



IGME

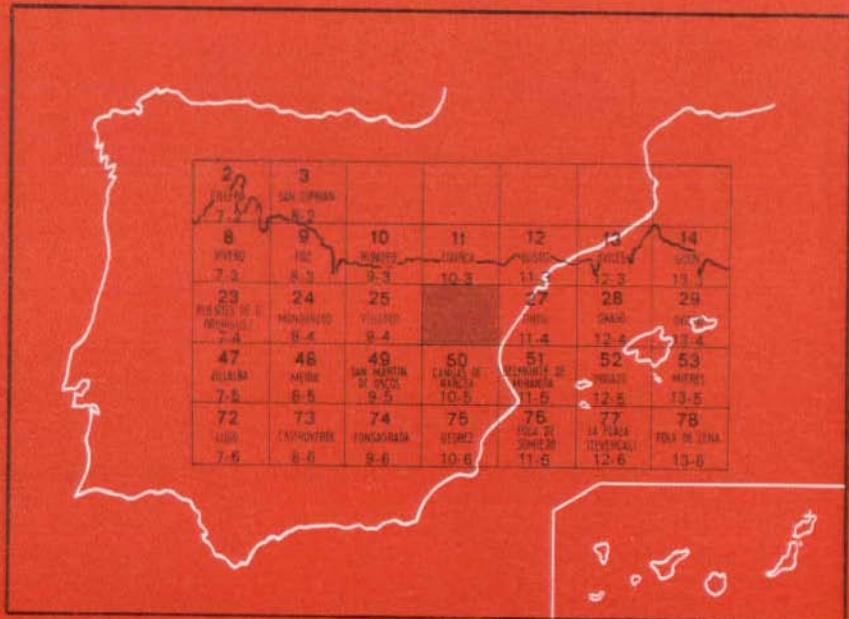
26
10-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50,000

BOAL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BOAL

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 autores:

En *Cartografía*: Alberto Marcos y Javier A. Pulgar (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo).

En la *Memoria*: Alberto Marcos, Javier A. Pulgar y Francisco J. Martínez (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo).

Colaboradores: M. L. Arboleya, F. Bastida, M. Julivert, I. Méndez-Bedia, A. Pérez-Estaún, J. Truyols e I. Zamarreño.

Supervisión y Control del IGME: A. Huerga.

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 - 33.521 - 1980

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

INTRODUCCION

La Hoja de Boal se encuentra constituida en su mayor parte por terrenos paleozoicos, que ocupan en afloramiento más del 90 por 100 del total de la misma. También se encuentran representados terrenos precámbricos en el extremo SE de la Hoja. Aparte de la deformación propia del Precámbrico, estos materiales sufrieron una deformación polifásica acompañada por metamorfismos regionales en el transcurso de la orogénesis hercíniana. Las últimas manifestaciones de esta orogénesis incluye el emplazamiento de un plutón granítico (granito de Boal).

1 ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista estratigráfico, pueden diferenciarse dos grandes conjuntos separados por una discordancia: el Precámbrico y el Paleozoico. Por otra parte, en la Hoja se encuentran también representados terrenos terciarios y cuaternarios.

1.1 PRECAMBRICO: LA SERIE DEL NARCEA (PC_2 ; p_E^1)

Los materiales asignados al Precámbrico se sitúan en el extremo suroriental de la Hoja. Este afloramiento, que forma parte del núcleo del antiforme del Narcea, se encuentra limitado al E por una importante fractura y al N

por las Cuarcitas de Cándana, que lo recubren discordantemente. Desde el punto de vista litológico, se encuentra constituido principalmente por una monótona alternancia de areniscas y pizarras (PC₂); las rocas detríticas son cuarzo-feldespáticas y en algunos casos la morfología de los granos detríticos evidencia una cierta participación volcánica. La observación en el campo de las estructuras originales de estas rocas es difícil debido tanto al metamorfismo y deformación como a la poca calidad de los afloramientos.

Dentro de la Hoja existe un único nivel destacado de porfiroides (p_E) que ha sido representado en la cartograffa. Este nivel, de unos cuatro metros de espesor, pasa gradualmente a las pizarras y areniscas antes citadas. Macroscópicamente se trata de una roca en la que destacan granos de cuarzo globoso y feldespato en una matriz en la que la clorita es el mineral más abundante. Texturalmente es una roca porfídica y esquistosa; los porfiroclastos están constituidos por cuarzo y albita, englobados en una matriz micácea y cuarzofeldespática. Su origen volcánico queda evidenciado tanto por la textura de la roca como por la morfología de los porfiroclastos.

1.2 PALEOZOICO: INTRODUCCION

El Paleozoico representado en la Hoja se extiende desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Superior, y desde el punto de vista litológico se encuentra constituido por potentes series detríticas y pizarrosas.

1.2.1 CAMBRICO Y ORDOVICICO INFERIOR

La existencia de una clara discordancia angular entre el Cámbrico y el Precámbrico en el área del antiforme del Narcea es conocida desde LOTZE (1956) y ha sido con posterioridad evidenciada por un gran número de autores (DE SITTER, 1961; PASTOR GOMEZ, 1962; JULIVERT & MARTINEZ GARCIA, 1967; MATTE, 1967) en diversas localidades a lo largo de esta estructura.

Por encima de los materiales precámbricos se desarrolla una sucesión muy potente y principalmente detrítica, cuya edad comprende el Cámbrico y Ordovícico Inferior. Solamente una formación carbonatada de cierta importancia —la Caliza de Vegadeo— interrumpe esta sucesión. Desde el punto de vista litoestratigráfico pueden ser diferenciales tres formaciones (de abajo arriba):

- Cuarcitas de Cándana (= Areniscas de La Herrería) (Cámbrico Inferior).
- Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio).
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior).

1.2.1.1 Cámbrico Inferior e Inferior-Medio?. Las Cuarcitas de Cándana (CA₁; CA₁D) y la Caliza de Vegadeo (CA₁₋₂)

Las Cuarcitas de Cándana (LOTZE, 1957) o Areniscas de la Herrería (COMTE, 1938) constituyen dos afloramientos dentro del ámbito de la Hoja: el núcleo del anticlinal de San Martín, en el ángulo NO, y un afloramiento que rodea los materiales precámbricos en el extremo SE. En ambos afloramientos esta formación se presenta de forma incompleta. En el anticlinal de San Martín y a lo largo del alóctono del cabalgamiento de Allande (ver fig. 1), solamente se encuentran representados los tramos superiores de las Cuarcitas de Cándana, constituidas por una monótona sucesión de areniscas feldespáticas groseras, cuarcitas y a veces niveles de microconglomerados. En los alrededores de Muñalén, al E de Navelgas, son sin embargo los tramos inferiores de la formación los únicos representados. En este último sector la sucesión se encuentra constituida por una alternancia de areniscas feldespáticas y pizarras, que se apoyan discordantemente sobre la Serie del Narcea. Un nivel dolomítico de unos 15 a 30 m. de espesor (CA₁D) se encuentra interestratificado en estos niveles y ha sido representado en la cartografía.

Si bien no han sido localizados fósiles, las Cuarcitas de Cándana pueden ser asignadas al Cámbrico Inferior por comparación con áreas vecinas (LOTZE & SDZUY, 1961; ARBOLEYA, 1973).

