a causa de que la esquistosidad originada durante la orogénesis herciniana ha enmascarado total o parcialmente la estratificación, por lo cual fue precisada, en principio, mediante el análisis detallado de las lineaciones de intersección S_0-S_1 (MATTE, 1967; MARCOS, 1973). No obstante, recientemente se ha encontrado alguna localidad en que la discordancia puede observarse directamente (PEREZ-ESTAUN, 1975).

Se admite que esta discordancia posee un ángulo generalmente elevado, lo cual evidencia una deformación precámbrica. En lo que se refiere a las características de esta deformación, resulta difícil conocerlas a causa de que la superposición de la deformación hercínica ha borrado sus principales huellas. No obstante, PEREZ-ESTAUN (1975) en su estudio sobre la Geología de la rama S de la zona asturoccidental-leonesa admite que se trata de pliegues asimétricos de gran longitud de onda sin esquistosidad ni metamorfismo. Por otro lado, dentro del área de la Hoja la lineación de intersección S_0-S_1 se encuentra en una posición subvertical o fuertemente inclinada hacia el N, lo que evidencia que las estructuras originadas durante las deformaciones precámbrica y herciniana no son homoaxiales.

3.3 LA DEFORMACION HERCINIANA

3.3.1 ESTRUCTURA GENERAL

La existencia de una deformación herciniana polifásica y acompañada de metamorfismo es un hecho bien conocido en la actualidad (véase, por ejemplo, MARCOS, 1973). De la simple observación de la cartografía puede ya deducirse la superposición de diversas estructuras, las cuales presentan una disposición aproximadamente N-S.

En primer lugar y sobre todo en la mitad oriental de la Hoja, aparecen unos pliegues bastante apretados dibujados en la Caliza de Vegadeo y en la Cuarcita de Cándana y que corresponden a la primera fase de la deformación. Por otro lado, aparecen unos cabalgamientos que si bien son aproximadamente longitudinales a estas estructuras de la primera fase (al menos el cabalgamiento más oriental) las cortan claramente, por lo cual corresponderían a una segunda fase de deformación (MARCOS, 1973). A su vez, se observa claramente en la cartografía que el cabalgamiento más occidental de los dos que recorren la Hoja (cabalgamiento de Montefurado, figura 6) se encuentra plegado mediante pliegues relativamente abiertos, los cuales corresponden, por tanto, a la tercera fase de la deformación. Finalmente, afectando a todas las estructuras descritas e incluso a los materiales estefanienses, aparecen numerosas fallas, algunas de notable desarrollo, las cuales se considerarán dentro de las estructuras tardías.

3.2.2 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase se producen estructuras de una amplia gama de dimensiones. A la escala cartográfica sus manifestaciones se reducen esencialmente a los pliegues dibujados por la Caliza de Vegadeo y la Cuarcita de Cándana y que ya hemos mencionado anteriormente, por lo cual no insistiremos sobre ello.

Sin duda alguna, la estructura más generalizada que se observa como resultado de esta primera fase de deformación es la esquistosidad de flujo, visible tanto a la escala de afloramiento como a la microscópica. Esta esquistosidad se desarrolla particularmente bien en los niveles pelíticos y sobre todo en las Pizarras de Luarca, donde las superficies de esquistosidad son las superficies penetrativas más visibles, ya que la estratificación se encuentra totalmente borrada. En los niveles más competentes, areniscas y cuarcitas, la esquistosidad de flujo se encuentra peor desarrollada, no siendo entonces visible en la mayoría de los casos a escala macroscópica o bien pasando en otros casos a una grosera esquistosidad de fractura. A la escala microscópica esta esquistosidad es visible en todos los tipos litológicos presentes, si bien se manifiesta mejor también en las rocas pelíticas incompetentes; a esta es-

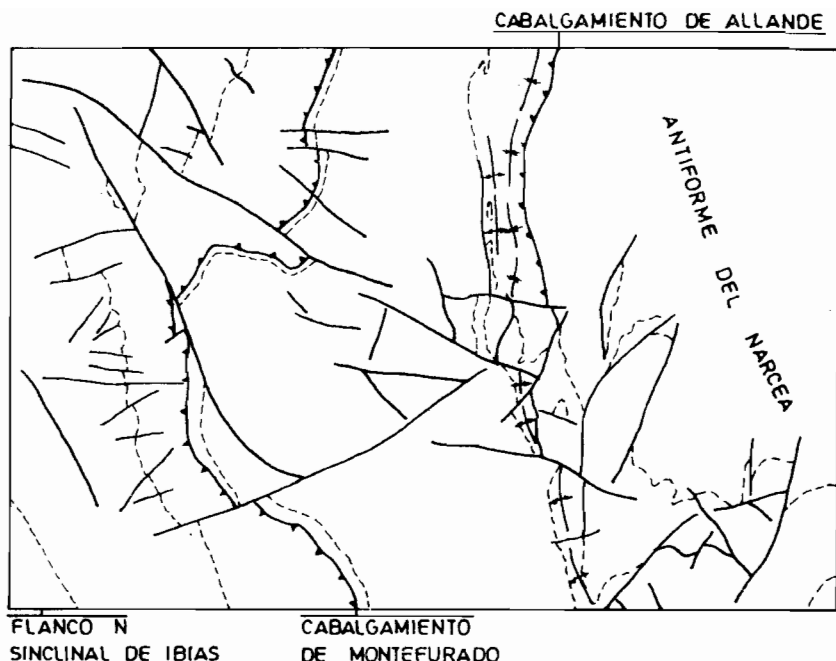


Figura 6.—Esquema tectónico de la Hoja de Naviego mostrando las denominaciones utilizadas para las estructuras presentes en la misma.

cala, dicha estructura está definida por una marcada orientación de los minerales micáceos y en menor grado del cuarzo.

La posición de esta primera esquistosidad dentro del área de la Hoja es muy variable como resultado de la superposición de las estructuras que se originan durante la tercera fase de deformación. Desde el punto de vista regional, teniendo en cuenta la geometría de estas estructuras superpuestas y la de las figuras de interferencia que se producen, se admite que esta esquistosidad poseía una inclinación original hacia el O. No obstante, en la Hoja de Naviego aparece a veces verticalizada o incluso basculada hacia el E, a causa de la mencionada superposición de estructuras, hecho que por otra parte es frecuente en toda la zona asturoccidental-leonesa.

En lo que se refiere a pliegues menores puede decirse que su existencia está limitada a la misma franja de Cuarcita de Cándana, donde aparecen pliegues mayores de esta misma fase. Para el análisis de estos pliegues existe un buen corte en la carretera que conduce de la localidad de La Regla a Monasterio de Coto.

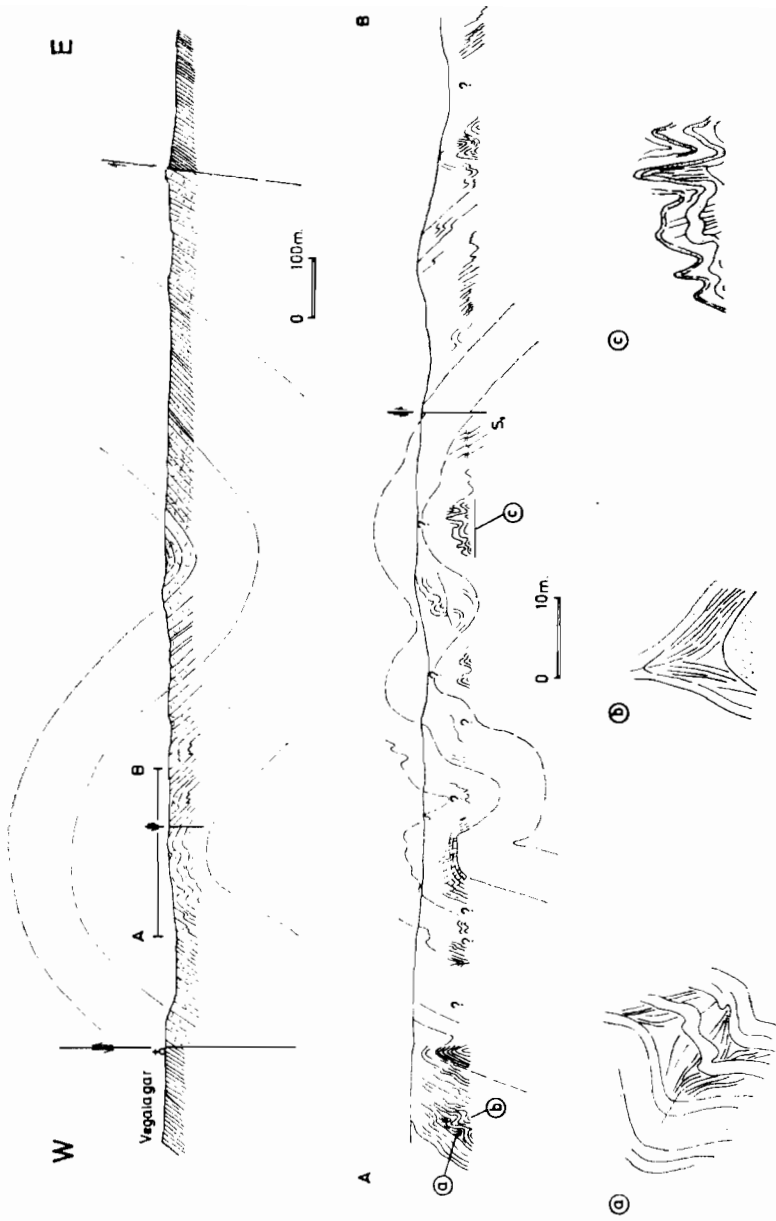


Figura 7.—Estructura general y esquema detallado del corte existente en la Cuaucita de Cándana entre la Regla y Monasterio de Coto.

Los pliegues se desarrollan en una alternancia de areniscas y pizarras en la que predominan las primeras, las cuales se comportaron como capas competentes.

La estructura del corte y la posición de los pliegues menores dentro de la estructura mayor se encuentran representadas en la figura 7. Por otro lado, la proyección estereográfica de los ejes y polos de los planos axiales de los pliegues aparece en la figura 8 A. En ella se observa que los ejes son subhorizontales y que poseen una dirección aproximadamente N-S. Por el contrario, los planos axiales son subverticales o fuertemente inclinados hacia el E. Esta verticalización de los planos axiales se debe, una vez más, a los efectos de la tercera fase de deformación, ya que la vergencia de los pliegues de la primera fase es, en general, hacia el E en la zona asturoccidental-leonesa.