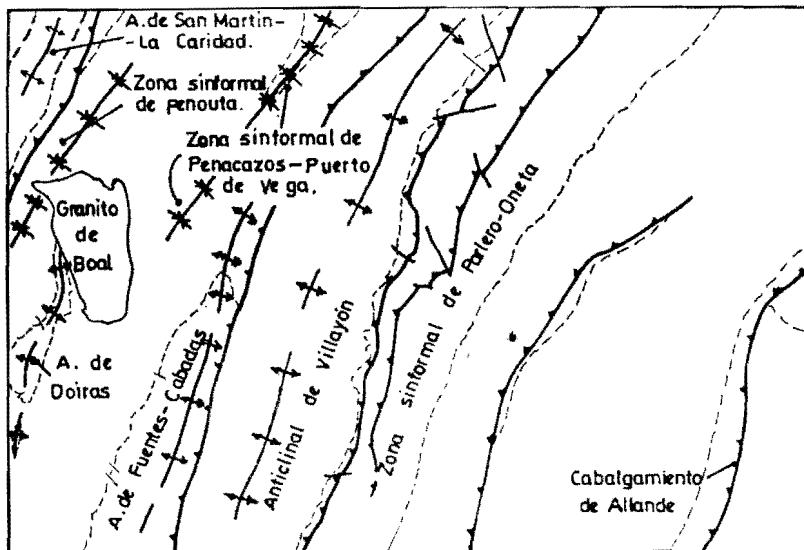


Figura 1.—Mapa con la posición de las estructuras mencionadas en el texto.

Por encima de esta formación se sitúa una serie carbonatada que constituye un nivel de referencia muy característico para el NO de la Península, denominada desde BARROIS (1882) Caliza de Vegadeo. Sus afloramientos se sitúan en relación con los antes citados de las Cuarcitas de Cándana. En general, las condiciones de afloramiento de la Caliza de Vegadeo son muy defectuosas, correspondiéndose en general su trazado con zonas morfológicamente deprimidas y cubiertas por depósitos actuales. El mejor afloramiento de esta formación se observa en Navelgas, donde su espesor puede estimarse en unos 100 ó 150 m. La textura primitiva de estas rocas se encuentra destruida por la deformación, que generalmente condiciona la aparición de una laminación de origen tectónico. Desde el punto de vista petrográfico se trata de calizas y dolomías epigénicas, conteniendo cuarzo terrígeno en proporción variable (5-15 por 100), feldespatos (0-15 por 100) y cuarzo de silificación.

De acuerdo con DEBRENNE & ZAMARREÑO (1975) y ZAMARREÑO et al. (1975) una edad Cámbrico Inferior y probablemente Medio puede ser asignada a esta formación. Por lo que respecta a su medio de depósito, éste debe ser establecido por comparación con otras regiones, principalmente con la Zona Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972, 1975).

1.2.1.2 **El Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior: La Serie de los Cabos (CA₂-O₁p; O₁)**

Los materiales de la Serie de los Cabos, que se superponen a la Caliza de Vegadeo, ocupan en extensión más del 50 por 100 de la superficie de la Hoja; constituyen al E una amplia franja de dirección SO-NE, que flanquea por el O el antiforme del Narcea y en el resto de la Hoja afloran principalmente a lo largo de tres estructuras anticlinales. La sucesión estratigráfica existente en estos afloramientos, se encuentra sintetizada en la figura 2.

Solamente en el flanco O del antiforme del Narcea la sucesión estratigráfica aflora de modo completo. Desde el punto de vista estratigráfico, en este sector, la Serie de los Cabos está constituida por una espesa sucesión (más de 4.000 m.) de cuarcitas y areniscas con pizarras intercaladas. Por encima de la Caliza de Vegadeo, la formación comienza por un delgado nivel de pizarras verdes, al que se superpone una monótona alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras. Los 1.800 m. culminantes son esencialmente cuarcíticos (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975) (fig. 2, A).

Al O de este afloramiento, la Serie de los Cabos aflora a lo largo del gran pliegue anticlinal de Villayón, donde solamente los 2.500 m. superiores se encuentran representados. De estos, los 800 m. superiores están constituidos por cuarcitas blancas masivas que reposan sobre una alternancia monótona de areniscas y pizarras (fig. 2, B). Más hacia el O, el espesor de los niveles cuarcíticos superiores disminuye progresivamente (150-200 m. en

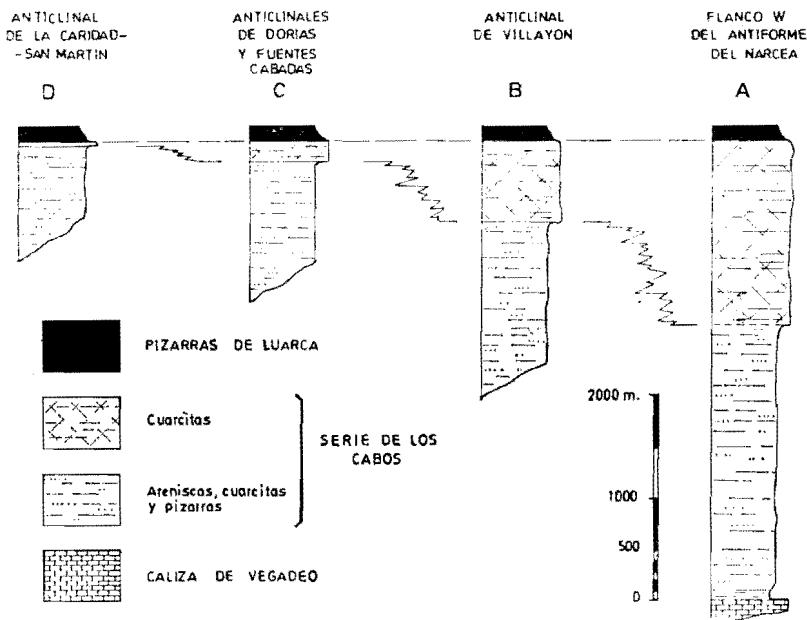


Figura 2.—Sucesión estratigráfica de la Serie de los Cabos en los diferentes afloramientos existentes en la Hoja. La disminución del espesor de los niveles superiores cuarcíticos de E a O destaca claramente.

los anticlinales de Fuentes Cabadas y Dorias) (fig. 2, C) hasta quedar reducidos a un único nivel culminante de cuarcitas de unos 50 m. de espesor que destaca claramente del resto de la sucesión (anticlinal de San Martín-La Caridad, fig. 2, D).

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 (BALDWIN, 1975). Según este autor, esta formación está constituida en su totalidad por depósitos marinos someros, predominando las facies de barras 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 la Serie de los Cabos.

Por lo que respecta a su edad, no han sido localizados yacimientos fósilíferos dentro de la Hoja, si se exceptúa la presencia de algunos niveles con icnofósiles, generalmente mal conservados.

De acuerdo con los datos procedentes de áreas vecinas, la Serie de los

Cabos se extiende desde el Cámbrico Medio al Arenig. Una síntesis de los datos existentes sobre la división estratigráfica de esta formación puede encontrarse en MARCOS (1973, 1975), BALDWIN (1975) y MARCOS & PULGAR (in litt.).

1.2.2 EL ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O_2 , O_2q , ϵ^2)

Por encima de la Serie de los Cabos se sitúa una formación pizarrosa (Pizarras de Luarca) ampliamente extendida en el ámbito de la Hoja. Esta formación se encuentra constituida esencialmente por pizarras negras ricas en pirita, lo cual dificulta el establecimiento de divisiones litológicas a efectos cartográficos. En todas las localidades, los niveles basales de las Pizarras de Luarca están constituidos por una alternancia de pizarras negras y areniscas, que forman una «serie de transición» de espesor variable. En el corredor de Parlero-Oneta (fig. 1) esta «serie de transición» culmina con un nivel cuarcítico de 50-100 m. de espesor (Cuarcita de Sabugo), que ha sido representado en la cartografía (O_2q).

Estos niveles basales de las Pizarras de Luarca, afloran también a lo largo de un estrecho corredor limitado por una superficie de cabalgamiento a lo largo del valle del río Navelgas. En esta localidad, interestratificadas en las pizarras existen rocas volcánicas de tipo diabásico (ϵ^2). Desde el punto de vista petrográfico se trata de rocas basálticas en las que generalmente puede reconocerse su textura diabásica o subofítica a pesar de la deformación que las afecta. Todas las paragénesis primitivas se encuentran retromorfoseadas por efecto del metamorfismo regional hercíniano. La paragénesis más frecuente que se observa es albita, actinolita-tremolita, clorita, con cantidades variables de clinozoisita, moscovita, esfena y minerales opacos.