En el histograma de la figura 8 B se ha representado la distribución de frecuencias de los ángulos entre flancos de los pliegues. Como puede verse, esta distribución es relativamente simétrica, oscilando el ángulo más frecuente entre los 30° y 50°.

En cuanto a los tipos de pliegues presentes en este corte, diremos que se trata de pliegues en los que las capas competentes poseen un espesor ortogonal relativamente constante, no observándose espesamientos apreciables en la zona de charnela. Por ello, pueden clasificarse cuando tienen forma

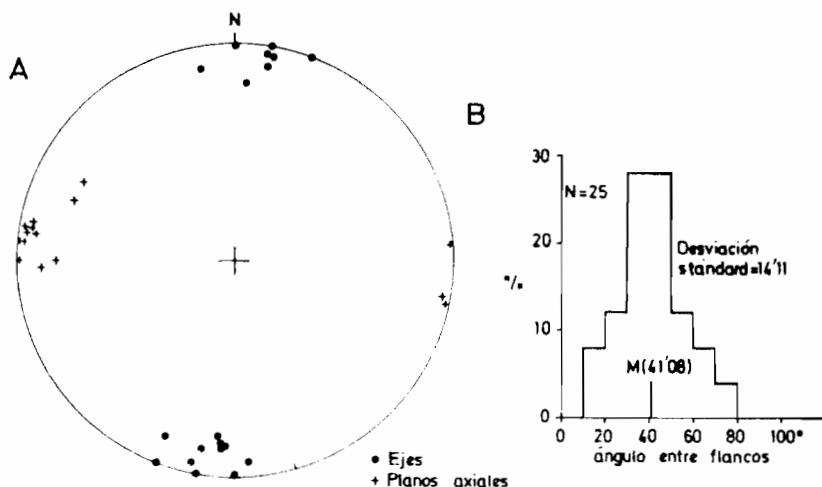


Figura 8.—Elementos geométricos de los pliegues de la primera fase de la deformación hercínica desarrollados en la Cuarcita de Cándana (carretera de La Regla a Monasterio de Coto). A: Proyección estereográfica de los ejes y polos de los planos axiales. B: Histograma que muestra la frecuencia de los ángulos entre flancos.

redondeada como pliegues paralelos muy poco o nada modificados por aplastamiento. A veces se acercan, no obstante, a la morfología de «chevron folds»; en este caso, es frecuente que el material incompetente se acumule en la zona de charnela rellenando huecos potenciales y en los cuales la esquistosidad adquiere una disposición en abanico divergente.

Existen finalmente, sobre los planos de esquistosidad lineaciones definidas por la orientación preferente de minerales o por manchas de oxidación deformadas y que muestran la dirección de máxima elongación. Las medidas realizadas en diversas localidades de la Hoja indican que estas lineaciones se encuentran situadas aproximadamente en la posición del eje A de simetría de la «fabric».

3.3.3 LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

La segunda fase de deformación está representada por dos importantes cabalgamientos que recorren la Hoja en una dirección N-S, aproximadamente.

El cabalgamiento más occidental ha sido denominado con anterioridad cabalgamiento de Montefurado (MARCOS, 1973) (fig. 6) y puede seguirse en superficie durante un largo recorrido. Hacia el N el trazado cartográfico atraviesa al menos las Hojas de Cangas de Narcea y parte de la de Boal, y hacia el S las de Degaña y Palacios de Sil, describiendo el arco que dibujan las estructuras en esta región. Esta estructura origina la duplicación de la parte superior de la Serie de los Cabos y de la inferior de las Pizarras de Luarca y la superficie de cabalgamiento es en cartografía aproximadamente paralela a la estratificación, sobre todo en lo que se refiere al autóctono; por ello, a su trazado se asocia constantemente en este conjunto cabalgado una estrecha franja de Pizarras de Luarca. Resulta difícil precisar si existen estructuras asociadas a este cabalgamiento, a causa de que los afloramientos son bastante deficientes. No obstante, cerca del Puerto del Conio y junto al cabalgamiento existe una esquistosidad subhorizontal de crenulación muy penetrativa que puede corresponder a estas estructuras de la segunda fase.

El cabalgamiento más oriental de los dos mencionados al principio de este apartado ha sido denominado anteriormente falla de Allande (MARCOS, 1973) o cabalgamiento de Allande (MARCOS et al., in lit.) (fig. 6). Dentro de la Hoja, esta estructura pone en contacto los materiales cámbricos (bloque cabalgante) con los precámbricos (bloque cabalgado). En la mitad S de su trazado está fosilizado por los materiales estefanienses. La superficie de cabalgamiento está fuertemente inclinada hacia el O. La característica más destacable del cabalgamiento de Allande estriba en que hace cabalgar materiales más modernos sobre otros más antiguos. Este hecho puede explicarse si se tiene en cuenta que el cabalgamiento corta a pliegues de la primera fase. No obstante, la correcta interpretación de esta estructura implica la observación de todo su trazado cartográfico. Como puede verse en la figura 9, ésta

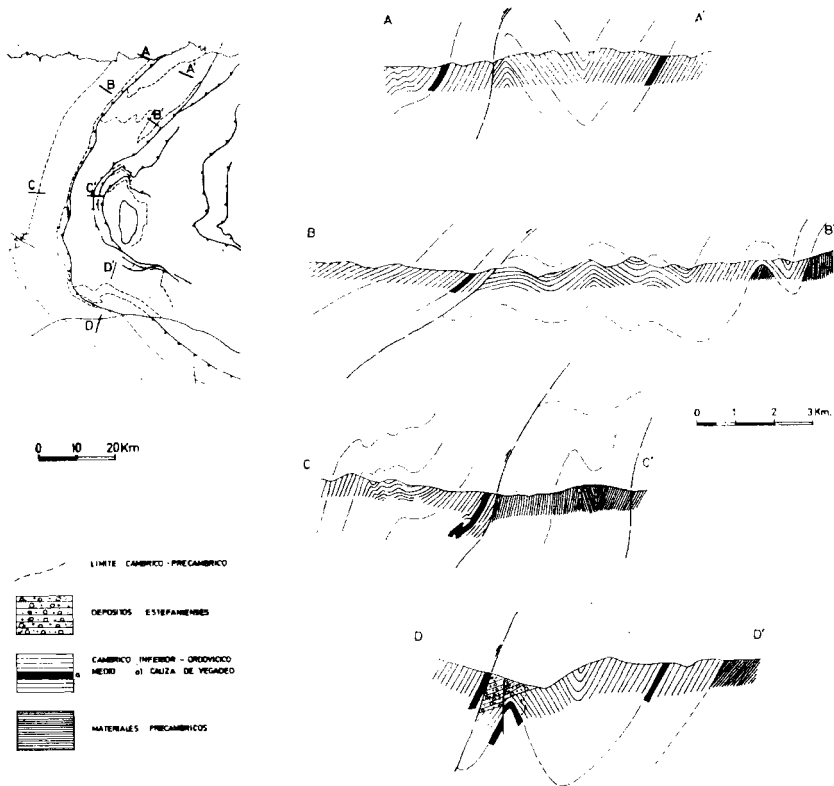


Figura 9.—Cortes seriados realizados a través del cabalgamiento de Allande.

se sigue desde la costa cantábrica (en los alrededores de Ballota) hasta chocar mucho más al S con la falla transversal de Villablino, a partir de la cual ya resulta difícil de seguir. Si se observa este trazado se ve que, tanto en su parte septentrional como en la meridional, aparecen, sobre todo en el autóctono, pliegues cortados por el cabalgamiento. Por otro lado y principalmente en la parte N, aparecen materiales más antiguos cabalgando sobre otros más modernos. Todas estas consideraciones unidas a los datos aportados por la geología de la zona asturoccidental-leonesa, conduce a interpretar esta estructura como un importante cabalgamiento vergente hacia el E. Su geometría, deducida a partir de los datos anteriormente expuestos, puede verse en la figura 9.

3.3.4 LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

A escala cartográfica, las manifestaciones de esta tercera fase de deformación se observan esencialmente en la mitad occidental de la Hoja. Por un lado, y como ya anunciamos anteriormente, puede verse cómo el cabalgamiento de Montefurado se encuentra claramente plegado. Por otro lado, en la franja O de Pizarras de Luarca la esquistosidad de flujo de la primera fase se encuentra claramente plegada. En general, se trata de pliegues suaves, asimétricos y subsidiarios de una estructura mucho mayor, como es el anti-forme del Narcea.

Las estructuras menores correspondientes a esta fase no son muy abundantes dentro de la Hoja de Naviego. No obstante, existen algunos pliegues pequeños con longitud de flancos normalmente inferior a un metro y que se desarrollan principalmente en las Pizarras de Luarca. Estos pliegues son generalmente asimétricos y suelen estar acompañados de una marcada esquistosidad de crenulación originada a partir de diminutos pliegues asimétricos; ésta adquiere una disposición de plano axial respecto a dichos pliegues estando fuertemente inclinada hacia el E (60° a 70°). Habitualmente, en el proceso de formación de esta esquistosidad de crenulación se produce un proceso de diferenciación metamórfica que da lugar a un empobrecimiento de cuarzo en los flancos largos de los micropliegues y a un enriquecimiento en los flancos cortos. Esto se debe a una migración del cuarzo de los flancos largos a los cortos originada por mecanismos de disolución por presión. El resultado final de todo esto es un marcado bandeado tectónico.

Finalmente, hay que destacar que por tratarse de pliegues de plano axial subvertical y homoaxiales con los de primera fase, uno de los principales efectos de esta fase consiste en verticalizar las estructuras anteriores, principalmente la estratificación, la esquistosidad de flujo y, en consecuencia, los pliegues menores de la primera fase.

3.3.5 DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad a la tercera fase aún tiene lugar la formación de nuevas estructuras que a escala de afloramiento se manifiestan como kink-bands, esquistosidades de crenulación y diaclasas, mientras que a escala cartográfica se presentan como fracturas, a veces con importante desarrollo.

Los kink-bands y las crenulaciones tardías se presentan siempre en una posición subhorizontal y pueden llegar a ser localmente muy penetrativos. Su presencia está condicionada por diversos factores, entre los que están la litología y su anisotropía. En efecto, estas estructuras se desarrollan siempre en pizarras homogéneas (Pizarras de Luarca) en las que existe una marcada anisotropía previa constituida por la esquistosidad de flujo; por otro lado se

desarrollan preferentemente donde dicha esquistosidad adquiere una posición subvertical como consecuencia de la tercera fase de deformación. La formación de estas estructuras se ha atribuido a la presencia de una compresión aproximadamente vertical (MATTE, 1969) y en localidades vecinas se han considerado asociadas a fallas de desplazamiento subvertical y de trazado NNO-SSE (MARCOS et al., in dit., a y b).