Los únicos fósiles dentro de las Pizarras de Luarca existentes en el ámbito de la Hoja, se reducen por un lado a la cita por parte de LLOPIS de *Calymene tristani* BRONG. En los alrededores de Cedemonio (ver LLOPIS, 1961, fig. 1) y por otro al hallazgo de *Cruziana goldfussi* (ROUALT) en la cuarcita de Sabugo, cerca de Brañas, en el Km. 8 del camino local de Segredal.

Como es sabido, la presencia del trilobites antes citado permite deducir una edad Ordovicico Medio, sin más precisiones. Dado que el yacimiento se sitúa cerca de la base (a unos 70 m.), en los niveles arenosos de la «serie de transición», parece lógico atribuir al Ordovicico Medio los niveles basales de las Pizarras de Luarca. Este dato, por otra parte, concuerda bien con los existentes más al E y S en las Pizarras de Luarca situadas a ambos flancos del anticlinal de San Martín, donde una edad Llanvirn para los niveles basales de esta formación ha podido ser probada con Graptolites (MARCOS, 1973). La existencia de *C. goldfussi* en la cuarcita de Sabugo, únicamente permitiría atribuir ésta al Ordovicico Inferior o Medio, sin más precisiones.

El límite superior de edad de las Pizarras de Luarca no puede ser precisado paleontológicamente en el occidente de Asturias, debido a la ausencia general de fósiles. De acuerdo con MARCOS (1973) no parece probable que sobrepase el Ordovícico Medio.

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

Los materiales pertenecientes a esta formación constituyen dos afloramientos en la Hoja: la terminación periclinal del sinclinal de Puerto de Vega, al N, y una franja relativamente estrecha limitada por un cabalgamiento en las inmediaciones de Parlero. En ambas localidades, la formación se encuentra constituida por areniscas de grano fino, siltitas y pizarras negras alternantes. Las capas de arenisca o siltita muestran en su interior las estructuras sedimentarias típicas de una turbidita, ordenadas de acuerdo con el modelo clásico de BOUMA (1959). En sentido vertical, pueden observarse variaciones en el grado de proximidad de estas turbiditas, claramente manifestado tanto por la disminución en el espesor de las capas arenosas y aumento de la relación arenisca/pelita, como por el predominio de unas u otras de las estructuras sedimentarias en el interior de las capas. En términos generales, en la terminación periclinal del sinclinal de Puerto de Vega, predominan los niveles proximales, constituidos por capas gruesas de areniscas de grano fino y siltitas gradadas. En la zona de Parlero existen asimismo niveles proximales, alternando con otros más distales constituidos por alternancias centimétricas de siltitas y pizarras.

Por lo que respecta a la edad de la Formación Agüeira, no han sido localizados fósiles dentro de la Hoja que permitan precisar su determinación. Por comparación con áreas vecinas, se le puede asignar una edad Ordovícico Superior (Caradoc) y probablemente Medio (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974).

1.4 TERCIARIO (Tc)

En el extremo SE de la Hoja se diferencian tres afloramientos de materiales detriticos groseros, discordantes sobre su sustrato, que por sus características pueden ser atribuidos al Terciario. Estos materiales descansan sobre una superficie de erosión ligeramente inclinada hacia el NE y ocupan cotas elevadas en el relieve, apoyándose casi exclusivamente sobre las rocas precámbricas. Desde el punto de vista litológico se encuentran constituidos en su mayor proporción por conglomerados cuarcíticos, algunas brechas pizarrosas —principalmente hacia la base— y lentejones de arcillas rojas. Sus contactos son, en muchas ocasiones, difíciles de precisar debido a la existencia de coluviones recientes formados a expensas de estos materiales. Por su posición y características pueden ser considerados como depósitos de origen torrencial o fluvial procedentes principalmente del desmantelamiento

de la Serie de los Cabos. No han sido encontrados fósiles que permitan precisar su edad, que puede considerarse miocena o pliocena.

1.5 CUATERNARIO (Q; QL; QCd; QAI)

Los depósitos cuaternarios más notables dentro de la Hoja son los coluviones y derrubios de ladera (QL) que se desarrollan en relación con los grandes relieves que proporciona la Serie de los Cabos, principalmente en su afloramiento más oriental. Estos coluviones están esencialmente constituidos por fragmentos angulosos de cuarcitas y areniscas de tamaños muy variables, con una escasa matriz arenosa. Al pie de Berducedo, es perfectamente visible un pequeño cono de deyección de un torrente, constituido por arenas y cantos cuarcíticos subredondeados (QCd). Además de estos depósitos, se han diferenciado en la cartografía los rellenos aluviales de los valles (QAI) y otros depósitos cuaternarios indiferenciados (Q).

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Desde el punto de vista estructural, dejando aparte los afloramientos terciarios, se pueden distinguir dentro de la Hoja dos conjuntos bien definidos, separados por una discordancia, que han sufrido deformación durante dos episodios orogénicos distintos y separados considerablemente en el tiempo: por una parte la serie precámbrica, que sufrió deformación con anterioridad al Cámbrico, y por otra la serie paleozoica que, conjuntamente con los materiales precámbrios ya deformados, sufre deformación acompañada de metamorfismo y plutonismo durante la orogénesis hercíniana.

Vamos a ver en primer lugar lo que se refiere a la deformación propia del Precámbrico, para analizar a continuación la deformación debida a la orogénesis hercíniana, que es la responsable de la estructura de conjunto de la Hoja.

2.2 LA DEFORMACION PRECAMBRICA

El carácter discordante bajo el Paleozoico de la serie precámbrica, y por tanto la existencia de algún tipo de deformación con anterioridad al Cámbrico, fue puesto de manifiesto, por primera vez, en la región del anticlinorio del Narcea por LOTZE (1956). Este hecho, fue posteriormente confirmado por otros autores en distintas localidades (DE SITTER, 1961; PASTOR GOMEZ, 1962; JULIVERT & MARTINEZ GARCIA, 1967; MATTE, 1967, 1968; JULIVERT et al. 1968; VAN DEN BOSCH, 1969; PEREZ-ESTAUN, 1971; RUIZ, 1971; MARCOS, 1973).

Dado que los materiales precámbrios han sido deformados durante la

orogenésis hercíniana, la estructura producida por la deformación precámbrica es, por el momento, difícil de reconstruir; sin embargo, se puede observar una serie de hechos que permiten una evaluación del tipo e intensidad de la deformación sufrida por estos materiales. Así, la discordancia Paleozoico-Precámbrico es casi siempre visible, o detectable por criterios estructurales, en toda la región del anticinal del Narcea. En este sentido, la estratificación precámbrica, que dentro de la Hoja se encuentra en posición generalmente subvertical, muestra lineaciones de intersección con la primera esquistosidad hercíniana con orientación variable, pero con ángulos de inclinación comúnmente fuertes (generalmente hacia el N o NNE dentro de la Hoja) contrastando con la disposición muy constante y generalmente subhorizontal en los materiales paleozoicos. Incluso en algunas regiones se han citado (PEREZ-ESTAUN, 1973) pliegues hercínicos en los materiales precámbricos con una disposición «facing-down» (en el sentido dado por SHACKLETON, 1958). Todo ello parece indicar la existencia de una deformación generalizada que produce la verticalización e incluso la inversión de los materiales precámbricos con anterioridad al depósito del Paleozoico, lo cual representa una deformación de una cierta entidad, aunque no se han podido reconocer ni metamorfismo ni esquistosidad en relación con esta deformación precámbrica.

2.3 LA DEFORMACION HERCINIANA

Como ya hemos visto, tanto los materiales precámbricos como los paleozoicos sufren una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo durante la orogenésis hercíniana (ver MARCOS, 1973). Vamos a comenzar describiendo la estructura a escala cartográfica, para posteriormente centrarnos en el estudio detallado de cada una de las fases de deformación originadas en el transcurso de esta orogenésis.

2.3.1 ESTRUCTURA GENERAL A ESCALA CARTOGRAFICA

A esta escala, la estructura de la Hoja viene definida por una serie de pliegues y cabalgamientos de dirección NNE-SSO, pudiendo algunas de estas estructuras proseguirse a lo largo de distancias bastante grandes, siguiendo el arco que dibujan las estructuras hercínianas en este sector de la cordillera (ver MARCOS, 1973, fig. 1).