En lo que se refiere a diaclasas, se han realizado tres diagramas en rosa que dan la orientación de los ejemplares medidos en tres estaciones dentro del área de la Hoja (fig. 10), habiéndose obtenido algunas conclusiones interesantes. En los diagramas se aprecian varios sistemas. El más numeroso corresponde a dos grupos de diaclasas posiblemente conjugadas, fuertemente inclinadas y de trazado aproximadamente E-O; se trata por tanto de diaclasas transversales a las estructuras. Un segundo grupo menos numeroso corresponde a diaclasas subverticales de trazado N-S, longitudinal por tanto a las estructuras (fig. 10 c). Aún puede observarse un grupo disperso de ejemplares que buzan fuertemente hacia el NO y que poseen por tanto un trazado NE-SO (fig. 10 b); parece tratarse también de diaclasas transversales y su posición se debe al cambio de dirección que sufren las estructuras al S de la Hoja; en efecto, en la Hoja meridional adyacente de Degaña las estructuras presentan ya una dirección NO-SE, por lo cual este trazado (NE-SO) es el normal para las diaclasas transversales en esta última Hoja. En consecuencia, la posición de las diaclasas transversales depende de la posición de las capas, adquiriendo una disposición radial con relación al arco que dibujan las estructuras en el NO de la Península. Finalmente, hay que destacar que es frecuente

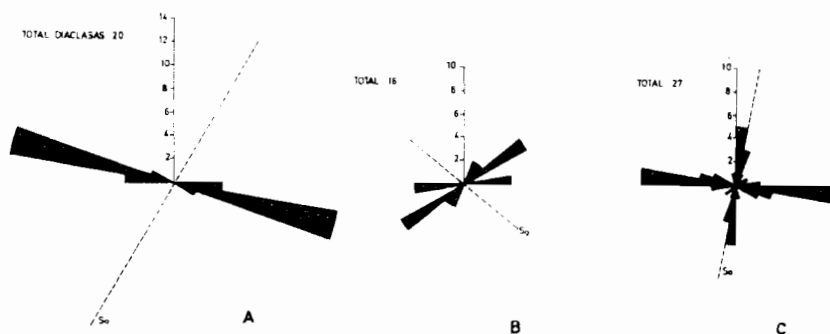


Figura 10.—Diagramas en rosa representando la orientación de las diaclasas entre localidades de la Hoja. A: al E de Vega del Hórreo (Serie de los Cabos); B: Inmediaciones de Oballo (Caliza de Vegadeo); C: al E de Gedrez (Caliza de Vegadeo).

la existencia de ornamentaciones en las superficies de las diaclasas, tales como estructuras plumosas, estructuras tipo «augen» y tipo «rib».

Dentro de las estructuras tardías, hay que destacar finalmente la existencia de numerosas fallas. Entre éstas, existen muchas transversales a las estructuras y por tanto de trazado E-O aproximadamente, existiendo también otras con posiciones diferentes, menos sistemáticas y que a veces alcanzan sin embargo notable desarrollo. La naturaleza de estas fallas es variada y en muchas ocasiones difícil de precisar. En muchas ocasiones se trata de fallas de desplazamiento subvertical, pero existen también algunas fallas de «strike-slip». Muchas de estas fallas llegan a cortar al Estefaniense, no existiendo, sin embargo, ninguna que sea fosilizada por él. Este hecho hace pensar que todas las fallas existentes en la Hoja son postestefanienses.

4 METAMORFISMO

Los materiales de la Hoja, paleozoicos y precámbricos, sufrieron un metamorfismo regional durante la orogénesis hercínica. Este metamorfismo transformó las rocas pelíticas originales en pizarras o filitas, y las areniscas, grauwacas y cuarcitas en metapsamitas. El grado de metamorfismo nunca supera a la facies de los esquistos verdes y dentro de ésta se encuentran paragénesis que se pueden adscribir a las zonas de la clorita y de la biotita. Las paragénesis más frecuentes pertenecientes a las rocas de tipo pelítico o psamítico, son las siguientes:

- cuarzo-sericita-clorita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-biotita
- cuarzo-sericita-albita microclina-clorita-biotita.

La paragénesis cuarzo-albita-sericita-clorita, es la más normal en las metapsamitas que forman parte de los materiales precámbricos. Dentro de estas metapsamitas se encuentran frecuentemente porfiroclastos de albita de igual morfología que los que se presentan en los porfiroideos.

El primer mineral metamórfico en comenzar su cristalización es la clorita, que se presenta, principalmente en la Serie de los Cabos, con las superficies de exfoliación perpendiculares a los planos de la esquistosidad de flujo (S_1). Los cristales de este mineral se encuentran deformados, mostrando extinción ondulante y en algunas ocasiones sombras de presión. Durante la formación de la esquistosidad de flujo continúa la cristalización de clorita y sobre todo de moscovita. La biotita se forma en cristales mejor desarrollados en las metapsamitas y en todos los casos parece francamente posterior a la S_1 (esquistosidad de flujo) aunque en ocasiones crezca mimética sobre las superficies de esquistosidad. El clímax metamórfico se alcanza con la formación de la biotita y tiene lugar con posterioridad a la primera fase de deformación.

El metamorfismo es difícil de encuadrarlo dentro de un tipo concreto. En función de la situación de la Hoja dentro del contexto regional parece corresponder al comienzo de un metamorfismo de tipo intermedio o de baja presión similar al del resto de la zona asturoccidental-leonesa.

5 ROCAS IGNEAS

En la Hoja de Naviego y en el Precámbrico aparecen niveles de metavulcanitas. En el Ordovícico Medio y más particularmente cerca de la base de las Pizarras de Luarca existen unos niveles de vulcanitas interestratificadas. También se han localizado filones de metadiabasas de poca importancia intruidos en los materiales precámbricos y cambro-ordovícicos.

5.1 PORFIROIDES PRECAMBRICOS (ρ_2^0)

Dentro del conjunto de pelitas y psamitas, que forman parte de los materiales precámbricos, se encuentran unos niveles de porfiroides perfectamente concordantes con los anteriores y con los que forman en muchos lugares una transición continua.

La mineralogía de estos porfiroides está compuesta por albita, cuarzo, moscovita y clorita, como minerales esenciales y cantidades menores de actinolita, epidota, rutilo y esfena. La albita se presenta como cristales subidomorfos rodeados por la esquistosidad de flujo y el cuarzo tiene formas ameboides propias de rocas volcánicas. Estas características se encuentran también en las rocas sedimentarias que encajan a los porfiroides, lo que permite considerarlas como niveles volcánicos interestratificados. Debe tratarse de un vulcanismo félsico y es similar al descrito en otras partes dentro de los materiales precámbricos del Narcea (SUAREZ DEL RIO-SUAREZ, 1975; PEREZ-ESTAUN, 1973; MARCOS et al., in lit.).

5.2 VULCANITAS ORDOVICICAS (ϵ^1)

Incluidas en las Pizarras de Luarca se encuentran unas rocas de color verdoso concordantes con la estratificación. Se hallan esquistosadas del mismo modo que el encajante y muestran una mineralogía formada por albita-clorita-sericita-cuarzo y en menor proporción epidota, apatito, esfena, circón, biotita, calcita, rutilo y minerales opacos. Las plagioclasas se encuentran totalmente saururizadas formando una trama cuyos huecos están ocupados por clorita, minerales opacos y esfena. Probablemente se trata de rocas volcánicas o subvolcánicas de tipo félsico y retromorfoseadas en facies de los esquistos verdes.

6 HISTORIA GEOLOGICA

Como puede deducirse de lo descrito anteriormente, en la historia geológica de la Hoja de Naviego cabe distinguir tres episodios sedimentarios distintos que corresponden a otras tantas secuencias de materiales separadas claramente por discordancias, las cuales representan a su vez los episodios principales de deformación ocurridos a lo largo de esta historia. Estas secuencias están representadas por:

- los materiales precámbricos
- la serie del Paleozoico Inferior y
- los materiales estefanienses

La historia geológica comienza, por tanto, con el depósito de los materiales precámbricos ocurrida probablemente en un medio de aguas profundas como indica la presencia de facies turbidíticas. Es interesante destacar también en esta sedimentación precámbrica la existencia de un aporte de material volcánico cuya importancia debió aumentar hacia el N, como indican los niveles de porfiroides existentes. Esta historia precámbrica culmina con la aparición de una etapa de deformación y erosión, cuyas características e importancia son difíciles de valorar a causa de su enmascaramiento por la superposición de deformaciones posteriores; no obstante, esta etapa de deformación y erosión está constatada por la discordancia existente entre los materiales del Cámbrico Inferior y el Precámbrico.

La historia paleozoica comienza con el depósito de una formación detrítica (Cuarcita de Cándana) que representa una sedimentación en condiciones fluviales, intermareales o submareales (CRIMES et al., 1977). A continuación aparece un nivel carbonatado (Caliza de Vegadeo) depositado en condiciones de tidal-flat que se convierten hacia su parte superior en neríticas probablemente no muy profundas. Sobre este nivel aparece una nueva formación detrítica (Serie de los Cabos) caracterizada por tratarse de un depósito realizado en guas de poco fondo, que comprende facies de barra de arena, intermareales, etc. Todo este conjunto representa, por tanto, una sedimentación en medio marino esencialmente somera, que tiene lugar desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior.

Durante el Ordovícico Medio, las condiciones de la sedimentación varían, apareciendo un medio euxínico que está representado por una formación de pizarras negras piritosas (Pizarras de Luarca). Posteriormente, la profundidad del medio aumenta como lo indica la existencia de una serie turbidítica (Formación Agüeira) de edad Llandeilo Superior (?) -Caradoc, si bien esta formación sólo se encuentra representada en el extremo SO de la Hoja. Durante el Silúrico y probablemente después la sedimentación debe continuar,

pero no insistiremos en ello por no aparecer dentro del área de la Hoja materiales posteriores a los de la Formación Agüeira.

Todo este conjunto de materiales precámbricos y del Paleozoico Inferior fue afectado durante el Carbonífero por la Orogénesis Herciniana, que dio lugar a una deformación polifásica, con la formación de pliegues y cabalgamientos, y a un metamorfismo regional de bajo grado. Acompañando a esta deformación tiene lugar una importante denudación de la Cordillera y con posterioridad se efectúa el depósito de los materiales estefanienses. La importancia de esta denudación está constatada, por un lado, por el hecho de que los materiales estefanienses reposan discordantemente sobre materiales mucho más antiguos, incluso sobre precámbricos y, por otro lado, por la naturaleza molásica de los terrenos estefanienses. Afectando a estos materiales estefanienses tiene lugar finalmente una etapa de deformaciones tardías, con la aparición de abundantes fallas, algunas de las cuales adquieren un desarrollo importante.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 HIDROGEOLOGIA

En lo que se refiere a las características hidrogeológicas de la Hoja, puede establecerse una primera diferenciación de los materiales de acuerdo con su litología.