Todo el sector más oriental de la Hoja, constituido en su mayor parte por el amplio afloramiento de la Serie de los Cabos de la sierra del Palo, muestra una estructura más bien simple, en parte por la propia naturaleza de los materiales, y también por la posición que ocupa, en el flanco occidental de la gran estructura que constituye el anticinal del Narcea.

Más al O, se destaca una serie de antiformales, con núcleo de Serie de los Cabos, separados por amplias zonas sinformales ocupadas por los materiales ordovícicos, que muestran en conjunto una geometría compleja, resul-

tado de la interferencia de las distintas fases de deformación. Este es el caso de los anticlinales de Villayón, Fuentes Cabadas, Dorias y el anticlinal de la Caridad-San Martín. Aunque estas estructuras muestran un estilo cartográfico más bien simple, no son estructuras sencillas, sino que, como se puede observar en el corte que acompaña a la Hoja, presentan una geometría resultado de la superposición de la primera y tercera fase de deformación. Las zonas sinformales ya muestran una mayor complicación cartográfica, reflejo de su complejidad estructural. Este es el caso de la zona sinformal de Parlero-Oneta (fig. 3); en otros casos, esta complicación no se ve reflejada en la cartografía debido a la ausencia de niveles estratigráficos de referencia, como es el caso de las zonas sinformales de Penacazos y Penouta, aunque en estos casos la estructura puede llegar a ser reconstruida utilizando como superficies de referencia la primera esquistosidad hercíniana.

Los cabalgamientos presentes en la Hoja muestran características e importancia diferentes, como veremos al hablar de la segunda fase de deformación, siendo destacables el que algunos de ellos parecen evidenciar desplazamientos tangenciales importantes, deducibles de su trazado sobre distancias bastante grandes y por el hecho de separar dominios paleogeográficos diferentes. Este es el caso del cabalgamiento que pone en contacto el anticlinal de Villayón y el de Fuentes-Cabadas y sobre todo el cabalgamiento que pone en contacto los materiales paleozoicos con la serie precámbrica del Narcea, que puede proseguirse a lo largo de más de 50 Km. desde la costa cantábrica hasta perderse contra la fractura de Villablino-Ancares.

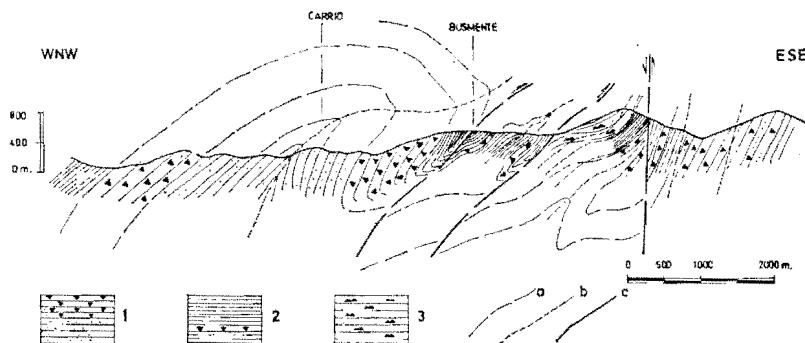


Figura 3.—Corte transversal mostrando la estructura del anticlinal de Villayón y la zona sinformal de Parlero-Oneta. Se puede observar cómo las secciones principales de los pliegues de primera fase se encuentran modificadas por la superposición de las estructuras de tercera fase.

2.3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

El sector comprendido dentro de la Hoja se sitúa dentro de la llamada Zona Asturoccidental-leonesa, en la cual se han distinguido 3 fases principales de deformación (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975): una primera fase, que da lugar a pliegues acompañados por una esquistosidad de flujo, una segunda fase que origina cabalgamientos que presentan, a veces, estructuras menores asociadas (pliegues y esquistosidad de crenulación) y una tercera fase de deformación que da lugar al replegamiento general. Con estas fases la estructura queda establecida tal como se puede observar en la actualidad, pues las deformaciones más tardías modifican poco la estructura general ya que se manifiestan, sobre todo, por estructuras a pequeña escala.

2.3.2.1 La primera fase de deformación

Durante esta fase se originan estructuras de todos los órdenes de dimensiones, desde pliegues a escala cartográfica hasta estructuras a escala microscópica. Dejando aparte las grandes estructuras, a las cuales se ha hecho referencia anteriormente, se originan durante esta fase una serie de pliegues, siempre acompañados de una esquistosidad de flujo de distribución uniforme a través de la Hoja, y que constituye la característica más notable de esta primera fase de deformación (ver p. e., MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975).

Los pliegues menores originados durante esta primera fase de deformación muestran una geometría variable, reflejo de la distinta naturaleza de los materiales afectados. Por lo general, son pliegues asimétricos, a veces isoclinales y siempre vergentes al Este. La esquistosidad que acompaña a estos pliegues presenta también distintas características según el tipo de material afectado, pasando de ser una esquistosidad de flujo muy bien desarrollada y definida por la marcada orientación de los minerales constituyentes de la roca (principalmente cuarzo y minerales micáceos), hasta una esquistosidad de fractura en los niveles cuarcíticos más competentes. Como se puede observar en el mapa, la esquistosidad se dispone frecuentemente buzando al Oeste con ángulos de inclinación entre 60° y 90° ; sin embargo, esta no es la disposición original de la esquistosidad, sino resultado de la verticalización, durante la tercera fase, de una esquistosidad originalmente más tendida, lo cual viene apoyado por la existencia de zonas con la esquistosidad subhorizontal o incluso basculada hacia el Este.

La intersección de esta esquistosidad con las superficies de estratificación define una lineación que es subhorizontal en los materiales paleozoicos, mientras que en los materiales precámbricos, deformados con anterioridad, adopta otras disposiciones, generalmente más próximas a la vertical. Asimismo, en algunos puntos, sobre los planos de esquistosidad es visible una lineación,

definida por la orientación de los minerales u objetos preorogénicos deformados (lineación de estiramiento), que suele formar ángulos altos con la lineación de intersección en los materiales paleozoicos.

2.3.2.2 La segunda fase de deformación

Como ya hemos mencionado, durante esta segunda fase de deformación se originan cabalgamientos, que cortan las estructuras originadas durante la primera fase de deformación. Estos cabalgamientos muestran un trazado NNE-SSO, más o menos paralelo a las estructuras de primera fase, pudiendo proseguirse algunos de ellos durante distancias bastante grandes, superiores en algún caso a los 50 Km. Dado que los materiales estaban deformados con anterioridad, es relativamente frecuente observar superposiciones anormales de materiales más modernos sobre otros más antiguos.

Algunos de estos cabalgamientos llevan asociados una serie de estructuras menores, pliegues y esquistosidades principalmente, cuya aparición queda generalmente limitada a una estrecha franja en torno a la superficie de cabalgamiento. Por lo que respecta a los pliegues, se puede observar que son siempre asimétricos y de reducido tamaño, no sobrepasando nunca la escala métrica. Son pliegues cuya geometría va desde pliegues tipo «kink» o «chevron» a similar o próxima (fig. 4) y que presentan comúnmente ejes curvos. Estos pliegues van siempre acompañados de una esquistosidad de crenulación bien desarrollada, en cuya formación han jugado un papel importante los fenómenos de disolución por presión. El significado de todas

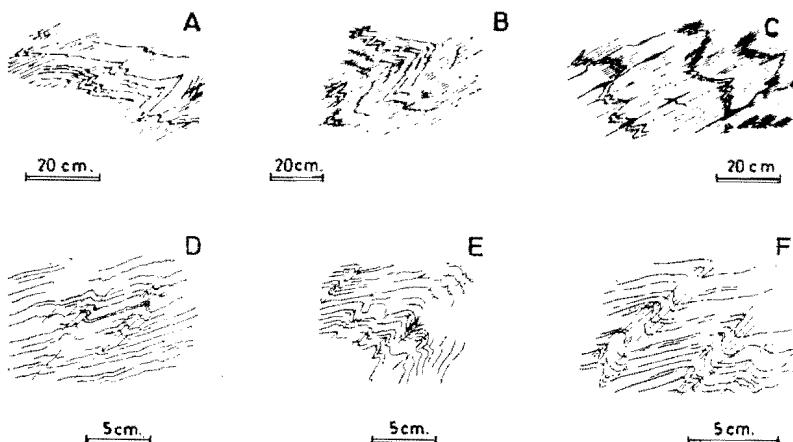


Figura 4.—Geometría de los pliegues menores de segunda fase en los alrededores de Herias. A, B y C, según MARCOS (1973).

estas estructuras está ampliamente discutido en trabajos anteriores (RIBEL-RO, 1970; MARCOS, 1971, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975).

2.3.2.3 La tercera fase de deformación

La tercera fase da lugar a un replegamiento general, y sus efectos son más difíciles de detectar debido a las deformaciones anteriores que condicionan en gran parte la localización y el tipo de estructuras que se forman en su transcurso. Por otra parte, las superficies de estratificación no pueden ser utilizadas como únicas superficies de referencia, debido a la existencia de deformaciones anteriores y, por tanto, para conocer el tipo de estructuras originadas durante esta fase, se debe tomar también como superficies de referencia las superficies de la esquistosidad originada durante la primera fase de deformación. Así, se puede observar que la esquistosidad de flujo se encuentra plegada de tal manera que los grandes pliegues, tal como se pueden observar en la actualidad (ver corte que acompaña a la Hoja), son el resultado de la modificación, durante la tercera fase, de los pliegues originados en la primera, produciendo pliegues con una sección «en gancho» resultado del particular tipo de interferencia.

Las grandes estructuras originadas durante esta fase, se caracterizan por una marcada asimetría, dando lugar a la alternancia de zonas donde la esquistosidad de flujo se encuentra verticalizada y zonas donde se encuentra horizontalizada o basculada hacia el Este. Este hecho condiciona también la aparición de las estructuras menores, que se verán casi exclusivamente limitadas a los flancos donde la esquistosidad se encuentra horizontalizada, mientras que están prácticamente ausentes en los flancos donde la esquistosidad sufre verticalización.

Las estructuras menores originadas durante esta fase son pliegues, generalmente asimétricos y que van acompañados de una esquistosidad de crenulación. La geometría de estos pliegues es variable según el tipo de materiales afectados, constituyendo una gama amplia desde pliegues tipo «kink» como charnelas agudas y flancos rectos hasta pliegues con geometría similar o próxima a ella.

La esquistosidad de crenulación que acompaña a estos pliegues, a diferencia de la esquistosidad de flujo, no tiene una distribución uniforme a través de la Hoja, sino que su aparición viene controlada, por una parte, por la naturaleza de los materiales, ya que esta esquistosidad requiere, para su formación, una anisotropía anterior bien desarrollada, y por otra parte por la naturaleza asimétrica de las propias estructuras de tercera fase, que limita la aparición de las estructuras menores a una serie de bandas o «corredores» paralelos (ver MARCOS & PULGAR in litt.). Esta esquistosidad de crenulación está asociada al microplegamiento intenso de una fabric mineral

anterior (la esquistosidad de flujo) y en su formación intervienen también algunos otros mecanismos como fracturación, disolución por presión, etc.

2.3.2.4 Kink-bands horizontales

En algunos sectores, como el gran afloramiento de Pizarras de Luarca en la parte oeste de la Hoja, son notables una serie de estructuras menores, principalmente kink-bands y crenulaciones subhorizontales, que aunque en conjunto supongan un acortamiento pequeño (siempre inferior al 15 por 100), llegan a ser muy penetrativas. Estas estructuras, aunque son posteriores a las estructuras de tercera fase en sentido estricto, mencionadas anteriormente, fueron incluidas con anterioridad dentro de esta fase por el estrecho control que para su localización ejercen las estructuras previas de tercera fase, ya que cuando aparecen lo hacen siempre en las zonas en las cuales la esquistosidad había sufrido verticalización por efecto de la tercera fase, completando así la distribución en bandas o «corredores» de todas estas estructuras.

Estos kink-bands y crenulaciones parecen originarse como respuesta a una compresión en dirección más o menos vertical y parecen asociadas a fallas directas longitudinales a las estructuras y posiblemente a despegues sobre superficies preexistentes.

2.3.2.5 Deformaciones tardías

Con posterioridad a las estructuras ya descritas, aún tiene lugar una serie de deformaciones que producen ya pocas modificaciones sobre la estructura previamente establecida. Se trata principalmente de pliegues laxos, de traza axial aproximadamente E-O, que solamente producen cabeceos en los ejes de los pliegues anteriores, y una serie de fallas, diaclasas y zonas de cizalla de dirección aproximada NO-SE que adoptan una disposición radial con respecto al arco que dibujan las estructuras hercinianas en el NO de la Península Ibérica.

3 PETROGRAFIA

3.1 METAMORFISMO

Por lo que respecta al metamorfismo regional, el área comprendida en la Hoja sufrió un metamorfismo epi o mesozonal que no supera nunca la facies de los esquistos verdes. En la parte O y en relación directa con el granito de Boal se desarrolló un metamorfismo de contacto que da a las rocas en el terreno un aspecto mosqueado o noduloso.

Desde el punto de vista textural y estructural, las rocas sedimentarias se encuentran transformadas en filitas, filitas cuarcíticas y cuarcitas como consecuencia del metamorfismo y la deformación.

3.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Como se acaba de indicar, este metamorfismo no supera la facies de los esquistos verdes. Dentro de esta facies se puede definir la zona de la clorita —que ocupa la mayor parte de la Hoja— y en áreas más concretas, como en la parte E de la misma, se llega a alcanzar la zona de la biotita.

Las paragénesis más frecuentes del metamorfismo regional, considerando en todas ellas el cuarzo como mineral en exceso, son las siguientes:

Clorita-moscovita
Clorita-moscovita-albita
Clorita-moscovita-albita-feldespato potásico
Biotita-clorita-moscovita
Moscovita-feldespato potásico-biotita
Biotita-clorita-moscovita-albita
Moscovita-biotita
Moscovita-plagioclasa-biotita
Cloritoide-clorita-moscovita
Granate-clorita-moscovita

El tipo de paragénesis más abundante en las rocas es la formada por moscovita-clorita (considerando el cuarzo como mineral en exceso), perfectamente compatible con el margen de composición química de la mayor parte de los sedimentos arenosos o arcillosos. En las Pizarras de Luarca existen en algunos casos paragénesis con cloritoide, condicionadas por una composición química favorable (abundancia de FeO y Al₂O₃). Las paragénesis con biotita se encuentran mejor desarrolladas en niveles psamíticos, donde su origen podría relacionarse con un efecto de composición mineralógica de las rocas en las que se origina (presencia de feldespato potásico); en los niveles pelíticos la aparición de este mineral podría estar en relación con un margen de temperatura más estrecho con respecto a la formación de otros minerales progradados, tales como andalucita o cordierita.

Por lo que respecta al tipo de metamorfismo, debido al bajo grado que alcanza, no se puede decir con certeza a cual correspondería; sin embargo, tanto las posibles reacciones productoras de biotita como, sobre todo, su inserción dentro del contexto original (CAPDEVILA, 1969) permiten considerarle como el esbozo de un tipo de metamorfismo intermedio de baja presión que alcanza su clímax (paragénesis con biotita) sin o posteriormente a la fase 3.

3.1.3 METAMORFISMO DE CONTACTO

El emplazamiento del granito de Boal y la probable existencia de otros cuerpos de rocas graníticas subyacentes, da lugar a la formación de aureolas de metamorfismo con andalucita y cordierita como minerales principales. Las aureolas de metamorfismo definen bandas orientadas N-S en la parte O de la Hoja.

Las paragénesis que se han encontrado relacionadas con el metamorfismo de contacto son las siguientes:

Andalucita-biotita-moscovita-cuarzo
Andalucita-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
Andalucita-biotita → clorita-moscovita-cuarzo
(Andalucita)-biotita → clorita-moscovita-cuarzo
(Cordierita)-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
Cordierita-andalucita-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
(Cordierita) → clorita-andalucita-biotita-moscovita-cuarzo
Andalucita-cloritoide-moscovita-clorita-cuarzo

En estas asociaciones la retromorfosis viene indicada por la flecha y en el caso de que el mineral retromorfoseado se haya transformado totalmente en su producto secundario, el primero viene expresado entre paréntesis.

La asociación andalucita-biotita es la más común y ampliamente extendida; la andalucita se presenta como cristales subidiomorfos con inclusiones carbonosas (quiastolita) y la biotita en forma de poiquiloblastos incluyendo cuarzo.

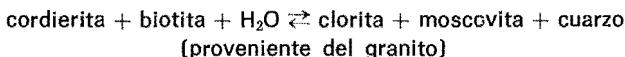
Cuando el metamorfismo de contacto afecta a materiales pertenecientes a la Formación Vegadeo y constituidos por calizas y dolomías arenosas o margosas éstas se transforman en pizarras anfibolíticas o cuarzo-anfibolitas, cuya composición aunque con variaciones modales es: biotita, cuarzo (tremolita-actinolita, clinozoisita, pistacita). En estas rocas los anfíboles se presentan como poiquiloblastos sobreimpuestos a una matriz cuarzosa con tendencia granoblástica por recristalización de cuarzo.

La retromorfosis es muy importante en la región y como consecuencia de ella cordierita, andalucita y biotita aparecen frecuentemente retrogradadas. La cordierita se encuentra retrogradada a un agregado de pinnita y sericitita, pudiendo dar lugar también a biotita secundaria. Cuando la retrogradación es muy intensa existe blastesis tardía de moscovita en poiquiloblastos que se encuentran nucleados preferentemente sobre cristales de andalucita preexistentes. Por otra parte, la biotita se retromorfosea a clorita total o parcialmente.

En relación con la cordierita existen dos cuestiones importantes: por una parte la cordierita se encuentra completamente retromorfoseada con generación de clorita y moscovita secundarias, mientras que hay cristales de anda-

andalucita que se conservan sin apenas transformación y por otra parte se encuentran nódulos de cordierita, en ocasiones reemplazados por pinnita, que están englobados en andalucitas con estructuras concéntricas, sucediendo lo mismo con poiquiloblastos de biotita.

Por lo que al primer problema se refiere, se deduce que la andalucita cristaliza, al menos en parte, posteriormente a la cordierita y a la biotita y, a veces, incluso en condiciones en que la primera no es estable. Para explicar el caso anterior de retromorfosis de la cordierita hay dos hipótesis por el momento inverificables: *a)* Un aporte de K^+ relacionado con el emplazamiento del plutón granítico, lo cual a su vez explicaría también la blastesis de moscovita histerógena, que originaría una desestabilización de la cordierita (SEIFERT & SCHREYER, 1970), *b)* una reacción retrógrada del tipo:



que tiene lugar dentro del campo de estabilidad de la andalucita y origina por tanto una retromorfosis de la cordierita siendo sustituida por clorita y moscovita secundarias.

En cuanto a la segunda cuestión, el crecimiento de la andalucita que rodea a la cordierita, retromorfoseada o no, ha debido tener lugar en el curso de un metamorfismo progradado y como efecto de la composición química de los sedimentos que permiten primero la génesis de cordierita y posteriormente la génesis de andalucita, juntamente con cordierita, por una reacción del tipo:



Esta reacción señalaría igualmente el límite superior de estabilidad de la clorita en la aureola de contacto. La retromorfosis en estos casos sería el primer mineral en cristalizar como cristales pleocroicos rodeados de un mosaico de cristales de cordierita y la biotita de cristalización evidentemente posterior. La cristalización de la biotita se observa en ciertas láminas que se originan en relación con los lugares donde hay minerales opacos. Por otra parte, la matriz de la roca se encuentra desprovista de micas alrededor de donde crecen los poiquiloblastos, lo cual demuestra que durante su crecimiento ha habido una emigración centimétrica de material hacia donde crecen estos cristales.

3.1.4 RELACIONES ENTRE CRISTALIZACION METAMORFICA Y DEFORMACION

Durante el metamorfismo regional, la cristalización comienza por la nucleación de cloritas (y en menor proporción moscovita) preTECTónicas res-

pecto a la esquistosidad de primera fase; estos cristales presentan exfoliación perpendicular a la esquistosidad, a veces se encuentran doblados, y desarrollan sombras de presión. La cristalización más importante de clorita y moscovita se realiza sintectónicamente con la formación de la esquistosidad, que se encuentra precisamente definida por estos minerales. El cloritoide, es, en general, un mineral posttectónico respecto a la primera fase.

Durante la formación de la esquistosidad de crenulación de tercera fase continúa la cristalización de clorita y comienza a cristalizar biotita.

En toda la parte oriental de la Hoja, la biotita presenta un hábito blástico posttectónico; además, en esta zona, los niveles psamíticos muestran un grado de recristalización estática importante, con una poligonitización muy avanzada, desapareciendo todo signo de deformación interna en los granos de cuarzo. Esto hace suponer que la biotita se origina a expensas de una pulsación térmica tardía, que podría estar relacionada de algún modo con el metamorfismo de contacto existente más al O. Si esto fuese así, el plutonismo granítico con su metamorfismo de contacto asociado y el metamorfismo que alcanza la zona de la biotita se encontrarían, en cierto modo relacionados, pudiendo ser aquél el resultado final de un proceso térmico que comenzaría a insinuarse en alguna zona ya durante la tercera fase.

Por lo que respecta al metamorfismo de contacto, éste se realiza fundamentalmente en condiciones estáticas, es decir, en ausencia de deformación. Esto se deduce porque los cristales de andalucita-biotita y cordierita fosilizan a la esquistosidad de flujo y a las crenulaciones de tercera fase. Sin embargo, en algunas muestras se puede observar un acoplamiento de la S_1 alrededor de los cristales de andalucita, biotita y principalmente cordierita; en estos últimos, a veces la S -incluida se encuentra algo girada respecto a la S -exterior. Para explicar estos hechos podría pensarse en un crecimiento de la andalucita deformando la esquistosidad en su entorno, como consecuencia de la presión ejercida por el cristal al crecer; sin rechazar esta posibilidad, puede también pensarse en un crecimiento bajo tensión en algunos lugares, principalmente para la cordierita y parte de la biotita, que son anteriores en el tiempo a la andalucita. Estos minerales pueden haber crecido durante las primeras etapas de emplazamiento del plutón, que se ha realizado por intrusión forzada de una forma diapírica deformando la esquistosidad y la estratificación en su entorno y por tanto probablemente causando deformación de los cristales primitivamente formados; tanto esta hipótesis como la menos probable que consideraría un crecimiento pre o sintectónico en relación con alguna fase tardía de deformación necesitaría ser objeto de una investigación más rigurosa que la realizada hasta este momento.

3.2 ROCAS IGNEAS

3.2.1 ROCAS PLUTONICAS: EL GRANITO DE BOAL (γ)

El plutón de Boal se encuentra en la parte centro-oeste de la Hoja, ocupando una superficie de unos 18 Km², ha sido citado y estudiado por diversos autores (BARROIS, 1882; LUCAS MALLADA, 1896; LLOPIS LLADO, 1961) y principalmente por SUAREZ (1970, 1971) que realiza un estudio minucioso del plutón. Tiene forma trapezoidal alargada en dirección N-S con su extremo más agudo apuntando hacia el Sur. Se encuentra intruido dentro de las Pizarras de Luarca y en una pequeña parte corta el extremo Norte de un anticlinal en cuyo núcleo afloran las cuarcitas ordovícicas.

Macroscópicamente se pueden distinguir dos facies diferentes: una de grano grueso, a veces con megacristales de feldespato, que presentan inclusiones de Frals, y otra de grano fino, moscovítica, cuyas relaciones con la anterior son contradictorias, existiendo múltiples términos de paso entre ellas.

Proyectando su composición modal en un diagrama de STREGKEISSEN (1967) se observa que fundamentalmente su composición gradúa desde granitos a granodioritas (ver SUAREZ, 1971, fig. 12).

Texturalmente son rocas que varían desde hipidiomórficas granulares a alotriomórficas granulares y en algunas láminas tienen tendencia porfídica.

Su mineralogía es relativamente monótona y está compuesta por: cuarzo, feldespato potásico, albita-oligoclase-andesita, biotita y moscovita como minerales esenciales. Como accesorios contiene: clorita, rutilo, circón, apatito, esfena y pistacita.

El feldespato potásico es invariablemente una microclina pertítica y la moscovita es más o menos abundante y parece un mineral siempre secundario. Las plagioclasas varían desde albita pura en los bordes de los cristales hasta alcanzar valores de An₄₀ en los núcleos; frecuentemente son subidiomórficas y tienen zonación oscilante y rítmica. En algunas facies, fundamentalmente en las de grano fino y textura alotriomórfica, se desarrolla una albita plástica que parece corroída por microclina y que a su vez ambas son corroídas por el cuarzo. También hay mirmecitas en algunas plagioclasas, con preferencia en las microclinas, y en estos casos la albita secundaria corre en forma ameboidal al feldespato potásico.

La clorita se encuentra como mineral secundario formado a partir de la biotita y es normal en estos casos el desarrollo de óxidos de hierro y de epidota en las líneas de exfoliación.

Por lo que al emplazamiento de este plutón se refiere se puede considerar como un emplazamiento forzado, diapírico, puesto que deforma a la esquistosidad y a la estratificación, como puede observarse en el mapa.

En cuanto al momento de su emplazamiento éste puede considerarse posterior al desarrollo de la esquistosidad de flujo S_1 a la cual corta y deforma; igualmente a partir de los datos de láminas delgadas puede observarse que los minerales de metamorfismo de contacto engloban a la esquistosidad de creñulación de tercera fase, por lo que el emplazamiento debe considerarse como fundamentalmente posterior a la tercera fase de deformación.

De acuerdo con sus características petrográficas el granito de Boal puede ser incluido dentro del grupo de granitos de tendencia alcalina, cuyo origen es mesocrustal debido a anatexia húmeda y cuyo emplazamiento es postectónico; sería comparable a los granitos del Grupo G_3 de CAPDEVILA (1969). Sin embargo hay algunos detalles contradictorios con un origen puramente mesocrustal, como es la ausencia de fases alumínicas y su tendencia geoquímica ligeramente calcoalcalina (SUAREZ, 1971) y su nivel somero epizonal de emplazamiento que supone un magma suficientemente sobrecalentado como para tener importante capacidad de ascenso. Debido a estos hechos no puede descartarse un origen más profundo, si bien después a lo largo de su ascenso ha podido sufrir hibridación por contaminación con los niveles corticales que atraviesa.

3.2.2 ROCAS FILONIANAS (FO; q)

En relación con el plutón de Boal existe un cortejo filoniano en el que se diferencian varios tipos de diques. En primer lugar existen diques de pórfitos graníticos (FO), localizados principalmente en las Pizarras de Luarca que constituyen el encajante del granito. Estos diques, cuyo espesor varía entre 25 cm. y 4 m., se intruyen paralelamente a la esquistosidad de las pizarras y generalmente se encuentran muy alterados. El elemento más importante del cortejo son los diques de cuarzo (q), que se encuentran formando varios sistemas cortando el granito y el encajante; de estos sistemas, el mejor desarrollado es el de dirección NE-SO. Estos diques están formados por cuarzo lechoso, generalmente masivo, y su espesor llega a alcanzar los 3 m. Las principales mineralizaciones en los alrededores de Boal se encuentran en relación con ellos. También existen escasos diques de aplitas y pegmatitas.

El espesor de los principales diques ha sido exagerado para su representación en la cartografía.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica inscrita en la Hoja se inicia con el depósito de materiales precámbricos, muy probablemente en condiciones de aguas profundas (presencia de facies turbidíticas) y con un aporte volcánico importante (niveles de porfiroides). Estos materiales fueron deformados antes del Cá-

brico Inferior; en efecto, los materiales del Cámbrico Inferior se depositan discordantemente sobre la serie precámbrica. La importancia de esta deformación propia del Precámbrico es difícil de estimar debido a la posterior superposición de la deformación herciniana.

Durante el Paleozoico Inferior —el único representado en la Hoja— tiene lugar el depósito de potentes series detríticas y pizarrosas; la sedimentación se inicia en el Cámbrico Inferior con depósitos marinos someros de naturaleza principalmente detrítica (Cuarcitas de Cándana) y estas condiciones se mantienen en términos generales hasta el Ordovícico Inferior (Serie de los Cabos), con la única excepción notable de un nivel carbonatado (Caliza de Vegadeo), situado entre ambas formaciones, depositado también probablemente en condiciones de aguas someras. A esta etapa sigue el depósito de pizarras negras, ricas en pirita, sedimentadas probablemente en un medio euxínico (Pizarras de Luarca). En la línea de un incremento progresivo de la profundidad se depositan por último sedimentos detríticos finos con facies turbidíticas (Formación Agüeira).

El conjunto de estos materiales fue deformado durante la orogénesis herciniana, estando sometidas las rocas a un proceso repetido de plegamiento y fracturación al menos durante tres fases principales. Simultáneamente a esta deformación se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado. Las últimas pulsaciones de esta orogénesis incluyen el emplazamiento de rocas graníticas (granito de Boal), con el desarrollo de su consiguiente aureola de metamorfismo térmico, y la formación de diaclasas y fracturas tardías.

Algunos depósitos detríticos terciarios, que proceden del desmantelamiento de las rocas anteriores, se localizan de forma discontinua en la Hoja.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico hay que distinguir por una parte los materiales del Paleozoico Inferior y por otra las rocas plutónicas y los depósitos terciarios y cuaternarios.

El Paleozoico Inferior ocupa la mayor parte del área de la Hoja y está constituido por cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas como tipos litológicos principales. Las pizarras poseen una permeabilidad casi nula. Las cuarcitas y areniscas poseen una fuerte recristalización que hacen que su porosidad eficaz sea generalmente muy pequeña, por lo cual su permeabilidad está restringida a la fisuración, siendo por ello sus posibilidades hidrogeológicas muy aleatorias; por otra parte, las areniscas alternan frecuentemente con pizarras, lo que disminuye aún más dichas posibilidades. Las calizas son muy poco abundantes y afloran mal, estando normalmente cubiertas por suelos

arcillosos que disminuyen en gran medida la posible permeabilidad debida a las fisuras y cavidades que estas rocas contienen.

Las rocas ígneas están limitadas al plutón granítico de Boal; su posible permeabilidad debida a las fisuras está condicionada por la de los suelos que las recubren, ya que los granitos afloran mal.

Finalmente, están los depósitos terciarios y cuaternarios. Entre estos hay que distinguir:

a) Depósitos de ladera formados por cantos angulosos de permeabilidad variable, pero tratándose siempre de materiales acuíferos.

b) Suelos y depósitos de naturaleza arcillosa y con conductividad hidráulica prácticamente nula; su disposición corresponde a la de las formaciones pizarrosas y calcáreas.

c) Suelos y depósitos de naturaleza arenosa; son permeables, aunque su permeabilidad puede verse disminuida si están mezclados con depósitos arcillosos; su disposición corresponde a la de las formaciones arenosas, cuarcíticas y a la de los granitos.

En síntesis, nos encontramos ante una litología desfavorable en lo que se refiere a las rocas del Paleozoico, mientras que los depósitos más recientes pueden tener a veces unas condiciones de almacenamiento y conductividad hidráulica aceptables.

Además de las condiciones litológicas hay que destacar otros factores que influyen notablemente en el establecimiento del balance hidráulico de las unidades hidrogeológicas de la región. Así, en lo que se refiere a factores climatológicos, hay que decir que se trata de una región con una precipitación media anual grande (alrededor de los 1.000 mm.) y bien repartida a lo largo de todo el año, lo que asegura una buena alimentación de la red hidrográfica. Existe, por otra parte, un relieve con fuertes pendientes, lo que favorece la escorrentía superficial y dificulta la infiltración. Finalmente, la existencia de una importante cubierta vegetal induce una importante evapotranspiración y retención superficial del agua.

Como resultado de todo esto, pueden aparecer pequeñas capas acuíferas en los depósitos superficiales, si bien nunca se tratará de acumulaciones importantes. La descarga de estos acuíferos se produce siempre en manantiales de muy poco caudal o mediante zonas de manantío.

5.2 MINERIA

Desde el punto de vista minero, podemos distinguir en el área de la Hoja tres grupos de yacimientos:

- Yacimientos mineralógicos relacionados con el plutón de Boal.
- Yacimientos de hierro presentes en las Pizarras de Luarca.
- Yacimientos de oro situados en la parte SO de la Hoja.

Por lo que al plutón de Boal se refiere la mayor parte de sus mineralizaciones aparecen dominante en filones de cuarzo, generalmente sub-verticales y de dirección aproximada NE-SO. Un estudio de estas mineralizaciones fue realizado por LLOPIS en 1961. Los minerales asociados a los filones de cuarzo son: moscovita, clorita, feldespatos, scheelita, wolframita, mispique y casiterita. De estos, los más importantes desde el punto de vista de su explotación económica son la wolframita y la scheelita. La mayor parte de las explotaciones, activas o inactivas, se hallan en la parte N del plutón.

Los yacimientos de hierro existentes en las Pizarras de Luarca son conocidos desde tiempos antiguos (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1916; ADARO & JUNQUERA, 1916; LLOPIS, 1963; MARCOS, 1973). Las principales mineralizaciones se concentran en la serie de transición de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca, tratándose frecuentemente de oolitos de mineral de hierro, principalmente chamosita. A veces la concentración es mayor y aparecen verdaderas capas de hematites. Pueden citarse a este respecto los yacimientos de la serie de transición que atraviesa la Hoja en dirección NE-SO, desde cerca de Paladeperre hasta Bustantigo y particularmente en el valle del río Negro; en la figura 5 puede observarse el corte realizado por LLOPIS (1963) a través de un yacimiento de esta zona situado cerca de Ordovaga. Asimismo, relacionadas con mineral de hierro al O de Oneta y al N de Lebredo, siempre asociadas a la citada serie de transición.

Los yacimientos de oro existentes en la parte SO de la Hoja se concentran principalmente en las inmediaciones de Navelgas, donde desde tiempos muy antiguos se conocen labores relacionadas con este metal. Las primeras labores conocidas se atribuyen a los romanos, prosiguiéndose las investigaciones hasta la actualidad. Los yacimientos se encuentran asociados a los sedimentos fluviales de los ríos y arroyos existentes en la región.

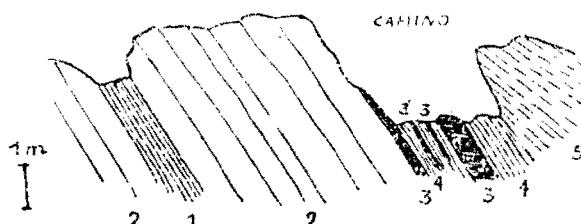


Figura 5.—Corte del yacimiento de hematites de la «Casa del Coxu» (Ordovaga): 1 y 4. Pizarras azuladas; 2. Cuarcitas; 3. Hematites-oligistos; 5. Pizarras abigarradas. Según LLOPIS (1961).

5.3 ROCAS INDUSTRIALES

En el área comprendida dentro de la Hoja de Boal existen diversos tipos de rocas explotables. Por un lado, las pizarras de Luarca son, en algunas localidades, de buena calidad para techar. Por otro lado, los depósitos de derrubios de laderas, constituidos esencialmente por cantos cuarcíticos y las arenas originadas principalmente por meteorización del plutón de Boal pueden utilizarse como áridos. El granito de Boal se ha usado localmente como roca para construcción, si bien los afloramientos son malos, lo cual dificulta su posible explotación. Finalmente, hay que destacar la existencia de una diabasa al O del curso alto del río Navelgas, la cual puede utilizarse como roca ornamental.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L., & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España. Criaderos de hierro de España*, t. II, 1 vol. texto, p. 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. 37-42.
- 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.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp.
- BOSCH, W. J. Van den (1969).—«Geology of the Luna-Sil region. Cantabrian Mountains (NW Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 44, pp. 137-225.
- BOUMA, A. H. (1959).—«Some data on turbidites from the Alpes Maritimes (France)». *Geol. Mijnbouwn*, vol. 21, pp. 223-227.
- CAPDEVILA, 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.
- COMTE, P. (1938).—«La sucesión lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71 Congr. Soc. sav. Nice*, pp. 181-183.
- DEBRENNE, F., & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonatés dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. ...
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1916).—«Criaderos de hierros de Los Oscos y criaderos de Luarca». *Criaderos de hierro de España*, t. II (criaderos de Asturias), pp. 611-668.

- 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 hercíniana». *Acta Geol. Hispánica*, año II, pp. 107-110.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., & FERNANDEZ-GARCIA, L. (1968).—«La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 2, pp. 1-44.
- MALLADA, L. (1896).—«Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Cámbrico y Siluriano». *Mem. Comp. Map. Geol. Esp.*, t. 2, 515 pp.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Prakambrium Spaniens». *Neues Jb. Geol. Palaont., 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.)
- (1957).—«Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sanstein-Folgen». *Neues Jb. Geol. Palaont., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471.
- LOTZE, & SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Acad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, núms. 6-8, pp. 1-411 (283-693). (Traducido por J. Gómez de Llarena: «El Cámbrico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 75, 256 pp.)
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 3-4, pp. 3-52.
- (1963).—«Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, núm. 74, pp. 15-72.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64.
- (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 6, pp. 1-113.
- (1975).—«Memoria del Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja número 11-03 (12) (Busto)». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MARCOS, A., & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja núm. 10-03 (11) (Luarca)». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MATTE, Ph. (1967).—«Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturias (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambrrientes plus internes de l'arc galicien». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127.
- PASTOR GOMEZ, V. (1962).—«Probable área precambriana al NO de León». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 67, pp. 71-80.

- PEREZ-ESTAUN, A. (1917).—«La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 7-13.
- (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo sur del antiforme del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 1, pp. 5-16.
- (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región del Truchas». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 2, pp. 23-25.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturooccidental-leonesa (W de León, NW de España)». Tesis, Universidad de Oviedo.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des Massifs de Morais et Braganca (Tras-os-Montes)». *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. LIV, pp. 115-138.
- RUIZ, F. (1971).—«Geología del sector Norte del anticlinal del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 39-46.
- SEIFERT, F., & SCHREYER, W. (1970).—«Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 Kb, water pressure: a redetermination». *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 27, pp. 225-238.
- SHACKLETON, R. M. (1958).—«Downward-facing structures of the Highland border». *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 113, pp. 361-392.
- SITTER, L. U. De (1961).—«Le Précambrien dans la chaîne cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fac. 9, p. 253.
- STREGKEISSEN, A. L. (1967).—«Classification and nomenclature of igneous rocks». *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 107, núms. 2-3, pp. 144-240.
- SUAREZ MENDEZ, O. (1970).—«Estudio petrológico de los afloramientos plútónicos de la zona occidental Astur-leonesa (NW de España)». Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 283 pp.
- (1971).—«Estudio del plutón de Boal (Asturias, NW de España)». *Studia Geol.*, Univ. de Salamanca, vol. II, pp. 93-113.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 5, pp. 1-118.
- (1975).—«Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In Tidal deposits: A case book of recent examples and fossil counterparts». R. N. Ginsburg (Ed), pp. 289-298. Springer Verlag.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L., & JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturooccidental-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