Por un lado, los materiales preestefanienses no parecen presentar niveles estratigráficos aptos como para almacenar y transmitir el agua subterránea. El metamorfismo sufrido por todos estos materiales ha producido la desaparición de su porosidad primaria, anulando o restringiendo notablemente sus posibilidades acuíferas.

Por otro lado, las rocas detríticas estefanienses de la cuenca de Rengos presentan características acuíferas diferentes, a causa principalmente de la ausencia de metamorfismo, por lo cual dichas características son favorables, de forma que su capacidad de almacenamiento es suficiente para cubrir las necesidades de la zona.

Finalmente, en las formaciones más recientes cabe mencionar la existencia de aguas subálveas en los depósitos aluviales cuaternarios de los ríos Narcea y Coto y principalmente en las proximidades de su confluencia. Las características de los valles fluviales menores, generalmente encajados, impiden el desarrollo de llanuras aluviales y la consiguiente existencia de este tipo de acuíferos.

Hay que tener también en cuenta que la deformación sufrida por todos los materiales, y principalmente por los preestefanienses ha dado lugar a numerosas fracturas, esquistosidades, etc., modificando con ello sus propie-

dades acuíferas en el sentido de aumentar las posibilidades de acumulación y circulación de agua subterránea. En estas condiciones, las fracturas mayores actúan como colectores de las aguas que circulan en las redes de fracturas menores, por lo que son aquellas las que dan lugar a un mayor número de manantiales en el área. Estos hechos se ven más favorecidos cuando las fracturas afectan a los materiales estefanienses o constituyen el contacto de estos con las formaciones más antiguas.

7.2 MINERIA

La minería metálica en el ámbito de esta Hoja se encuentra escasamente desarrollada, siendo reducido el número de metales presentes y los indicios de los mismos.

En la parte oriental, en las inmediaciones de Bimeda, dentro de los materiales precámbricos, se localiza una serie de mineralizaciones de antimonio en forma de estibina (S_3Sb_2). El mineral se presenta en la intersección de dos sistemas de fracturas, constituyendo chimeneas o columnas de relleno arcilloso en el que se engloban «bolas» de dimensiones variables de estibina; la disposición y distribución de estas chimeneas es muy irregular en la zona, llegando en algunos casos a constituir alineaciones mineralizadas de unas decenas de metros de longitud. Se realizaron labores de explotación en diversas épocas a escala reducida, destinándose el mineral a industrias pirotécnicas próximas. Más recientemente, se hicieron distintos trabajos de investigación a fin de evidenciar el potencial de la zona, abandonándose éstos debido a los resultados conseguidos.

Dentro del Precámbrico existen asimismo diversos diques de cuarzo, de potencias y corridas variables y discontinuas, en los que existen indicios de cobre (calcopirita, S_2FeCu).

En la parte central de la Hoja, y dentro de la Serie de los Cabos, se encuentran dispuestos una serie de diques de rocas básicas en las que se ha evidenciado la existencia de mineralizaciones de oro nativo, finamente disperso en tamaños generalmente inferiores a las 30 micras, acompañado de indicios débiles de cromo, titanio y cadmio, entre otros. Sobre estos diques se están realizando investigaciones generalizadas en toda la región.

Hacia el extremo nordeste de la Hoja, en las inmediaciones de Valledor, existen indicios de hierro (magnetita, Fe_3O_4 , y oligisto, Fe_2O_3) en filones de reducida potencia. No se realiza en ellos ningún tipo de actividad.

Otros indicios de mineralizaciones de hierro, de similares características a los anteriores, se encuentran dispersos por la mitad occidental de la Hoja.

En lo que se refiere a minerales no metálicos, existen diversos indicios de caolín asociados a varios niveles de la Serie de los Cabos, sobre algunos de los cuales se hicieron algunos trabajos de prospección.

Las características de caolín presente, así como las irregularidades de su disposición hacen no rentables estos yacimientos.

La única actividad extractiva que se realiza actualmente es la de carbón, en el Estefaniense de la cuenca de Rengos, llevada a cabo por cuatro empresas.

Se trata de antracitas dispuestas en capas de 0,30 a 4 m. de potencia, con buzamiento medio de 20° hacia el Sur. La explotación se realiza en minas de montaña (socavones), con planos interiores de acceso a los diferentes niveles. Las producciones previstas para el conjunto de la cuenca en 1977 son del orden de 700-800.000 toneladas de mineral bruto, equivalentes a unas 500.000 toneladas de mineral vendible.

Las características medias del carbón extraído son:

Humedad: 4-8 por 100.

Volátiles: 5-7 por 100.

Cenizas: 25-30 por 100.

Carbono fijo: 60-90 por 100.

Poder calorífico: 7-7.500 Kcal.

Las producciones se destinan preferentemente a usos térmicos y, en menor proporción, a domésticos.

Actualmente, puede considerarse que todo el conjunto de la cuenca con existencia de capas de carbón se encuentra en mayor o menor medida en actividad.

7.3 ROCAS INDUSTRIALES

Las únicas explotaciones de rocas industriales en actividad se hallan localizadas sobre las calizas marmóreas y dolomías cámbricas (CA₁₋₂) en la parte sur, en las inmediaciones del Puerto del Rañadoiro y pueblo de Rengos. Igual que en la vecina Hoja meridional de Degaña, en las canteras aquí existentes se realiza arranque de roca para losas y para áridos para construcción, disponiéndose de la oportuna planta de trituración y machaqueo. La producción anual, si bien es variable, oscila en torno a las 100.000 Tm. en cada una de estas canteras.

En cuanto a pizarras, no existe ninguna explotación actualmente activa. Exporádicamente se realizan trabajos de arranque a pequeña escala para cubrir necesidades locales en cuanto a tejados y cierre de fincas. Para estos usos se utilizan tanto niveles pizarrosos precámbricos como de la Serie de los Cabos (CA₂-O_{1p}) y Pizarras de Luarca (O₂), siendo éstas últimas las más usadas para estos fines, dada su hojiosidad que permite la separación en grandes planchas.

Eventualmente se hacen pequeñas explotaciones de cuarcitas y areniscas para la construcción, sobre niveles de la Serie de los Cabos. Los arranques

se realizan en las proximidades de los puntos de utilización, ya sean éstos para carreteras o edificios, por lo que no existe ninguna cantera organizada, ni en actividad permanente.

8 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE, & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-160, 1 vol. láms., Madrid.
- ALVAREZ-RAMIS, C. (1967).—«Revisión de los "Sphenopteris" del Estefaniense Cantábrico». *Public. Fac. Cienc. Univ. Madrid*, serie A núm. 55, t. 1, 211 pp.
- 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. S. G. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp., Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale [NW de l'Espagne]». Thèse Univ. de Montpellier, 430 pp.
- COMTE, P. (1938).—«La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71 Congr. Soc. sav. Nice*, pp. 181-183, Nice.
- CORRALES, I. (1970).—«La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino [NW de España]». Tesis Doct. Univ. Oviedo.
- (1971).—«La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España)». *Trabajos de Geología*, número 3, pp. 69-73, Oviedo.
- CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1969).—«El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXX, IV, pp. 289-306, Madrid.
- CORRETGE CASTAÑON, 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». *Palaeogeogr. Palaeoclimat. & Palaeoclim.*, vol. 15, pp. 169-184.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A., & ARBOLEYA, M. L. (1977).—«Late Precambrian low Lower Cambrian trace fossils from Spain». In CRIMES & HARPER (Eds.): *Trace fossils 2. Geo. J. spec. issue*, núm. 9, pp. 91-138, Liverpool.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de

- la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans la NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- DURAN, M., & ARANGO, G. (1918).—«Estudio industrial de los manchones carboníferos de Guillón, Gedrez, Monasterio de Hermosilla y Ceredo (Oviedo)». *Geol. Of. Minas y Metal*, núm. 14.
- IGME (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja número 100 (10-07), Degaña.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja número 27 (11-04), Tineo». Memoria explicativa según M. JULIVERT; A. MARCOS; F. J. MARTINEZ, y J. TRUYOLS. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., & CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varissziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín. (Traducido por J. M.^a Ríos: «Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Ext. Geol. España*, 1 vol., pp. 149-166.
- (1956).—«Das Präkambriums Spaniens». *Neues Jb. Geol. Paläont, Mh.*, t. 8, pp. 373-380, Stuttgart.
- (1957).—«Zom Alter Nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Paläont, Mh.*, vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1958).—«Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Geologie, Jahrg.*, 7, núms. 3-6, pp. 727-750, Berlín.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Bre. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-20, Oviedo.
- (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. 3-113, Oviedo.
- MARCOS, A., & ARBOLEYA, M. L. (1974).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja número 12 (11-03), Busto». Memoria explicativa según A. MARCOS. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M., & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hija número 50 (10-05), Cangas de Narcea». *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- 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. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772, Paris.
- (1963).—«Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-greseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précam-

- briens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Geog. Fis. et Geol. Dynam.*, (2), vol. X, fase 3, pp. 205-211, París.
- (1969).—«Les Kink-bands —Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322, Amsterdam.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo sur del antiforme del Narcea (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 1, pp. 5-16, Oviedo.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la zona asturoccidental-leonesa (W de León) (NW de España)». Tesis Univ. de Oviedo.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Edit. José González, 1 vol., 138 pp.
- SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, núm. 2, pp. 45-58.
- SUAREZ DEL RIO, L. M., & SUAREZ, O. (1975).—«Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Estudios Geológicos*, vol. 32, núm. 1.
- VEGA ROLLAN, C. DE LA (1964).—«Contribución al estudio de la flora carbonífera del occidental de Asturias». *Brev. Geol. Gtst.*, t. VIII, núms. 1-4, pp. 38-52, Oviedo.
- (1968).—«Flora de las Series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hisp.*, t. III, núm. 1, pp. 7-14, Barcelona.
- VIRGILI, C., & CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas estefanienses del Occidente de Asturias». *Acta Geol. Hisp.*, t. I, núm. 4, pp. 3-7, Barcelona.
- WAGNER, R. H. (1970).—«An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain». *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère*, volume 55, pp. 429-463, Université de Liège, Liège.
- ZAMARREÑO, I., & PEREJON (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa; NW de España); tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L., & JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada [Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España]». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA