



IGME

22

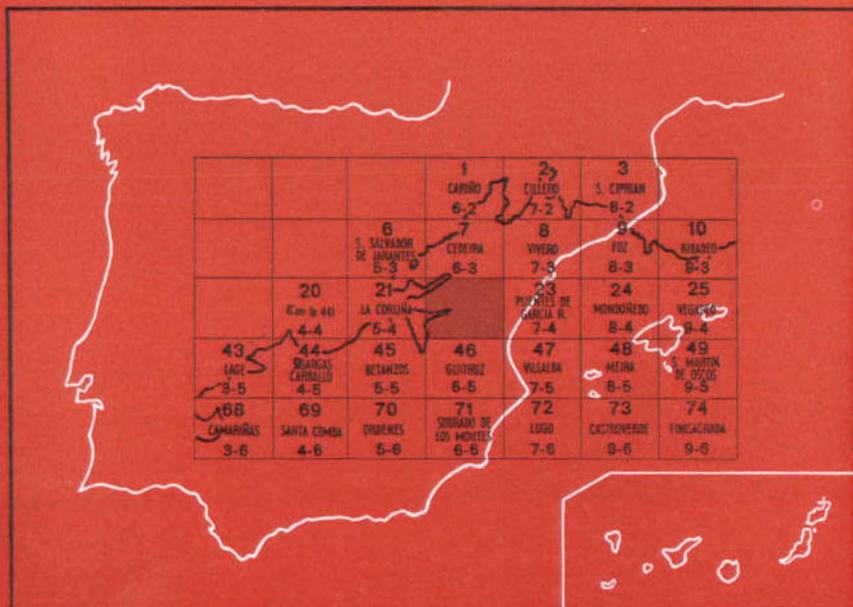
6-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PUENTEDEUME

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PUENTEDEUME

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Memoria: D. F. Fernández Pompa.

Petrografía: M. Peinado Moreno.

Micropaleontología: J. Menéndez Amor.

Macropaleontología: Gómez Nogueroles.

Revisión de la Memoria: R. Capdevila.

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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 16.822 - 1975

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

1 INTRODUCCION

La presente Hoja se halla dentro de la provincia de La Coruña y se sitúa al este de la capital.

Geológicamente pertenece a la Zona IV de P. MATTE (1968), que se caracteriza estratigráficamente por la presencia de un Precámbrico antiguo; constituido por rocas metabásicas (Cabo Ortegá, ciertas series de la cuenca de Ordenes), y otro reciente formado por las series de Olla de Sapo y de Ordenes. El Cámbrico parece estar totalmente ausente en el sector occidental de esta zona (dominio del Olla de Sapo), presentando el Ordovícico un desarrollo relativo, mientras que el Silúrico es potente y variado. El Devónico y el Carbonífero están ausentes.

Estructuralmente han sido definidas varias fases de deformación en sucesivos ciclos por otros tantos autores, afectando a todos los terrenos existentes. El ciclo Hercínico está caracterizado por dos fases mayores de plegamiento.

El metamorfismo en ciertos dominios ha sido definido como perteneciente a un ciclo pre-Hercínico [Escuela de Leiden P. C., E. DEN TEX (1966), HILGEN (1972), V. ZUUREN (1969)], habiendo comenzado el metamorfismo Hercínico con la primera deformación principal (primera fase).

Diversidad de rocas graníticas ocupan la zona, agrupándose en general en dos series diferentes de tendencias alcalina y calcoalcalina, que varían en edad y texturas.

Es válida parte de estas generalizaciones para la Hoja de Puente deume, existiendo además un dominio ocupado por terrenos terciarios con recubrimientos cuaternarios.

2 ESTRATIGRAFIA

A continuación se describen los minerales que se han incluido dentro de las unidades cronoestratigráficas. Se han considerado dos dominios principales, denominados de la serie Olla de Sapo y de la serie de Ordenes, en atención a sus diferenciaciones litológicas, así como en honor a las consideraciones geológicas previas existentes, I. PARGA PONDAL (1956), de la Escuela de Leiden, E. DEN TEX (1966) y otros autores.

2.1 DOMINIO DE LA SERIE OLLA DE SAPO

Constituye aproximadamente el 40-45 por 100 de la zona de estudio. Está caracterizado por la presencia de neises y esquistos porfiroides, serie Olla de Sapo s.s. y por una amplia secuencia paleozoica de cuarzoesquistos, filitas y cuarcitas.

2.1.1 PRECAMBRICO SERIE OLLA DE SAPO s.s.

Se han establecido tres grupos en atención a su aspecto textural y a los componentes mineralógicos. La separación resulta a veces muy difícil de realizar, ya que existen contactos difusos y progresivos entre ellos; éstos son:

- a) Facies gruesas Olla de Sapo con megacrístales. Neises porfiroides.
- b) Facies medias Olla de Sapo de grano medio. Esencialmente esquistos a neises, plagioclásicos. Esquistos porfiroides.
- c) Facies finas Olla de Sapo de grano fino. Metagrauvas.

2.1.1.1 Facies de megacrístales. Neises porfiroides (PC ζ)

Petrográficamente se les puede definir como rocas neisicoporfiroides, en las que los cristales de cuarzo y/o plagioclasa destacan en una matriz neísica a esquistosa.

Aparecen formando los núcleos de las estructuras desarrolladas, con dirección NNE.-SSO.; o bien la NNO.-SES., en la mancha de Caaveiro-Monfero, con las que coincide la foliación neísica desarrollada. Los contactos siempre se realizan con las facies medias (PC ξ), siendo sensibles y graduables, y se realizan al desaparecer los megacrístales albíticos fundamen-

talmente. A veces sus afloramientos se aproximan a los bordes, observándose que los megacristales presentan más bien relación lineal y no lateral.

Se trata de albitas de «echignier» de reemplazo de megacristales de ortosa en el dominio de estabilidad de la clorita. Cuando ésta desaparece, los megacristales son de microclina y no están reemplazados.

Estas rocas están caracterizadas por presentar una matriz de grano medio, esquistosa, constituida por cuarzo y plagioclasa y unos megacristales de hasta 1/1,5/8 cm. de albita y cuarzo. Frecuentemente en los fenocristales feldespáticos, que dan resaltes (Ollito de Sapo para los nativos) según formas que van desde la subredondeada a la ovoide y rara vez de contorno subpoligonal, se aprecian maclas de Karlsbad, si bien los cristales simples no suelen abundar. A veces éstos son idiomorfos, en la mayoría de los casos suelen estar muy deformados, presentando reducidas sombras de presión. Los cristales de cuarzo suelen presentar un ligero color azulado-violáceo, pudiendo llegar hasta 4-8 cm. de longitud, si bien es raro, ya que el tamaño más frecuente es de unos 8 mm.

La foliación, definida por las micas, así como por minerales orientados (al menos dimensionalmente), se deforma visiblemente frente a los fenocristales de cuarzo y plagioclasa, que tienen tendencia al desarrollo de formas cuadrangulares.

La mayor extensión aparece en la franja Puentes de García Rodríguez-Rebordocho y sobre todo al S. de esa zona.

2.1.1.2 **Facies medias. Esencialmente esquistos porfiroides (PC ξ)**

Este conjunto forma la mayor parte de los afloramientos de la serie Ollito de Sapo s.s. en la Hoja. Su diferencia fundamental respecto del grupo anterior es la no aparición de megacristales. Los constituyen esquistos o neises, plagioclásicos o porfiroides, destacándose cristales azulados violáceos de cuarzo. Son rocas verdosas en las que se destaca una matriz fina de aspecto esquistoso, formada por granos subredondeados o globulares de cuarzo, clorita y ovoides dispersos de cuarzo y plagioclasa de hasta 3-5 mm.

Suelen formar las zonas intermedias en las manchas cartografiadas, efectuándose contactos directos incluso con las series paleozoicas, en aquellos puntos en que faltan la facies finas (PCw), realizándose a través de franjas de cuarzo-esquistos, cuarcitas, o bien incluso directamente con las filitas (O_{12}^2).

2.1.1.3 **Facies finas. Metagrauvascas (PCw)**

Sus afloramientos se sitúan preferentemente en los flancos de la mancha de la serie Ollito de Sapo de Puentes de García Rodríguez-Rebordocho,

con mejor desarrollo en el flanco occidental, en donde llega a alcanzar unos 150-300 m. de extensión. En la mancha de los alrededores de Momán (borde SE. del mapa) estas facies finas aparecen interdentadas con las facies medias, siendo prácticamente imposible cartografiarlas. No han sido vistas en la franja Caaveiro-Monfero.

A simple vista se trata de metareniscas feldespáticas de pronunciado color verdoso, de composición trivial, siendo posible diferenciar una matriz como en las otras rocas anteriores, constituidas por elementos micáceos principalmente y pequeños cristales (2-4 mm.) de feldespato y cuarzo.

Sus afloramientos no son muy continuos, experimentando cambios notables en su espesor, llegando incluso a desaparecer. El paso a las filitas (O_{12}^1) se realiza normalmente por medio de franjas de unos 20-30 m., en el que son frecuentes las intercalaciones de unos niveles en otros, existiendo zonas en las que el paso es progresivo hacia el muro de la secuencia pelítica ordovícica (afloramiento de Valcobo, al S. de la Hoja), formada por cuarzoesquistos con metarcosas (posibles facies removilizadas de los materiales basales).

2.1.1.4 Conclusiones sobre la serie Olo de Sapo s. s.

Una vez descritas las tres facies principales y vistas sus diferencias litológicas, su petrografía (que se verá en apartado 3.1.1.1), así como los resultados de los estudios realizados por diversos autores, entre los que destacan I. PARGA PONDAL et. al. (1964), R. CAPDEVILA (1968), A. FERRAGNE (1972) y MARTINEZ GARCIA (1973), se puede admitir que son rocas de problemática clasificación, relacionadas indudablemente con ortorocas preordovícicas, que bien pudieran ser de origen ígneo (graníticas o volcánicas). La mayor parte de los autores están de acuerdo en admitir la presencia de rocas volcánicas ácidas, difíciles por otra parte de diferenciar por métodos de estudio tradicional, al ser afectada su comparación y estructura por una fuerte tectónica, que desarrolla un metamorfismo progresivo, con el máximo desarrollo de las isogradas en las zonas de ubicación de la serie Olo de Sapo s. s. (caso que nos ocupa).

En la Hoja de Puentedeume podemos afirmar que es de edad anteordovícica. Ahora bien, si examinamos la variabilidad litológica y su disposición geométrica en zonas de amplias estructuras anticlinoriales, podemos admitir que posiblemente existan diferenciaciones estratigráficas. Evidentemente las facies de grano fino (PCw) se podrían situar perfectamente como pertenecientes a la base del Ordovícico Inferior, correspondiente a una removilización de las otras facies. La edad de las facies (PC ζ) y (PC ξ) nos parece más compleja de dilucidar, ya que el principal problema a resolver es de tipo petrogenético. No obstante, se puede admitir una edad Precámbrico Superior y muy dudosa al Cámbrico (?).

Finalmente se reseña el hecho de que en ningún momento queremos generalizar la edad de estas «complejas formaciones», puesto que es evidente la existencia de variadas formaciones de acusadas analogías y que deberían ser estudiadas dentro de su contexto geológico y en modo alguno ser extrapoladas.

2.1.2 ORDOVICICO

En contacto directo con la serie Olló de Sapo s.s. aparecen series eminentemente pelíticas, constituidas fundamentalmente por filitas, en cuyo muro se sitúan cuarzoesquistos, metaarcosas o bien cuarcitas, que se suelen apoyar, bien sobre las facies finas (PCw) de Olló de Sapo o sobre las facies medias (PC ξ). Generalmente aparecen ligados a los materiales detríticos basales, estando localizados preferentemente en la región de Momán y en la zona oriental del anticlinal de Puentes de García Rodríguez-Rebordachao, así como en las inmediaciones de Valcobo (S. de la Hoja). Todo ello puede interpretarse como área de posible emersión en tiempos pre-ordovícicos.

La sucesión litoestratigráfica detallada del Ordovícico comienza por facies detríticas basales (γ) (O_{12}^1) y culmina con las filitas (O_{2-3}) del Ordovícico Medio-Superior, siendo de extensión constante, si bien hacia el occidente manifiesta acusada disminución en su potencia.

2.1.2.1 Ordovícico Inferior. Arenig (O_{12}^1 , $O_{12}^1 \gamma$, O_{12}^2 , γ)

De muro a techo la sucesión tipo es la siguiente: Cuarcita feldespática (γ), o bien cuarzoesquistos feldespáticos, según espesor de 0-15 m. Estos tramos están bien desarrollados en los flancos de las estructuras mayores, en los que se encuentra el Olló de Sapo s.s., y sobre todo en sus flancos occidentales. La roca de grano fino guarda perfectamente las estructuras sedimentarias, siendo posible identificar inequívocamente el muro de los estratos, bien por estratificación cruzada o por huellas de carga algo deformadas. Se trata de cuarcitas blancas, compactas, desarrolladas lenticularmente. Es muy frecuente ver pasos laterales a cuarzoesquistos e incluso a metareniscas feldespáticas (metarcosas).

Suprayacentes quedan filitas negras del (O_{12}^1) en un espesor estimado de unos 700 m., con intercalaciones de cuarcitas ($O_{12}^1 \gamma$) en lenticiones de 0,5-30 m.

Morfológicamente se destacan del resto de las formaciones e incluso de las cuarcitas suprayacentes (O_{12}^2), con las que pueden confundirse en una primera interpretación fotogeológica.

Textualmente las filitas van desde pizarras filíticas a esquistos filíticos.

Los térmicos más filíticos están constituidos exclusivamente por un agregado de clorita y moscovita, con patente esquistosidad. Las más ricas en cuarzo pueden presentar meso a microniveles cuarcíticos replegados. Asimismo, filoncillos de cuarzo de poco espesor se infiltran a favor de planos de fisibilidad.

Dado que son términos pelíticos, es posible reconocer perfectamente los efectos tectónicos desarrollados en la zona.

Se ha podido reconocer la presencia de dos tipos de esquistosidad de una crenulación tardía, resultando excepcionalmente visibles en los dominios de las finas alternancias de cuarcita y filita.

Las zonas de mayor presencia de $(O_{12}^1\gamma)$ se sitúan al O. del anticlinal Caaveiro-Monfero, manifestándose por alternancias de filitas y cuarcitas bastante impuras, con gran proporción de plagioclasa (detrítica) y moscovita. Son de grano fino y color muy claro. Debido a la no excesiva cantidad del componente cuarzo no son muy compactas, por lo cual no dan altos resaltes.

Progresivamente y en tránsito normal sin señales de «hiatos sedimentarios» se llega a 50-250 m. de alternancias de cuarzoesquistos y cuarcitas (O_{12}^2) . Estos materiales, a veces masivos, de color blanco-rojizo y frecuentemente en bancos rítmicos de 20-40 m., están compuestos de cuarzo, plagioclasa y micas, siendo excepcionales los afloramientos constituidos por granos de cuarzo exclusivamente.

Conservan las estructuras sedimentarias originales, tales como huellas de carga y estratificación cruzada. Las formas estructurales definidas por esta formación permiten reconocer la intensidad tectónica a que fue sometida la zona.

Al E. de Teixedelos se han recogido huellas de *Scolithus Dufrenoy* (datación del Dr. GOMEZ NOGUEROLES), así como en otros puntos de la misma franja cuarcítica, datación que nos permite situar estas rocas como de edad Arenig. W. RIEMER (1963) cita *Cruziana Rugosa* (determinación de SEILACHER) en cuarcitas que hacemos equivalentes a la cuarcita armoricana, si bien su facies no sea tan característica.

Conclusión.—Todos los grupos litológicos anteriormente descritos pertenecen al Ordovícico Inferior, Arenigiense, y están formados por alternancias de pelitas y cuarcitas, con desarrollo excepcional de éstas hacia el techo. La datación de las rocas infrayacentes al grupo (γ) fue realizada por P. MATTE (1968), al encontrar en los términos basales *Cruziana Eurcifera*, D'ORB, etcétera, en la región de Sanabria.

2.1.2.2 Ordovícico Medio y Superior. Llandeilo (O_{2-3})

Corona el sistema Ordovícico una formación monótona de filitas negras, a veces de tonos azulados, cuyo espesor se estima entre los 20-700 m.

El tránsito de los materiales detríticos del Arenigiense a éstos es frecuentemente a través de abundantes caolinizaciones, producto de alteración parcial del feldespato de las cuarcitas.

Se aprecian dos subdivisiones claras dentro de este conjunto. Una inferior, constituida fundamentalmente por filitas a esquistos de ligero color rosado o salmón («lie-de-vin»), bastante micáceas, y la superior, formada por filitas negras o azuladas con intercalaciones ferruginosas y alguna de tipo silíceo (areniscas cuarcíticas) fundamentalmente a techo de la formación (alrededor de Ar, al E. de Goente).

Hacia el O. del dominio de la serie Ollo de Sapo existe una disminución acusada de estas facies filíticas, presentándose exclusivamente los términos asalmonados, según espesor de 20 m. aproximadamente.

No se ha encontrado fauna que haga posible la datación de estos materiales, mas por correlación con estudios en regiones próximas, las consideramos equivalentes a los estudios de *Synhomalonotus* (Ordovícico Medio).

No se excluye la posibilidad de que los términos más silíceos (incluso filitas con plagioclasa) puedan representar facies detríticas del Caradoc. Nos faltan criterios seguros para hacer tal afirmación, y esperamos que en estudios de Hojas vecinas se pueda llegar a conclusiones más seguras. Por tanto, pensamos que estas filitas puedan incluir el Ordovícico Medio y Superior.

2.1.3 SILURICO (S, S ξ v, Sw, Ss, S γ , ρ)

La edad de los materiales pertenecientes al Silúrico se hace por correlación con áreas vecinas, ya que no se han encontrado Graptolites que permitan datar con seguridad tal sistema. Las rocas silúricas son muy variadas, y ha sido diferenciada una serie de términos litológicos que se distingue de los materiales subyacentes por presentar variabilidad de facies litológicas, oscilando de sus potencias y difíciles correlaciones litoestratigráficas, con notables pasos laterales de facies, criterios que junto a la ausencia de términos superiores de la formación O₂₋₃ nos sirvieron para marcar una posible discordancia.

Dentro del ámbito de la Hoja es difícil precisar las correlaciones existentes, puesto que los bancos de litología diferente se acuñan rápidamente y son de extensión irregular. Tomando una transversal E.-O., ortogonal a las estructuras desarrolladas, se presentan dos facies diferentes. En la región oriental, de mayor extensión, se tiene la serie tipo Pedreiro, presentando de muro a techo una secuencia compleja, constituida por bancos de variado espesor de cuarzoesquistos verdosos, regularmente estratificados y esquistos a filitas (S) con intercalaciones de bancos ampelíticos (S ξ v) de espesor métrico. Suprayacentes quedan metagrauvas (Sw) y samita y areniscas conglomeráticas (Ss) en bancos de 1 a 20 cm., de expresión lentejonar y

de unos 20-60 m. de espesor. Las grauvacas (Sw) son rocas verdes, bastante deleznales, irregularmente estratificadas y de grano medio a fino. Las areniscas conglomeráticas (Ss) son rocas de grano medio, de estratificación mejor definida, y experimentan grandes variaciones litológicas que oscilan desde cuarzoesquistos silíceos a esquistos plagioclásicos, pasando por metareniscas arcóicas.

Culmina esta formación de dominio detrítico con 30-60 m. de secuencia cuarcítica (S γ), a muro de la cual pudieran situarse posibles niveles volcánicos-ácidos conglomeráticos, formados por sericitoesquistos a cuarzoesquistos con «ovoides» de cuarzo en una matriz sericítica. Las cuarcitas (S γ) comienzan por finas alternancias centimétricas de neto plano de estratificación, que progresivamente aumenta en espesor, tornándose entonces insensiblemente en rocas masivas. Cartográficamente dan lomas-cuevas. Son cuarcitas de grano fino, compactas, con algún banco intercalado de arenas sueltas, de grano medio, de color blanco a negro (esporádicamente). Están constituidas por agregados de cuarzo, con «vetas recristalizadas» blanquecinas y con escasas pajuelas de moscovita. A techo de estos niveles y entre esquistos grisáceos oscuros y cuarzoesquistos que constituyen el techo de la serie tipo Pedreiro, aparecen «intercalaciones» de metariolitas (ρ) con espesor de 5-10 m. Sus rocas macizas de aspecto porfídico y matriz oscura (gris-verdoso), cuyas características se reseñan en el apartado 3 (Petrología).

En la zona occidental aparece un Silúrico más reducido, según la serie tipo Cernada, formado por cuarzoesquistos y esquistos verdosos (S) con gran desarrollo de los niveles de ampelitas (Sv), que en estos casos se suelen acompañar de liditas o niveles (Ss) de gran heterogeneidad.

Es pues en este dominio donde aparecen con mayor profusión los términos grafitosos, existiendo al menos dos niveles claramente definidos de 8-15 y 2-5 m. respectivamente. No aparecen los niveles detríticos (ρ) ni (Sw) de la zona oriental.

Como se comentaba anteriormente, no se ha hallado fauna que haga posible una datación exacta, y la consideramos de edad silúrica, indiferenciada, por su posición geométrica en un núcleo de un sinclinal y por estar sobre las filitas del Ordovícico.

En regiones próximas, CAPDEVILA (1968), en la Hoja de Villalba (07-05), se han encontrado en ampelitas graptolites, que clasificados posteriormente dan edad Llandovery Superior a Ludlow Inferior. Por otra parte, P. MATTE (1968), según determinación de S. WILLEFERT, cita en la región de Cabo Ortegal, cerca del contacto con el Precámbrico, algunas graptolites en liditas, pertenecientes a la base del Llandovery Superior. Por tanto, estos terrenos silúricos de la Hoja de Puente deume probablemente pertenezcan a un Silúrico Inferior alto de amplio desarrollo.

Conclusiones.—Es una serie con base eminentemente clástica, apoyada por discordancia supuesta sedimentaria (disimulada por deformaciones hercínicas) sobre materiales Ordovícicos (probablemente Ordovícico Medio-Superior), que culminan en esquistos y cuarzoesquistos con intercalaciones de riolitas, ampelitas y lilitas.

2.2 DOMINIO DE LA SERIE DE ORDENES s. s.

Bajo esta denominación (de la escuela de Leiden y anteriormente de PARGA PONDAL) se reconoce a una serie de materiales que forman una banda al O. de la Hoja. Normalmente aparecen alterados en superficie, siendo frecuente la presencia de suelos de hasta 1,5 m. de potencia.

Está formada por esquistos a cuarzoesquistos, siendo la mejor denominación «esquistos silíceos», al ser la proporción del cuarzo superior al resto de los minerales que constituyen la roca.

La foliación presenta dirección NON.SSO., coincidiendo con la dirección generalizada del contacto y de la mancha, presentan esporádicamente repliegues.

El borde oriental contacta mecánicamente con rocas básicas antihercínicas ($M_y^b \otimes^1$ normalmente metagabros), que al intruir dejaron restos de la serie (S-PC) en forma de una pequeña guirnalda al E., que se extiende desde el S. de Junqueira (238,6-992,8) al O. de Doroña (239,5-984).

En un corte E.-O. se pueden diferenciar varios tipos litológicos de difícil expresión cartográfica, ya que las diferencias fundamentales radican en la mayor o menor proporción de cuarzo y micas. En primer término aparecen 250-300 m. de cuarzoesquistos plagioclásicos con niveles milimétricos más ricos en cuarzo y mica. Son rocas de color gris claro, compactas y con desarrollo de ciertos micropliegues, bien definidos por la diferente competencia del material. Las estructuras sedimentarias aparecen borradas y únicamente se observa una foliación muy apretada.

A continuación se presentan 800-1.000 m. de esquistos. Son rocas verdes a grises claros, con presencia acusada de granate (de pequeñas dimensiones) y óxidos de Fe. Son estas facies las más deleznable de la serie de Ordenes, y por tanto, en donde existen mayores recubrimientos.

Finalmente se presentan 200-250 m. de cuarzoesquistos a esquistos plagioclásicos, de grano fino-medio, experimentándose al O. un aumento tanto en la granulometría como en los bancos alternantes. Presentan cuarzo y plagioclasa como minerales principales observables a simple vista, con moscovita y biotita, ésta de orientación variable. Al conservar las estructuras sedimentarias, tales como estratificación graduada, huellas de carga («load castas»), etc., se permiten identificar de las series, deduciéndose que está al E.

Intercalados en las partes superiores afloran «lentejas» de cuarcita grafitosa (γ) muy continuas, de dirección prácticamente N.-S. y cuarzoanfíbolitas (ϵA).

Las cuarcitas (γ) constituyen bandas de variables dimensiones y de espesor máximo 15-18 m., en playa Almieiras (235,5-989,6).

Son rocas oscuras, de grano fino con fajitas blancas más cuarzosas, observándose difícilmente el plano de estratificación, a menos que se trate de las alineaciones de niveles grafitosos que aparecen con frecuencia contenidos en los microlitos de la esquistosidad. No se han observado restos de microorganismo (acritarcos, esporomorfos), ni creemos puedan existir, debido a la excesiva suturación que presenta la fábrica de cuarzo. Las intercalaciones de cuarzoanfíbolitas (ϵA) suelen ser frecuentes, en bandas centimétricas normalmente interrumpidas, dando formas de «boudins» o bien constituyendo los flancos estirados y rotos de mesopliegues. Aparecen a simple vista granates y anfíboles, bien alineados o en haces dispersos.

Conclusión.—Aunque el estudio estratigráfico detallado de la serie de Ordenes es muy delicado, por la existencia del metamorfismo y de pliegues hercínicos desarrollados, se puede constatar la existencia de una serie sedimentaria eminentemente detrítica, constituida por pelitas y samitas en secuencia rítmica. La existencia de una amplia área de la serie de Ordenes afectada por bajo metamorfismo (isograda de biotita) en la Hoja de La Coruña, permite observar más claramente criterios residuales de plagioclasas detríticas y de conglomerados formados eminentemente por clastos de leucogranito gráfico (eminentemente), así como por la presencia de episodios samíticos con buen desarrollo de los planos de estratificación y de excesiva variación granulométrica, nos hablan de series rítmicas depositadas en superficies no muy lejanas al área madre, con moderada velocidad y seguramente en medios de gran densidad. Se trata de una serie flysch, como indica la presencia de una sedimentación graduada y la ausencia de estratificación cruzada, así como de huellas de desecación.

La edad PC-S de la serie es asignada provisionalmente por resultar ser azoica hasta el momento y estar desligada del resto de los materiales de la Hoja por una gran falla fosilizada por rocas básicas y graníticas prehercínicas. Se pueden establecer tres hipótesis sobre su cronología.

- a) Serie paleozoica, de edad Silúrica. Los materiales silúricos del dominio de la serie Ollo de Sapo no presentan semejanzas acusadas; por lo tanto, habría que añadir la idea de corresponder a dominios sedimentarios diferentes. Los niveles de cuarcita grafitosa (γ) son los únicos tramos que podrían ser comunes. Ahora bien, su existencia no es criterio definitivo, al conocerse en la «serie negra», R. VEGAS (1968), de edad precámbrica, niveles semejantes.

- b) Series paleozoicas comprensivas del Ordovícico y Silúrico que presumiblemente hubieran experimentado cambios laterales de facies. Pensamos que difícilmente en tan reducidas extensiones se pueden verificar cambios tan bruscos en la sedimentación.
- c) La serie de Ordenes se ha comparado con frecuencia (PARGA PONDAL y Escuela de Leiden) al complejo esquistograuváquico de Portugal, de edad cámbrica y posiblemente precámbrica, por ser una serie rítmica esencialmente cuarzo-pelítica y por tener niveles anfibólico-granatíferos y conglomerados. Ahora bien, en dicho complejo no hay niveles grafitosos y los conglomerados son más frecuentes, estando compuestos principalmente de cantos de cuarzo-cuarcita, a veces con liditas. Por todo ello probablemente no se trate de la misma serie.
- d) Serie precámbrica. Su posición encajaría con otros sedimentos de Galicia occidental, fundamentalmente con los de Cabo Ortegal. Esto no es en absoluto evidente, pues los metasedimentos del Cabo Ortegal no tienen cuarcitas negras y los lentejones básicos eclogíticos de estos metasedimentos (neises de Chimparra y Cariño) no existen en la serie de Ordenes. Podrían ser equivalentes a los materiales de la «serie negra» y a la parte superior del Precámbrico del Domo de Lugo, aunque los neises calcomagnesianos con anfíbol y granate no parecen semejantes en las dos micas. (Véase Hoja de Puentes de García Rodríguez.)

2.3 Terciario (T_{cl}^{Bc})

Agradecemos la gentileza de ENDESA al facilitarnos datos referentes a sus explotaciones, y especialmente a J. M. CABAL, geólogo de la misma.

Los materiales terciarios se ubican en la cuenca de Puentes de García Rodríguez, que se encuentra al nordeste de la Hoja, en un valle subsidiario del río Eume.

Superficialmente de forma rectangular, tiene una longitud de 7,5-8 por 2,5-3 km. de ancho, formando una sola unidad, si bien en profundidad se ha comprobado la existencia de dos subcuencas subcirculares, definidas a la altura del afloramiento de cuarcitas ($O_{12}^2\gamma$) con 300 m. de máxima profundidad en el seno occidental (información personal de J. M. CABAL).

Los afloramientos han sido descubiertos por la cota existente en las proximidades del pueblo de Portorroibo, que ha permitido observar los 65 m. del techo de la formación. De los restantes metros tenemos datos exhaustivos para creer que la cuenca sigue homogéneamente, en alternancias arcillas-lignitos, hasta los últimos metros finales, ocupados por arcillas blancas, verdosas o rojizas y conglomerados.

En resumen, la cuenca terciaria está formada por:

- a) *Tramos basales*.—140 m. de conglomerados y arcillas versicolores.
- b) *Términos finales de lutitas arenosas*.—Las alternancias adaptan por lo general la forma de un sinforma asimétrico de gran radio de curvatura, con predominio de los buzamientos al Norte.

Frecuentemente se presentan pliegues de adaptación E.-O. en pequeñas y medianas fracturas normales, cuyo salto es el N., así como un desarrollo de una tectónica diferencial entre los lechos de carbón y arcilla, fenómeno que puede dar lugar a grandes problemas geotécnicos en las futuras explotaciones.

Datación.—Es evidente que los datos obtenidos en este trabajo resulten ser los comprendidos en los últimos 60 m. de la formación. Ahora bien, en sondeos previos a la ocupación de la cuenca por ENDESA se tiene la evidencia de que, en los tramos basales de arcillas versicolores, encontraron Hidrobias y algún otro fósil perteneciente al Aquitaniense?

No se dispone de datos concisos de los términos medios, en donde se supone la existencia del Mioceno Medio?, y sí en cambio de los últimos tramos, merced al trabajo de J. MEDUS (1965), el cual, mediante un estudio palinológico, llega a situar la existencia del Tortonense-Pontense.

Considera J. MEDUS (1965) diferentes «grupos vegetales» de semejante ecología que participan en la formación del yacimiento, admitiendo una zonación de naturaleza edafológica, definida por factores locales pedogenéticos y geomorfológicos. J. MENENDEZ AMOR encuentra en muestras recogidas durante la realización de este trabajo los siguientes frutos: *Scirpus* sp.; *Brasenia purpurea*, MINCHX; *Euryale*; cf. *lissa*, REIDI; *Potamogeton crispus*, LINNEO; *Magnolia Kobus* D. C.; *Epilobium* sp.; *Silene* sp.; *Eriophorum Vaginatum*; *Nymphaea* sp.; *Polygonium* cf.; *Anfibium*, LINNEO, y *Stratoites* sp. En cuanto al polen se refiere se ha encontrado fundamentalmente en la base de los paquetes «A», así como a lo largo de la secuencia litológica establecida: *Tricolporopollenites cingulun oviformes*; (*Castanea Typus*) *Pityosporitas microalatus* (*Pinus apoxilón*) tipo B; *Pollenites plicatus Tricolporopollenites*, R. POT; *Tricolporopollenites Brühlensis* (THOMS) y *Tricolporopollenites pseudocungulum* (RHUS).

Conclusión.—Todo ello parece corresponder, pues, a una flora propia del Terciario Superior; pero, sin embargo, los frutos pertenecen en su mayoría al Plioceno-Pleistoceno, cuestión que nos plantea el posible tránsito del Mioceno Superior al Plioceno-Pleistoceno para los materiales superiores.

Las curvas granulométricas de los bancos detríticos intercalados en los términos finales de la formación terciaria (muestras recogidas en la cerámica El Carmen) son muy semejantes, y en general presentan buena selección (al 5 por 100 del concentrado está comprendido entre 2-10 mm., y el

85-90 por 100 entre 0,05-2 mm.) y buena redondez. Estas samitas están constituidas por granos de cuarzo y cuarcita (fundamentalmente), fragmentos de pizarra (en escasa proporción) y por feldespatos y micas. Estos caracteres, secuela de una procedencia no muy lejana, más el buen grado de madurez (región F. J. PETTIJOHN, 1957) y posiblemente la buena velocidad de transporte (dada la ausencia de materiales mezclados), testimonian probablemente el carácter fluvial generalizado, en contraposición al medio palustre en que se desarrollan los términos subyacentes.

2.4 CUATERNARIO (Q, QAL)

Ocupa dos manchas en la región oriental de la Hoja, siendo la de la cuenca de Puentes de García Rodríguez la de más amplia representación. Se pueden diferenciar dos grupos o tramos: Q, representa el recubrimiento generalizado de la cuenca terciaria y está formado por mantos detríticos, con mezcla de material heterogéneo (arcillas, gravas mal cementadas y restos de suelo, procedentes de la remoción del substratum). Infrayacente, aparece un manto de 2-7 mm. de cuarcíticas, con bloques y bolos de cuarzo y cuarcita de grandes dimensiones (50-80 cm. de diámetro mayor) con matriz areno-arcillo-limosa rojiza.

QAL representa fundamentalmente aluviales abandonados y los lechos de crecida actual.

No se ha representado la marisma que ocupa la ría de Ares, extendida entre Puente deume-Cabarías-Outeiro.

3 PETROLOGIA

3.1 ROCAS METAMORFICAS

Para la mejor comprensión petrológica de la Hoja subdividimos este apartado de acuerdo con los dos dominios característicos.

3.1.1 DOMINIO DEL OLLO DE SAPO

Las rocas pertenecen a las diversas series cronoestratigráficas establecidas. Destacan en este dominio las rocas del Olló de Sapo s.s. Su petrografía está condicionada a sus correspondientes facies y al grado metamórfico desarrollado.

3.1.1.1 Olló de Sapo s. s.

Las facies finas presentan normalmente cuarzo, moscovita, clorita y plagioclasa como minerales esenciales, y turmalina, circón, esfena y feldespato potásico como accesorios. Muy esporádicamente se presenta granate. Los

fenoblastos de plagioclasa, que se presentan maclados polisintéticamente y en damero, con algunos planos de fractura rellenos de cuarzo. Otros cuarzos de bordes difusos en la mesostasis, siendo patente una acusada extinción ondulante. A techo de éstos aparecen diferenciaciones que consisten en rocas análogas texturalmente, pero carentes de albíta.

Las facies medias (PC ξ) se caracterizan por presentar la textura típica de esta formación con fenocristales de plagioclasa (albíta) y de cuarzo con carácter precinemático a la esquistosidad desarrollada. Los primeros son en estos niveles superficiales albíticos, monominerales o en agregados glomeroporfídicos, maclados polisintéticamente y en damero, ligeramente sericitizados, con numerosas inclusiones micáceas. Los fenocristales de cuarzo, con acusada extensión ondulante, que no falta en los de la mesostasis, con fisuras rellenas por ésta, a veces incluye láminas de micas orientadas paralelamente a los bordes del cristal. La mesostasis esquistosa está constituida por cuarzo, pequeñas plagioclasas aparentemente análogas a los fenocristales, biotita, moscovita y clorita en los niveles de la zona de biotita. Como accesorios: circón frecuentemente, a veces subautomorfo, bipiramidado, apatito, turmalina, epidota y esfena. Son frecuentes los pequeños diques cortantes de feldespato potásico.

En la zona de la estaurolita no hay clorita, y el feldespato potásico aparece como microclina en bordes de plagioclasa preferentemente, los fenocristales, maclados Karlsbad, están constituidos por agregados de albíta maclada polisintéticamente y en damero, con numerosas inclusiones de micas, cuarzo y a veces de feldespato potásico, son análogas a las de tamaño más reducido. Cuando aparecen fenocristales las rocas son similares, con la única diferencia del tamaño de los cristales albíticos.

En la zona de la estaurolita se presenta estable el feldespato potásico como microclina, muy relacionado con la plagioclasa (maclada polisintéticamente), constituyendo los ápices en torno a la segunda, en formas xenoblásticas, corroídos por el cuarzo. El circón se suele presentar en cristales bipiramidados.

3.1.1.2 Series paleozoicas

A continuación se describe ligeramente el grupo de rocas pertenecientes a las diferentes cronoestratigrafías establecidas.

Ordovícico

Dentro de este sistema aparecen bandas de grupos litológicos variables, que en concreto son cuarcitas y filitas.

Los diferentes grupos de cuarcitas presentan análogas características, siendo la composición más frecuente la de cuarzo, moscovita, feldespato

potásico, plagioclasa, circón, apatito, epidota, clorita y opacos. Dominante el cuarzo, que forma más del 60 por 100 del total de la roca. Presentan texturas en mosaico, siendo el grado de recristalización del componente silíceo mayor que el feldespático, con débiles orientaciones en las moscovitas y sericitas. Abunda la plagioclasa sobre el feldespato potásico y ambos deforman la esquistosidad (S_1).

Los materiales del O_{12} y O_2+O_3 son esencialmente pelíticos, que de acuerdo con el grado metamórfico desarrollado dan filitas con frecuente cloritoide y grafito con opacos a esquistos, con abundantes elementos micáceos, clorita, moscovita, biotita, proporción variable de cuarzo y con cloritoide, granate, estaurólita y escasa andalucita. En algunas muestras proporción de epidota. Como accesorios, proporciones variables de apatito, circón, opacos y turmalina frecuente.

Silúrico

Dentro de los variables grupos litológicos de predominio silíceo se destacan bandas de areniscas y cuarcitas (Ss, S). Son rocas cuyo único elemento micáceo son las moscovitas, claramente orientadas, que determinan en la roca una serie de planos discontinuos, asimilables a la esquistosidad (S_1), que en ocasiones aparece también bien definida por aplastamiento de granos de cuarzo. En proporción variable aparecen opacos, circones y turmalinas subredondeadas. En las areniscas (Ss) existe una heterometría marcada, dada por cristales mayores de cuarzo con acusada extinción ondulante, sobre un agregado de grano más fino de cuarzo y sericita. Los esquistos (S) suelen presentar cuarzo, plagioclasa (albita), con planos de macla deformados, moscovita y a veces incipiente biotita con turmalina, circón y opacos como accesorios. Las metaríolitas se componen de cuarzo, albita, moscovita y clorita como elementos esenciales, y circón con apatito y opacos como accesorios. Los cristales de albita maclados en damero están muy fracturados. Los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión y acusada extinción ondulante. Las metagrauvacas (Sw) están formadas por cuarzo, plagioclasa (sericitizada), moscovita, clorita y biotita, con circón por accesorios fundamentalmente. Destacan cristales, generalmente monocristalinos de cuarzo y plagioclasa aunque más escasos, también el cuarzo en agregados. El cuarzo aparece elongado en la dirección de la esquistosidad con sombras de presión.

3.1.2 DOMINIO DE LA SERIE ORDENES

Metamórficamente las rocas de la serie Ordenes hay que definir las como cuarzoesquistos biotíticos con o sin andalucita, estaurólita y granate con franjas de cuarcita negra (lídita) y de cuarzoanfíbolita. La moscovita

se presenta en menor proporción que la biotita, pero intercreciendo con ella.

El cuarzo suele aparecer formando un mosaico junto a la plagioclasa, en la que se incluye, y alargado según sentido de la esquistosidad principal; pueden aparecer fenoblastos de biotita con inclusiones de cuarzo alargados según sus planos de exfoliación, transversas a la esquistosidad que las rodea y en ocasiones con sombras de presión. Con análoga disposición aparecen incluidas en las andalucitas; se trata posiblemente de biotitas precinemáticas.

Además de definir las estructuras orientadas de la roca, puede aparecer en fenoblastos que se disponen sobre la esquistosidad, por lo que se interpreta de cristalización sin a post-tectónica 2, igual que ciertas cloritas.

La estaurólita aparece normalmente en pequeños cristales xenomorfs fracturados, con inclusiones de cuarzo, de intenso pleocroísmo y siempre incluidos en moscovita.

El granate, bastante generalizado en la zona oriental de la serie de Ordenes, aparece habitualmente como en pequeñas porciones xenomorfas, fracturadas, oxidadas y esporádicamente incluido en andalucita. Parcialmente reabsorbidos y alineados a lo largo de planos de biotita que se deforman y con ligera sombra de presión. Esta disposición apoya que sean de una cristalización precinemática. Además, aparecen otros creciendo sobre las biotitas, con numerosas inclusiones de opacos en atolón, desarrollando caras idiomorfas sobre las micas y esqueléticas en los microlitos cuarzosos. Probablemente son de cristalización tardía y en conclusión rápidas y de inestabilidad.

La andalucita aparece en fenoblastos prismáticos alargados con la esquistosidad, con numerosas inclusiones poiquilíticas de cuarzo y biotita alineadas con la esquistosidad, e incluso de granate. Láminas de biotita se observan también cruzadas en andalucita.

Las cuarzo-anfibolitas (A) son rocas verdes, de textura granonematoblástica, siendo los anfíboles y biotita quienes definen foliación. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa (sericita) y actinolita parcialmente cloritizada como minerales esenciales, y biotita, apatito, epidota, circón, granate (a veces ausente) y esfena.

Normalmente el cuarzo y la plagioclasa están presentes en composiciones equivalentes de un 20-30 por 100 y forman un agregado granoblástico con haces dispersos de actinolita.

La plagioclasa aparece bastante sericitizada y en agregados con el cuarzo que suele presentar contornos suturados y extinción ondulante.

La biotita aparece junto a la actinolita en láminas aisladas con inclusiones de cuarzo sin orientación constante.

El granate es esporádico, esponjoso, con numerosas inclusiones de cuarzo subredondeado.

3.2 ROCAS PLUTONICAS

En este apartado se diferencian dos grupos principales:

- Rocas graníticas (s.l.), variando en edad y textura.
- Rocas básicas, normalmente metamorizadas.

3.2.1 ROCAS GRANITICAS

Comprenden toda una serie de diferenciaciones graníticas, agrupadas de acuerdo a criterios petrográficos y a las fases tectónicas hercínicas desarrolladas en la Hoja.

3.2.1.1 Rocas graníticas pre a sinfase 1

Se describen a continuación rocas graníticas, que de acuerdo a sus caracteres macro o mesoestructurales (dependientes de las deformaciones sufridas), son «neises leucocráticos» y glandulares, y localmente neises miloníticos.

Sus características indican que se trata de «ortorocas» presumiblemente antehercínicas, si bien algunos grupos pudieran representar las facies juveniles hercínicas, especialmente deformadas, por situarse en una zona de fracturas de amplio desarrollo.

Se ha verificado la existencia de dos tendencias generalizadas: una alcalina muy diferenciada (con granate) y otra calcoalcalina con diferenciaciones más básicas (facies tonalíticas).

3.2.1.1.1 *Ortoneis leucocrático, granatífero* $\left(\frac{h}{N\gamma} 1\right)$

Forman sus afloramientos una banda de dirección submeridiana que se extiende desde el E. de Fene al N. de la Hoja, hasta las inmediaciones del río Mondariz (al O. de Villamateo).

De colores claros, grano medio a fino, de dos micas y granate, con tendencia al desarrollo de b-alineación. Aparecen texturas variables, puesto que esporádicamente son facies bandeadas, en donde la microclina y el cuarzo se disponen en bandas alternantes, paralelas a la orientación definida por las escasas biotitas. Otras veces son texturas granoblásticas a lepidoblásticas, en donde la microclina y la biotita definen la foliación.

Suelen ser diferenciables de los granitos claramente hercínicos (grupo de granitos de interfase 1-2 a tardifase 2), pero no de las facies mesoglandulares, ya que ambas presentan estructuras deformativas análogas, siendo el predominio de biotita sobre la moscovita y el porcentaje de plagioclasa sobre el feldespato potásico el criterio que ha servido para diferenciarlas.

Sus estructuras lineales se mantienen a lo largo de los afloramientos, coincidiendo en general con la NON.-SOS., claramente hercínica. Estas estructuras han debido ser reflejo de la deformación; pero pensamos que debió influir en parte el carácter original de la roca. En principio se puede pensar en diferenciaciones holocristalinas de grano fino de granitos de tendencia alcalina, posiblemente antehercínicos.

Sus composiciones oscilan entre el campo de leucogranitos a leucadamellitas, con cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (oligoclase-andesina), biotita parcialmente cloritizada y moscovita como minerales esenciales, con granate, circón y opacos como accesorios.

La microclina maclada Karlsbad, rara vez peritítica xenoblástica, suele estar muy relacionada con la plagioclasa e incluye cuarzo y plagioclasa. Las plagioclasas macladas y ligeramente zonadas presentan abundantes mirmequitas e inclusiones de microclina. El cuarzo de forma irregular, en cristales acintados con extinción ondulante. El granate es escaso y presenta formas subredondeadas.

3.2.1.1.2 *Ortoneis mesoglandular* $(_{\text{NO}}\gamma^1)$

Se extiende en franjas alargadas de dirección NOS.-SOS., acompañada de otras menores, tipo lenguas o rodajas. Su ubicación corresponde a la zona de separación del dominio de la serie Ollo de Sapo con la de la serie de Ordenes. La mayor extensión se sitúa en contacto directo con la serie silúrica.

Presentan marcadas estructuras de deformación en todos los dominios reconocidos, existiendo localmente zonas de estructuras miloníticas, así como de orientación de flujo. Aquéllas son reconocidas por la mayor heterometría de los granos, mayor redondez de los porfidoclastos, fundamentalmente microclina y plagioclasa, y por un generalizado oscurecimiento de la roca.

Composicionalmente se encuentran dentro del campo de los granitos a las granodioritas de dos micas, con mayor predominio de la moscovita, en placas sobre la biotita. Macroscópicamente presentan estructuras neísicas, con porfidoclastos de feldespato potásico (microclina) y plagioclasa (oligoclase) de hasta 30 mm., y una matriz de grano medio intensamente granulada y muy orientada, constituida por cuarzo, moscovita, biotita y clorita.

Los contactos con los esquistos del Silúrico son claramente intrusivos, existiendo una veintena de metros en donde son frecuentes las venas graníticas y los enclaves metamórficos «capa a capa». En diversos mapas existentes se expresa mecánicamente este contacto, expresión que bien pudiera representar una falla normal con posterioridad al contacto ortonéis-esquisto. Su existencia por una mayor cataclasis en los elementos constituyentes ha sido constatada.

Los contactos con las rocas básicas son problemáticos, dadas las similitudes estructurales.

No obstante parece existir cierta interrelación al presentarse cuerpos mayores aboudinados dentro de su masa. Microscópicamente se caracterizan por presentar texturas blastoporfídicas con mayor o menor grado de milonitización. Sus componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico (microclina), oligoclasa (An 26), moscovita y biotita, con circón, apatito, y menos frecuentemente, esfena, epidota, allanita esporádica y opacos como accesorios. La microclina está en cristales o en porfidoclastos subredondeados, generalmente maclados (Karlsbad), con inclusiones a veces orientadas de plagioclasa, con la que se suele interdentar. La plagioclasa en blastocristales o porfidoclastos está maclada polisintéticamente con zonación ligera de núcleos en parches y zona marginal más regular. Presenta cierta antipertización, rodea a los cristales de feldespato potásico, en cuyo caso incluye cuarzo en gotas y presenta abundantes mirmequitas. El cuarzo aparece formando parte de la mesostasis, intensamente granulado y con extinción ondulante. La moscovita, en pequeños fenoblastos deformados, define la foliación, al igual que la biotita; ésta, pleocroica de amarillo pálido a marrón negro, a veces con inclusiones de cuarzo y normalmente muy cloritizada.

La deformación más evidente se manifiesta por trituración intensa del cuarzo y las micas, así como de las plagioclasas y de la microclina, que además aparece constituyendo sombras de presión de plagioclasa. Por otra parte, existen planos de macla curvados, rodeados por una matriz de grano fino milonítica, llegando a aparecer cuarzoes acintados.

Existen facies diferenciables a escala de afloramientos, constituidas por rocas de aspecto milonítico que de modo alguno se pueden expresar cartográficamente. Especialmente interesante en la cantera (241-993), en donde se observa perfectamente una banda de 1-2 m. de facies milonítica. Sus características petrográficas son bastante semejantes a las descritas anteriormente, observándose excepcionalmente bandeados subparalelos a los planos de foliación.

Un débil metamorfismo se ha desarrollado en contacto con los esquistos silúricos, definidos por una blastesis de moscovita deformada posteriormente.

3.2.1.1.3 *Facies tonalíticas* (b_{sg}^1)

Diferenciados del conjunto anterior (b_{sg}^1) y especialmente en sus bordes, aparecen pequeñas cuñas de tonalitas con o sin anfíbol. Aparecen en gran proporción en contacto con las rocas anfibolíticas εA del NE. de Villamateo; resultando francamente difícil efectuar diferenciaciones. El paso de unas a otras se realiza por desaparición de blastos de plagioclasa y por la ausen-

cia del feldespato potásico. Son rocas neísicas oscuras, de matriz de grano medio fino, de textura nematoblástica a lepidogranoporfidoblástica.

Se componen de plagioclasa (oligoclasa-andesina) An 30-32, cuarzo, biotita, anfíbol (hornblenda) 2V $\alpha=76-72$ como minerales principales y circón, apatito y opacos como accesorios. La plagioclasa aparece en fenoblastos y agregados glomero-porfídicos maclados, zonados y muy fracturados, rodeados por la foliación que definen el anfíbol y la biotita, a los que excepcionalmente incluye presentando esporádicamente sombras de presión. El feldespato potásico (ortosa) es escaso y a veces ausente. La biotita y el anfíbol, muy relacionados, formándose la primera a partir del segundo. El circón, idiomorfo, abunda notablemente, presentándose bipiramidado.

En las facies donde el anfíbol está ausente presenta análoga composición, más moscovita como accesorio.

Conclusiones.—Toda la secuencia presenta marcada tendencia calcoalcalina, con diferenciaciones básicas (tonalitas), que se llegan a interdentar con las rocas, anfíbolíticas (ϵA), tal como ya H. KONING (1966) expresara.

En general presentan ciertas coincidencias con las «facies comunes deformadas» de las granodioritas precoces, de R. CAPDEVILA (1968), del macizo de P. DE PARGA, en donde readmiten facies transformadas en ortoneises, por la 2.ª fase de P. MATTE (1968). No obstante, creemos en la posibilidad de que puedan pertenecer a granitos (s.l.) antehercínicos.

Si bien no se podrá resolver hasta no disponer de medidas radiométricas que en futuras Hojas pensamos realizar.

3.2.1.2 Rocas graníticas interfase 1-2 a tardifase 2

Agrupamos dentro de este grupo a una amplia serie de dos micas de tendencia alcalina, que indudablemente debió estar ligada al metamorfismo regional existente a sus procesos anatéticos.

Se alojan en zonas intermedias, entre la serie de Ordenes y en dominio de la serie de Olla de Sapo. Incluyen términos de distinto grado de deformación, desde los heterogéneos intensamente filonitizados, a aquellos caracteres de manifestaciones cataclásticas que muestran ligera orientación fluidal (en fenocristales idiomorfos de feldespato y en micas). Entre ambos existen todos los tipos intermedios.

3.2.1.2.1 *Facies granítica muy deformada* ($\begin{matrix} b \\ \gamma^2 \end{matrix}$)

Aparecen en una banda de dirección NON-SES. cuya anchura media es de 1,5 km. Afloran preferentemente en el dominio septentrional, prolongándose fuera de la Hoja. Una pequeña apófisis aparece en la región meridional, con alargamiento subparalelo a la primera, que pudiera representar una

porción conectada con ella. Son rocas de color claro, de grano medio-fino, en las que destacan pequeños agregados subredondeados de cuarzo. Los contactos con las rocas encajantes suelen ser netos y a gran escala concordantes, tanto cuando se relacionan con la familia de granitos neisificados como cuando lo hacen con las rocas básicas. Incluidos se hallan pequeños enclaves métricos de rocas metamórficas de estructuras paralelas entre sí y con la de las rocas metamórficas, desligados de los metasedimentos encajantes, que dan carácter heterogéneo al conjunto. Presentan estructuras planares, creadas por la 2.ª fase de deformación hercínica, y localmente está afectado por filonitizaciones tardías (fases 3-4). Con frecuencia se han observado, tanto en los bordes como en el interior del afloramiento, nidos pegmatíticos de límites difusos, probablemente originados en procesos de diferenciación.

Microscópicamente aparecen con textura milonítica y se componen de cuarzo, feldespatos potásico (microclina), plagioclasa (oligoclasa), moscovita y biotita como minerales esenciales, y apatito, circón y rutilo como accesorios.

Todos los minerales están intensamente granulados, excepto algunos porfiroclastos de microclina indentada con cuarzo y plagioclasa.

La microclina (maclado en enrejado) de contorno irregular aparece rodeada por plagioclasa, siendo frecuentemente zonadas e incluyen mirmequitas. La moscovita aparece en grandes láminas deformadas, marcan la foliación, encontrándose en las plagioclasas alineadas en los planos estructurales del cristal. Parece derivar en parte de la biotita. El cuarzo, intersticial, se presenta parcialmente suturado y con extinción ondulante. En algunos minerales, principalmente plagioclasa y moscovita, se observan perfectamente las deformaciones posteriores tipo «Kink».

3.2.1.2.2 *Facies graníticas poco deformadas* $(\gamma_3^b)^2$

Están localizados en la región meridional de la Hoja, formando sus afloramientos suaves lomas con grandes berrocales y en formas de alteración en bolas. Son rocas de color claro, de estructuras claramente granulares (equi a inequigranulares), algo orientadas en feldespatos y micas (biotita) fundamentalmente y con placas de moscovita discordante. Varían en el tamaño de grano, oscilando entre tamaños de grano medio a grueso, a veces (borde occidental de la mancha, desde Villamateo a las inmediaciones de Hombre) se presentan los cristales de feldespatos potásico en gran desarrollo. Superior al del grano de la roca, siendo muy difícil establecer las distintas facies por obstaculizarse con la exuberante vegetación desarrollada. Los contactos varían de acuerdo con el encajante, ya que mientras es neto y constante con la mayoría de las rocas, es difuso y gradual con las facies «muy deformadas». Particularmente interesante es la zona del E.

de Espeldoña, en donde se presentan enclaves de rocas graníticas replegadas por la 2.ª fase de deformación, así como las inmediaciones de Veiga y Villalba, en donde representan enclaves métricos a decamétricos de rocas básicas.

Como minerales esenciales aparecen: cuarzo, microclina, plagioclasa (oligoclasa), moscovita y biotita, y como accesorios: circón y apatito.

La microclina y plagioclasa (maclada polisintéticamente y con débil zonado) están relacionadas, presentándose en la plagioclasa mirmequitas y numerosas inclusiones de micas. El feldespato potásico, normalmente en fenocristales maclados según Karlsbad, también suele aparecer en cristales xenomorfos entrecrecidos con plagioclasa. Las micas muy relacionadas se presentan en láminas aisladas, con crecimientos simplectíticos de cuarzo y moscovita. Excepcionalmente aparecen biotitas curvadas. El cuarzo, intersticial, en granos con bordes saturados y de moderada extinción ondulante.

En aquella facies en que la orientación viene dada por la alineación grosera, minerales sin tectonización aparente, se suelen encontrar cristales prismáticos de microclina (maclada Karlsbad) de hasta 2 cm. de longitud.

3.2.1.2.3 *Facies pegmatitas* $\left(\begin{smallmatrix} b \\ xz \end{smallmatrix} \gamma^a \right)$

Se presentan en manchas aisladas de pequeñas dimensiones y en relación con cualquier tipo de material granítico, tanto de la serie alcalina como de la calcoalcalina. Merecen mención las apófisis del Castillo de Andrade (239,5-985,5) y los de los alrededores de Riero (239,8-983). Otras de menor importancia aparecen dentro del grupo de granitos neisificados. Normalmente presentan estructuras orientadas, oscilando el grado de deformación, si bien las estructuras no orientadas son manifiestas. A simple vista y a escala de afloramiento es frecuente distinguir pasos insensibles entre aplitas y pegmatitas. Siendo difícil expresarlo cartográficamente, de ahí que adoptemos nomenclaturas de la Escuela de Leiden para denominar ambos conjuntos.

Al microscopio, estas rocas se presentan con texturas granudas, heterogranulares, panalotriomorfas, son de grano medio-fino y presentan orientación ligera. Se componen de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), microclina y moscovita como minerales esenciales, y biotita y granate como accesorios. La plagioclasa (xenomorfa) está maclada polisintéticamente, algunas con los planos curvados y a veces con inclusiones de cuarzo. La microclina, en un 20 por 100 del total de la roca, aparece en placas xenomorfas intersticiales. El predominio de la moscovita sobre la biotita es ostensible, apareciendo esta última cloritizada. El granate, xenomorfo, aparece fracturado y con inclusiones de cuarzo, índice de cristalización tardía, típico en rocas aplíticas, según M. BIZOUARD (1970).

Conclusión.—Como resumen de lo dicho para el grupo de rocas graníti-

cas de interfase 1-2 a tardifase 2-1 se tiene que corresponde a un conjunto de granitos de dos micas de la serie alcalina, R. CAPDEVILA y P. FLOOR (1970), se caracterizan por la gran heterogeneidad del tamaño de los granos, por pertenecer a cuerpos irregulares, normalmente alargados, en dirección paralela a las estructuras de 2.^a fase y presentar esquistosadas, así como por un ligero predominio del porcentaje de la moscovita sobre la biotita.

Su colocación, facilitada por los esfuerzos dinámicos causantes de la 2.^a fase, ha debido ser posterior al máximo apogeo del metamorfismo regional, ya que corta las isogradas.

3.2.1.3 Rocas graníticas postfase 2 ($c_{23}Y^2$)

Incluimos en este apartado el macizo de Forgoselos (P. CAPDEVILA, 1968). Aflora en la mitad septentrional de la Hoja, según forma de un macizo circunscrito. Son rocas graníticas, algo porfiroides, de color claro, de grado medio-grueso, regularmente sin estructuras orientadas. Y con formas externas de erosión en bolos, con un «lern» rico en arenas silíceas. Presentan agregados de cuarzo subredondeados y cristales de feldespato potásico generalmente maclado Karlsbad, con tamaños de hasta 3-4 cm. de longitud. Son abundantes las micas, connidos biotíticos y con grandes desarrollos de moscovita. Hacia los bordes del macizo, hacia el O. de Nieves y en las proximidades de la ribera del Eume, se observa orientación grosera, definida por feldespatos y micas.

Su homogeneidad es continua, observándose diferenciaciones bien de granito fino-rosado en bordes o de aplitas y pegmatitas, que suelen llevar mineralizaciones en sulfuros. Son patentes las zonas de granito cataclástico, especialmente relacionadas con filonizaciones tardías (fase 3-4). Aparecen diseminadas manchas de restos metamórficos sin asimilar, tanto de cuarcitas (O_{12}^2Y) como de filitas y esquistos de O_{2-3} y probablemente del Silúrico en la región septentrional. Presenta contactos claramente cortantes con los metasedimentos encajantes. Al distorsionar estructuras de 2.^a fase, su colocación es claramente postfase?, siendo además posterior al próximo del metamorfismo regional al crear una aureola de contacto.

Petrográficamente se diferencian las facies normales de las de borde y de las cataclásticas. En las primeras se presentan con texturas holocristalinas, heterogranulares, panalotriomorfos, con microclina, plagioclasa (oligoclasa) An 12-14, cuarzo, biotita y moscovita como minerales esenciales, y apatito, circón, rutilo, sillimanita muy esporádica y opacos como accesorios. La microclina en fenocristales, con maclas de dos individuos tipo Karlsbad, incluye plagioclasas con zona marginal albitica, micas y pertitas, que en algunos cristales se disponen zonalmente maclados en continuidad, con plagioclasas xenomorfas también incluidas, lo cual sugiere una transformación de plagioclasas en microclinas. La plagioclasa está maclada poli-

sintéticamente en zonado regular, con poca variación en composición, incluyendo micas y prismas de sillimanita que pasan a moscovita. Algunos algo indentados en numerosas inclusiones alineal, y con ligera extinción ondulante.

La biotita y moscovita en láminas aisladas, a veces entrecrecidas, presentándose láminas deformadas en acordeón y moscovita en cristales palmeados con cuarzo.

En los bordes aparecen facies de texturas holocristalinas de grano fino, con microclinas en placas de variadas dimensiones, xenomorfas interdentadas, con cuarzo, al que incluye en cristales en gotas. La plagioclasa ligeramente zonada aparece con los bordes corroídos. En las facies cataclásticas aparece la biotita muy cloritizada y los fenocristales de cuarzo y plagioclasas son afectados por fracturas rellenas de material procedente de la matriz, con planos de macla curvados.

3.2.2 ROCAS BASICAS ANTEHERCINICAS

3.2.2.1 Metabasitas (metagabros?) ($M_y^b \Theta^1$)

Afloran según una extensa franja submeridiana, cortejada por pequeñas apófosis laterales. Se presenta gran variedad textural, existiendo tipos francamente deformados y otros normalmente al N. de la mancha, de menor deformación. Del mismo modo se ha observado presencia de términos con granate que invariablemente se suelen presentar en gran profusión. Todas ellas presentan caracteres estructurales y composiciones similares, aunque varía la proporción relativa entre plagioclasa y anfíbol.

A continuación se describen los diferentes grupos petrográficos existentes.

El tipo más frecuente es el constituido por fenocristales de plagioclasa, subredondeados, rodeados totalmente por la esquistosidad definida por los anfíboles y en ocasiones son sombras de presión de cuarzo, aunque pueden mantenerse plagioclasas prismáticas con orientación variable, conservando en este caso la roca de manera imperfecta una textura palinséptica de tipo gabroidea.

El maclado es abundante, a veces complejo, siendo frecuente el tipo de periclina y con zonados mal definidos (hasta An 45), aparecen parcialmente sausrinizados y albitizados.

El cuarzo es variable. Los planos de macla están generalmente curvados. El anfíbol es tipo hornblenda ($2V \alpha=70-74$, $\alpha Z=15-17$) con pleocroísmo verde-marrón, a veces con zonado irregular.

Rara vez aparecen fenoblastos con núcleos o anillos de pleocroísmo marrón. Se asocia generalmente anfíbol incoloro de tipo Cummingtonita ($2V \alpha=88 \times \gamma 2=16$), que puede aparecer en continuidad óptica con la hornblenda en agregados de pequeños prismas de orientación variable, for-

mando el núcleo de los fenoblastos, y en cristales aislados o cruzados respecto a la esquistosidad. Es frecuente el apatito en grandes secciones idiomorfas, a veces incluido en plagioclasas, anfíbol y también intensamente fracturado, así como opacos xenomorfos orientados y estirados. Rara vez se presentan cristales de clinozoisitas, esfenas y carbonatos secundarios. La biotita en proporciones variables, a partir y orientada con el anfíbol.

Hay rocas de este tipo que presentan granate xenomorfo en proporciones razonables, intensamente fracturado y oxidado, a veces con estructura en atolón dispuesto a lo largo de los planos de esquistosidad. Puede tener inclusiones idiomorfas de apatito y transforma a plagioclasa, biotita y clorita, esta última rellenando grietas.

Hacia el núcleo de la mancha principal aparecen rocas de texturas gruesas según dos tipos fundamentales. Una, constituida exclusivamente por plagioclasa y anfíbol. La primera en prismas subautomorfos alargados, de orientación variable, con los planos de macla ligeramente curvados, estando bien definidas las zonaciones. El anfíbol, de ligero pleocroísmo verdoso, se desarrolla en grandes láminas, sensiblemente orientadas, con núcleos y evoluciones de anfíbol incoloro (cummingtonita?). El conjunto tiene clara estructura gabroidea residual.

El segundo tipo, con menos del 10 por 100 de elementos máficos, de aspecto pegmatoide, está constituido por un agregado de cristales de plagioclasa en mosaico sin orientación preferente, si bien presenta síntomas evidentes de deformación. El cuarzo puede ser accesorio e intersticial, o bien abundante, desarrollando estructuras pegmatíticas con la plagioclasa, en cuyo caso también se presenta granate.

Los elementos máficos son anfíboles con abundantes inclusiones de opacos intersticiales y esfena y opacos xenomorfos.

3.2.2.2 **Metaperidotitas (M σ)**

Las metaperidotitas aparecen como pequeñas inclusiones dentro del conjunto de rocas metabásicas y son afectadas, por tanto, por las mismas deformaciones.

Están serpentinizadas en distinto grado o a veces de manera total. Presentan texturas fecoidales en una matriz serpentino-clorítica, estando este último mineral en fenoblastos tardíos con abundantes agregados radiales de opacos alargados.

El olivino (2V=86-88; FO 88) se presenta en cristales agrietados y serpentinizados. Las porciones frescas presentan extinción ondulante y en ocasiones lamelas de deformación. Están parcialmente rodeadas por agregados de anfíbol incoloro de tipo probable tremolita-actinolita (2V=84; γ -Z=18), asimismo afectados por la deformación y retromorfoseados a clorita. Puede aparecer una biotita rojiza como mineral de neoformación.

3.2.2.3 Anfibolitas macizas y diques

Aparecen en gran profusión al O. de la Hoja, así como al NE. de Villamateo. Es difícil ver sus relaciones con las rocas encajantes, ya que normalmente presentan esquistosidad (S) definida por anfíboles y biotita. Cuando se observan cortes —acantilados de playa— verticales, se presentan sus relaciones estructurales, manifestándose cortantes. Son de grano fino, presentan orientación muy bien definida por abundantes prismas de anfíbol, de color verde pálido, ligeramente pleocroicos de tipo actinolita, que se disponen en roseta o en agregados radiales dentro de los planos de esquistosidad. Los microllitos leucocráticos están constituidos por pequeños fenoblastos de plagioclasa rara vez maclada, con numerosas inclusiones de anfíbol y por cristales de cuarzo. Se desarrollan láminas de biotita con un intenso pleocroismo de incoloro a marrón rojizo, bien paralelas a los planos de esquistosidad desarrollados en relación con el anfíbol y en láminas intersticiales de orientación variable.

Son abundantes los opacos de formas subredondeadas alineadas con los planos de esquistosidad.

3.3 DIQUES

Se han diferenciado dos tipos de diques, atendiendo a tendencias ácidas o básicas.

3.3.1 DIQUES ACIDOS (FO, q)

Corresponden a diques métricos de pórfido granítico alcalino FO y de cuarzo (q). Los diques de cuarzo aparecen según dos direcciones fundamentales, la NEE.-SOO. y la NOO.-SES. Ambas coinciden con direcciones de fractura de amplia repercusión en la Hoja. Los pórfidos (FO) son frecuentes en la zona situada al SO. de Puente deume, en las proximidades al Pico del Breamo (235,6-986,5). Son rocas de color claro, deleznales por su grado elevado de alteración, presentando texturas holocristalinas, porfídicas, con intercrecimientos gráficos en la matriz. Se componen de cuarzo, plagioclasa (sericita), feldespato potásico, moscovita, biotita con clorita y opacos diseminados.

La plagioclasa no presenta ligera zonación y un maclado imperfecto. El cuarzo, en cristales idiomorfos, y la moscovita están presentes en grandes placas alteradas.

3.3.2 DIQUES BASICOS $\left(\begin{smallmatrix} b \\ c \\ e \end{smallmatrix} \right)^3$

Sus afloramientos constituyen dos reducidas manchas de direcciones E.-O.

Se sitúan al S. del Cerro Castro (239-990) y en las inmediaciones de Valcobo (248,2-979). Son rocas compactas que se alteran en bolos y son de color verde oscuro. Se componen de plagioclasa (labrador), piroxeno (anfíbol) y clorita como minerales esenciales, y feldespato potásico, esfena y opacos como accesorios. La plagioclasa aparece en prismas idiomorfos, maclados y zonados, con los intersticios ocupados por piroxenos rosados, que se transforman en anfíbol. Como productos tardíos de alteración aparecen cloritas y feldespato potásico.

Las texturas diabásicas no deformadas, así como la dirección generalizada E.-O. en sus afloramientos, nos indican que su colocación ha sido realizada en una fase distensiva ortogonal a los esfuerzos máximos desarrollados (véase diagrama de mesoestructuras).

3.4 CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

Se presenta el desarrollo de un metamorfismo regional al que se superpone en los entornos de las masas graníticas un metamorfismo de contacto.

3.4.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional de la Hoja de Puente deume presenta un desarrollo progresivo dentro de límites reducidos desde la facies de esquistos verdes que ocupan el mayor desarrollo superficial dentro de la Hoja, al comienzo de las anfíbolitas almandínicas, dado por la aparición de estaurólita.

De igual manera que antes se han establecido dos dominios de acuerdo con los caracteres litológicos, se establecen desde el punto de vista metamórfico pequeñas diferencias que aconsejan descripción independiente para cada uno de ellos.

Para el dominio oriental la sucesión de minerales índice es la siguiente: clorita-cloritoide-biotita-almandino-estaurólita-andalucita.

La intensidad metamórfica progresa hacia el centro y sur de la Hoja, apareciendo la estaurólita en una estrecha faja de dirección N.-S. interrumpida por el «stock» de Forgoselos (Fig. 1).

Las paragénesis más frecuentes observadas son las siguientes:

- 1 q z + mosc. + clor. ± alb.
- 2 q z + mosc. + clor. + cloritoi.
- 3 q z + mosc. + clor. + biot. ± alb.
- 4 q z + mosc. + biot. + almand.
- 5 q z + mosc. + clor. + cloritoi.
- 6 q z + mosc. + estaur. + cloritoi.
- 7 q z + mosc. + niot. + estaur. ± almand.
- 8 q z + mosc. + biot. + estaur. ± andalu.
- 9 q z + mosc. + biot. + plagioc. + feldespato pot.

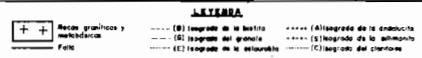
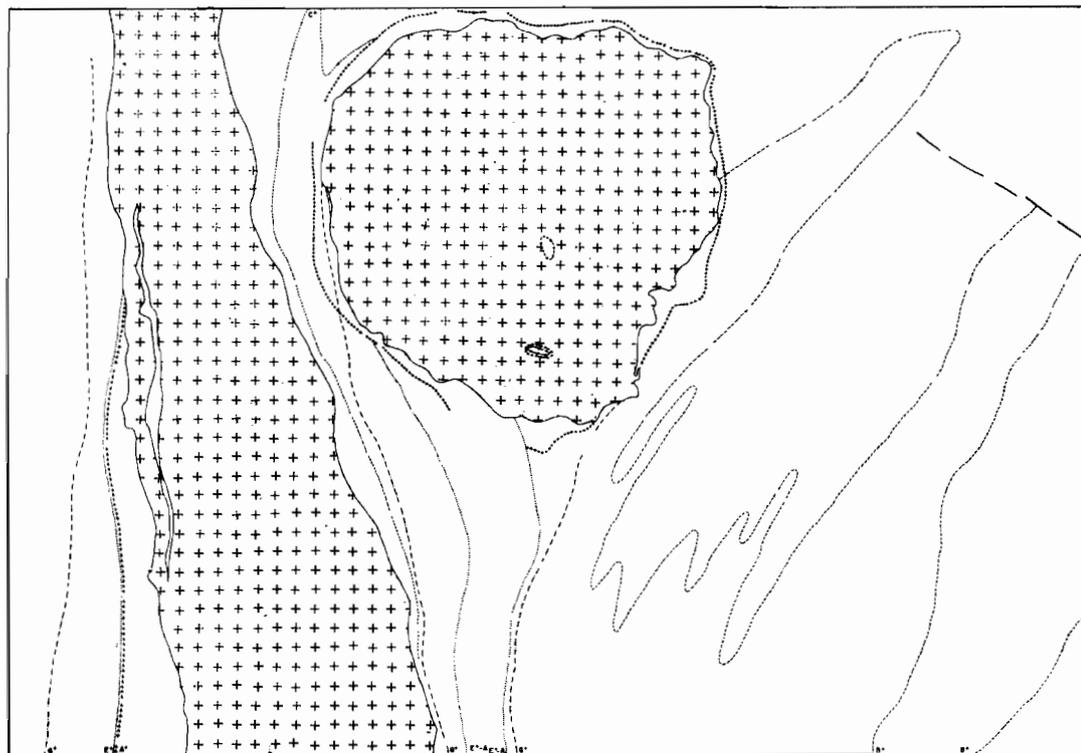


Fig. 1.—Desarrollo de las isogradas de la Hoja de Puentedeume.

Siguiendo a WINKLER (1967) nos encontraríamos que:

Las paragénesis 1-2 pertenecen a las facies-esquistos verdes, subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita. La 3 pertenece a la subfacies cuarzo-albita-epidota. La 4 paragénesis pertenece a cuarzo-albita-epidota-almandino. A partir de las paragénesis, en donde se desarrolla estauroлита (6.) pertenecen a las facies de anfibolitas almandínicas, subfacies estauroлита-almandino o al estudio medio WINKLER (1970). Las paragénesis 9 exclusivamente en serie Ollo de Sapo s.s. Estas paragénesis se ajustan en lo fundamental a la serie tipo Barrowiense descrita por WINKLER (1967). No obstante, la aparición de andalucita en estabilidad con estauroлита, indica unas condiciones más reducidas, por lo que nos enfrentamos a un tipo de metamorfismo intermedio de baja presión, sin posibilidades de especificar, dado el nivel somero de metamorfismo que alcanzan los materiales en esta Hoja.

La estauroлита hace su aparición probablemente por las reacciones: Clorita + moscovita — estauroлита + biotita + qz + H₂O; o bien: Cloritoide + qz — estauroлита + almandino + H₂O, que tiene lugar a condiciones aproximadas a 540° ± 30 y 4.000 bars (GANGULY, 1969), (HOSCHECK, 1969), que nos marcaría las condiciones termodinámicas más elevadas que han alcanzado estos materiales. Adaptamos estas reacciones como más probables, dada la ausencia de andalucita con anterioridad a la estauroлита. No obstante y como se verá después (4.3) dadas las relaciones de blastesis con las fases tectónicas, creemos que entre las dos fases 1-2 ha tenido lugar un cambio en las condiciones termodinámicas del sector, determinado por una disminución en presión, probablemente por distensión en la cadena.

En el dominio occidental, ocupado por la serie de Ordenes, existe en líneas generales el mismo esquema metamórfico que en el otro sector, con la salvedad de que el cloritoide está ausente; éste es un mineral muy determinado por la composición de la roca original (HOSCHECK, 1969), por lo que no expresa cambio en las condiciones metamórficas, si bien es frecuente la estauroлита.

El metamorfismo progresa de O. a E. Dentro del límite de la Hoja aparecen unas zonas de biotita en el nivel más somero, conservándose en pequeños espacios de clorita. La progresión de minerales es, pues, biotita, granate, estauroлита y andalucita.

Las condiciones son, por lo tanto, similares a las del dominio ya descrito.

Haciendo la salvedad de la ausencia de cloritoide y de la constancia de aparición de albita y plagioclasa, las paragénesis son igualmente aná-

logas a las del dominio occidental, salvo la frecuente aparición de la paragénesis reaccional: qz+mosc.+biot.+alm.+estau.+anda.

Teniendo en cuenta esta circunstancia y, como veremos más adelante, las relaciones texturales de las distintas fases mineralógicas entre sí, creemos que un esquema similar al citado para el otro dominio puede aceptarse en éste.

En resumen, parece probable la presencia de un metamorfismo pluri-fásico que en una 1.ª etapa ha desarrollado una secuencia de biotita-almándino-estauroлита, y en una segunda, biotita y andalucita.

3.4.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

El «stock» granítico de Forgoselos provoca en los materiales circundantes un metamorfismo de contacto representado por la aparición generalizada de quíastolita claramente postectónica.

Es en general helicítica, aunque puede mostrar una ligera distorsión de las inclusiones, así como signos ligeros de tectonización y aplastamiento, probablemente debidos a movimientos que han afectado también al «stock».

Asimismo en materiales de tipo metarcósicos de edad Silúrica, al NE. del macizo se producen texturas granoblásticas.

Cuando la roca granítica entra en contacto con materiales próximos a la zona de aparición regional de estauroлита y exclusivamente ahí, existe una intensa actividad hidrotermal que moscovitiza la quíastolita favoreciendo el crecimiento sobre ella de grandes prismas de cloritoide, maclado polisintéticamente y dispuesto en roseta, que generalmente se interrumpen fuera del agregado sericitico, aunque en contados casos existe en la mesostasis de la roca. En ocasiones aparece creciendo sobre agregados sericitico-cloríticos precinemáticos, dado que pueden aparecer residuos de estauroлита, es posible que se generen en parte a expensas de este mineral.

Así pues, llega a alcanzar la facies de las corneanas hornbléndicas.

También se generan fenoblastos de biotita, moscovita y clorita postectónicas sin orientación preferente, así como no abundante turmalinización.

En los enclaves de rocas esquistosas enclavadas en el interior del macizo, las condiciones son más elevadas debido principalmente a la mayor capacidad de difusión de la energía térmica del granito al enfrentarse a porciones reducidas de roca metamórfica, y se observan agujas de fibrolita generándose a partir de biotita probablemente, según la reacción descrita por SHELLEY (1968): Biotita+cuarzo — feldespato potásico+sillimanita+H₂O.

No existe feldespato potásico, pero estos elementos pueden entrar a formar parte de moscovita, dada la abundancia de blastos de moscovita. Hay formación de plagioclasa aparentemente análoga a las de la masa granítica cuando las porciones enclavadas son de dimensiones muy reduci-

das; así pues, a este caso se entra en el comienzo de las corneanas feldespático-cordieríticas.

Los materiales graníticos prehercínicos o hercínicos tempranos afectan a los esquistos encajantes, en una extensión centimétrica, con la formación de moscovita.

4 TECTONICA

Los grandes rasgos tectónicos que afectan a la Hoja de Puente deume parecen haberse desarrollado en época Hercínica, si bien las estructuras de deformación no han sido descubiertas. Ahora bien, si examinamos el comportamiento general, se observarán evidentes anomalías, de índole estratigráfica, tectónica y metamórfica. Las primeras se presentan al hallar rocas de edad precámbrica en contacto directo con materiales ordovícicos, así como materiales silúricos, clásticos sobre el Ordovícico Medio-Superior. Por otra parte, la ausencia de éstos al O. del dominio del Olló de Sapo nos hacen pensar en la posibilidad de ser áreas paleogeográficas diferentes, secuela de posibles movimientos cadomienses y/o sárdicos.

Tectónica y metamórficamente existen ciertas diferencias (ver apartados correspondientes) en los dominios del Olló de Sapo y de la serie Ordenes, probable consecuencia de un gran accidente tectónico pre-Hercínico o más probable postfase 1 y antifase 2.

La tectónica Hercínica está claramente establecida por F. MATTE (1968), que distingue dos fases superpuestas de plegamiento y dos de «kink band» que no desarrollan megaestructuras.

Analizaremos la tectónica de la Hoja de acuerdo con las escalas estudiadas.

4.1 MACROESTRUCTURAS

Se pueden distinguir dentro del área ocupada por la Hoja las siguientes macroestructuras, de E. a O.

- a) Anticlinorio de Momán, de dirección NE-SO., se sitúa en el extremo SE. de la Hoja. Está definido por los materiales ordovícicos (O_{12}^1) y ($O_{12}^1 \gamma$) y con los del Olló de Sapo s.s. (PC ξ) en el núcleo. Forma esta megaestructura otras menores, definidas por pliegues de tipo cilíndrico, frecuentemente presentes en cuarcitas, siendo en conjunto pliegues asimétricos e incluso volcados de vergencia E. e inmersión al N. normalmente.
- b) Sinclinorio de Coucenabeira-Rebugentos. Definido por las filitas (O_{12}^1)

según dirección NE-SO. subparalelo a la anterior. Engloba menores estructuras, difícilmente expresables. Muestran inmersiones tanto al N. como al S.

- c) Anticlinorio de Puentes de García Rodríguez-Rebordochao. Ocupado en su mayor parte por los materiales Ollo de Sapo s.s. Presenta asimetría marcada, tratándose de una estructura volcada al E. del flanco oriental invertido. Criterios de «inversión» se han observado en la estratificación cruzada, que presentan cuarcitas (γ).
- d) Sinclinorio Fraga dos Cregos-Buozamayor. Ocupa la zona central de la Hoja. En síntesis, se trata de un «sinclinal de silla», en cuyo núcleo central aparece un pequeño anticlinal, de gran desarrollo longitudinal, ocupado en las partes meridionales por las facies medidas del Ollo de Sapo. Parte de las menores estructuras están afectadas por el «stock» de Forgoselos. Presenta dirección NE-SO. a N.-S.
- e) Anticlinorio del Caaveiro-Monfero, es la estructura más occidental del dominio del Ollo de Sapo. Su núcleo está representado por facies Ollo de Sapo s.s., experimentándose variación en la dirección de los ejes, que pasan a ser NO.-SE.

Están afectadas por el «stock» de Forgoselos y experimentan curvaturas más o menos concéntricas en el borde NO. del mismo, todas estas estructuras presentan esquistosidad de plano axial, y se corresponden con la fase 2 de P. MATTE (1968).

4.2 MESOESTRUCTURAS

La existencia de las cuatro fases de deformación son manifiestas. Las tres primeras coaxiales presentan direcciones variables de NON.-SES. a ENE.-OSO.

La primera fase (F_1) puede que haya sido la de más desarrollo; está representada por mesopliegues de variada amplitud y estilo, que admiten una esquistosidad (S_1) de plano axial. En un análisis detallado de estas formas se ha observado que son pliegues cilíndricos isoclinales, con frecuentes estructuras volcadas de vergencia E. de ejes subhorizontales o muy inclinados, en las zonas de cierre de estructura de 2.ª fase, y de gran recorrido lineal. La esquistosidad S_1 (primaria) asociada a esta fase (F_1) afecta a todos los materiales metamórficos presentes en la Hoja. Se ha constatado el paralelismo de S_1 con S_0 (estratificación) en estos pliegues volcados o tumbados, exceptuando la zona de charnelas y de los flancos inversos, en donde es ligeramente oblicua.

La 2.ª fase (F_2) tiene importancia excepcional en la zona central de la Hoja. Junto a F_1 configura las complejas macroestructuras cartografiadas. Presentan pliegues cilíndricos de plano axial subvertical e inclinado al O.

N.M.

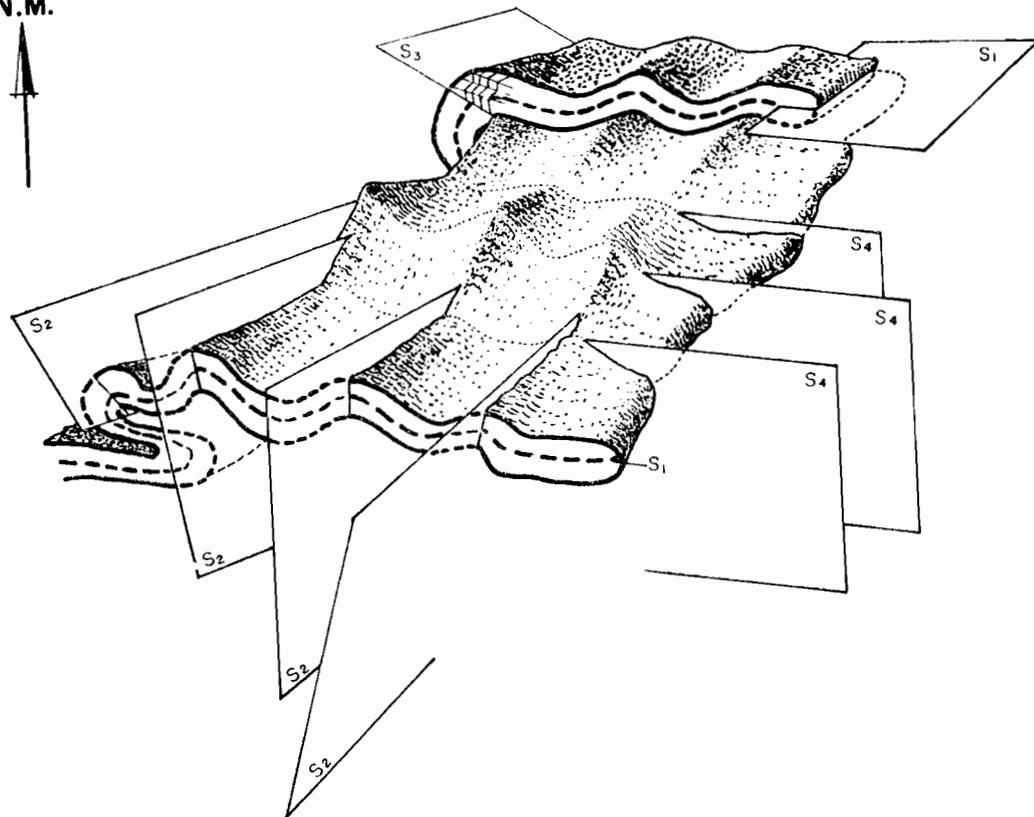


Fig. 2.—Esquema de la superposición de las cuatro fases de deformación en la Hoja de Puente deume.

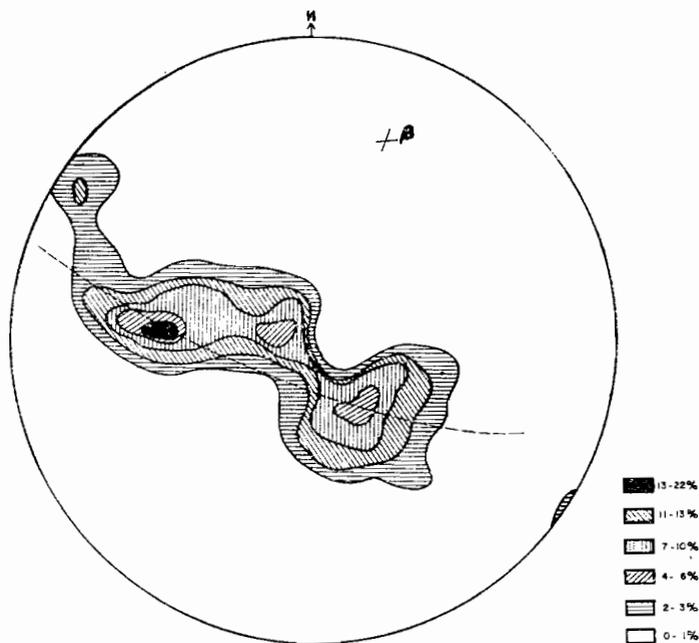


Fig. 3.—Diagrama de polos a planos S_0 (estratificación), entre Reboredos y Ferreiros (71 polos). Diagrama 1.

(vergencia E.) (diagramas 1, 4, 5), si bien es ostensible un cambio en la vergencia al O. del anticlinorio de Caaveiro-Monfero (diagrama 4), en donde claramente es al O. Esta variación estaría ligada a la presencia de una discontinuidad hoy ocupada por material granítico.

Es igualmente extensible en el dominio Ordenes, en donde forma menores estructuras. Se comprueba (diagrama 5) que igualmente la dirección de los ejes de pliegues es NNE.-SSO. y que los «plunge» de los ejes medidos son invariablemente al N.

El análisis de los diagramas obtenidos al proyectar las diversas medidas estructurales, en el hemisferio inferior de una proyección de áreas iguales, se constata que los polos de S_0 (diagramas 1, 4, 5) están distribuidos según círculo máximo desarrollado «imperfectas coronas», por lo que el plegamiento se aproxima al estilo de pliegues cilíndricos. Al mani-

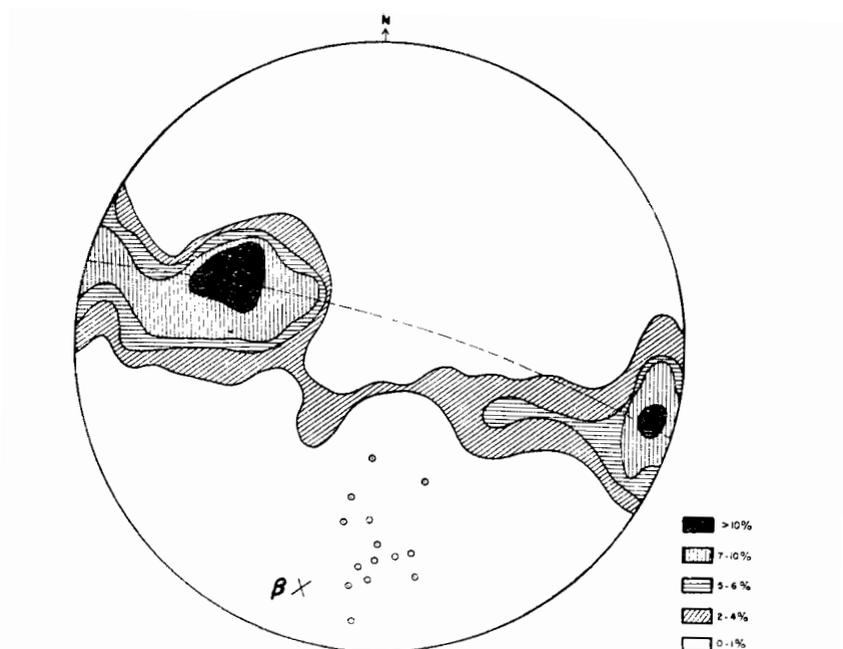


Fig. 4.—Distribución de S_0 (estratificación) en los materiales cuarcíticos del Ordovícico Inferior ($O_{12}^2\gamma$), al este de Taboada con 14 ejes $B_1^2(0)$ (58 polos).

Diagrama 4.

festar dispersión lateral de los polos S_0 en torno al círculo máximo, se expresa la existencia de dos movimientos superpuestos. Por otra parte, los «plunge» de los ejes de pliegues medidos no presentan invariablemente hundimientos al N. (diagrama 4), por lo que puede interpretarse una probable deformación.

La 3.^a deformación se localiza en bandas estrechas y casi en los bordes de los dos dominios diferenciados en la Hoja. Repliega a la S_1 y S_2 según pliegues tipo «kink-band», creando un «strain slip cleavage» incipiente, de plano axial subhorizontal, de buzamiento al E., que no modifica las macroestructuras preexistentes. Son de escala centimétrica a decimétrica.

La 4.^a deformación es sensiblemente ortogonal a las anteriores y de

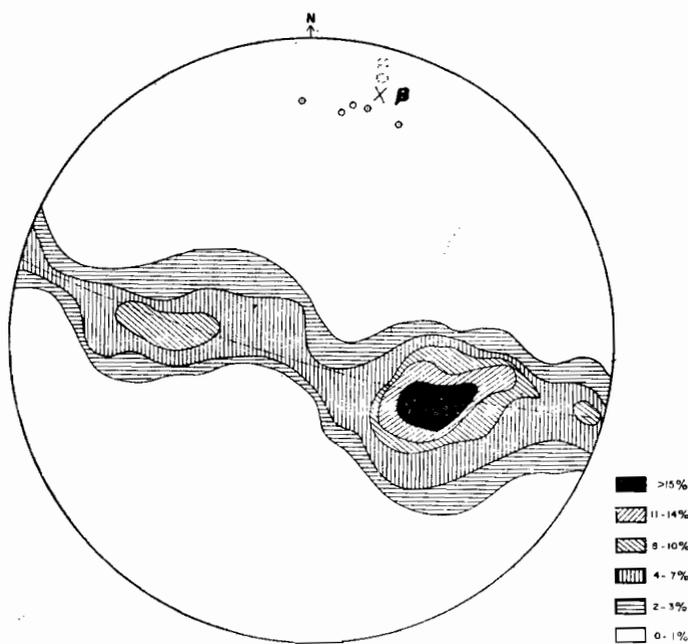


Fig. 5.—Diagrama de polos a planos S_0 en la serie de Ordenes en las proximidades de playa Almeiras con cinco ejes de pliegues (o) B_1^2 (55 polos).

Diagrama 5.

dirección NO.-SE. Se forman pliegues en V («kink folds») (con S_2 y S_1) principalmente, de plano axial subvertical, originándose roturas o flexiones de los elementos micáceos. Suelen estar desarrollados en todos los niveles diferenciados, si bien son más frecuentes en los términos incompetentes. Creemos que muchas de las formas incurvadas de las macroestructuras creadas fundamentalmente por la fase 1-2 son debidas a las flexuras experimentadas por el influjo de esta 4.ª deformación.

Según P. MATTE (1968) estos pliegues deben estar de acuerdo con fases de extensión o compresión vertical. Efectivamente, la zonación de la 3.ª deformación podría representar el rejuego normal del gran accidente que separa los dos dominios enumerados anteriormente. La 4.ª deformación estaría en

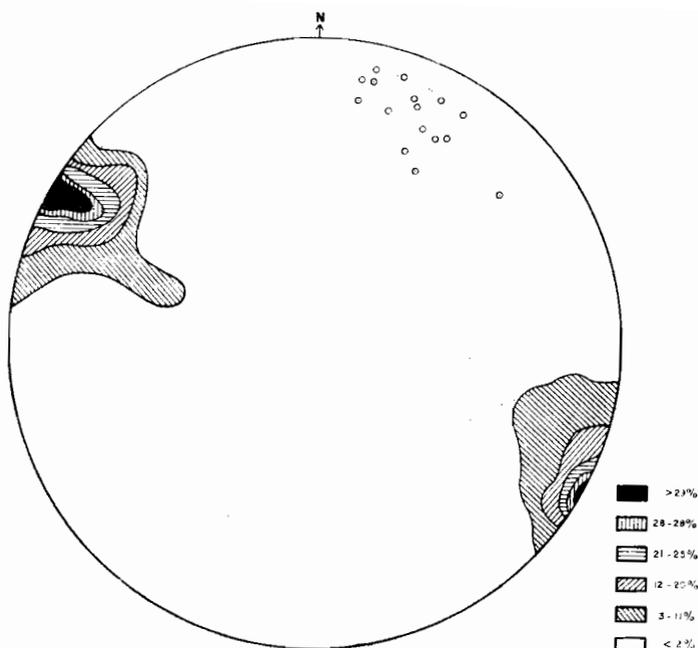


Fig. 6.—Diagrama de polos a planos S_2 (esquistosidad secundaria) con 16 ejes de pliegue (o) B_1^2 , entre Rebaredos y Ferreiros (34 polos). Diagrama 2.

relación con las fallas de dirección E.-O. a NO.-SE. de juego vertical, o al N., principalmente producidas en épocas de descompresión o distensivas.

Con anterioridad se debieron producir fallas de dirección NE.-SO., seguramente relacionadas con las etapas compresivas.

Seguramente en el ciclo alpidico son removilizadas estas fracturas, y sobre todo los NO.-SE., que configurarían cuencas tectónicas en donde se alojarían materiales terciarios. Una tectónica post-miocénica es evidente, al encontrarse el Mioceno de la cuenca de García Rodríguez suavemente inclinado y afectado por las fracturas normales de dirección E.-O.

Resumiendo: Se tiene que, existen cuatro deformaciones evidentes (ver fig. 2, bloque diagrama), dos claramente sinmetamórficas y sin esquistosar y dos tardías esquistosas. Al afectar a todos los materiales existentes en la Hoja, podemos indicar que son post-silúricas.

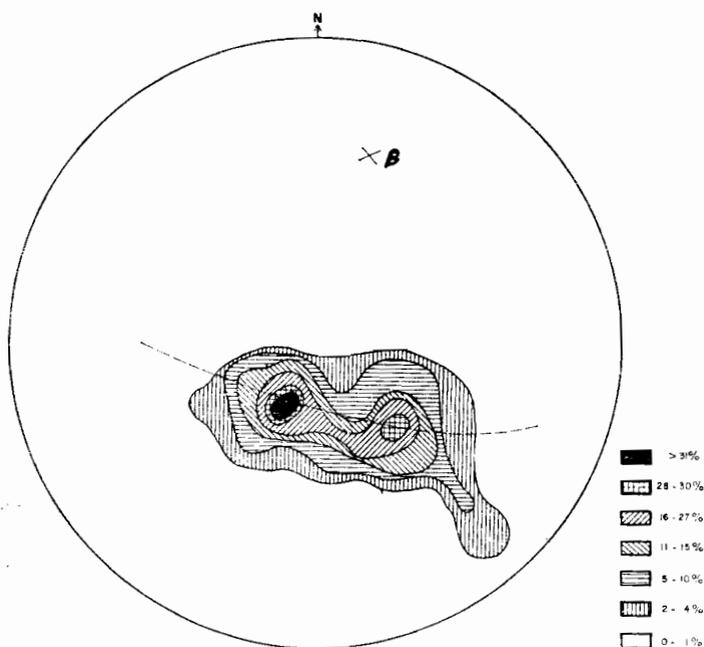


Fig. 7.—Diagrama de polos a planos S_1 (esquistosidad primaria) en el Silúrico, entre San Pedro y Piedramayor (84 polos). Diagrama 3.

4.3 RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

Se observa de manera generalizada el desarrollo de una esquistosidad de flujo (S_1) transpuesta por una segunda (S_2), con direcciones subparalelas.

Con posterioridad se genera una tercera de fractura o crenulación no muy generalizada.

Se describen a continuación las relaciones de crecimiento de las distintas fases minerales con las etapas de deformación dominio Oriental. El cloritoide que aparece en los niveles más epizonales es generalmente precinemático 2. Deforma a S_2 y se producen sombras de presión en forma de láminas de moscovita paralelas al cloritoide y cuarzo. De igual forma puede incluir a S_1 y estar ligeramente rotado. Estos son los casos más frecuentes en los que se presenta, lo que induce a pensar que su etapa

principal de crecimiento es intercinemática. No obstante, también se encuentran en niveles algo más profundos, con posterioridad a S_2 .

La estaurolita, cuando aparece en relación con S_1 , es idiomorfa con inclusiones rectilíneas de cuarzo, paralelas a las de la mesostasis. Cuando está relacionada con S_2 desarrolla evidentes sombras de presión, y en este caso las inclusiones forman un fuerte ángulo con la esquistosidad. Es por tanto su crecimiento restringido a la interfase. El granate presenta aspectos texturales análogos a los de la estaurolita. La andalucita regional que aparece escasamente en este dominio lo hace hacia el final de F_2 , puesto que está orientada con ella e incluyéndola, así como a porciones parcialmente reabsorbidas de estaurolita.

Dominio Occidental.—Como ya se ha indicado anteriormente, son frecuentes los fenoblastos pre-2 de biotita, que también crece sin-2 y con posterioridad a ella. Aunque ya se ha descrito, se recuerda la presencia de estaurolita pre-2, así como granate. La andalucita, por el contrario, está relacionada con S_2 , con la que se orienta y a la que incluye, así como a la estaurolita y al granate. Es probable la presencia de granate postfase 2 y de biotitas sin orientación constante.

5 HISTORIA GEOLOGICA

No hemos encontrado huellas microtectónicas de discordancias tectónicas preordovícicas. La existencia de una laguna entre el Olla de Sapo y el Ordovícico, y el hecho de que este último descanse mediante una serie detrítica molásica sobre el Precámbrico, hacen pensar en la muy probable existencia de movimientos débiles de edad cadomiense y/o sárdica. La falta de materiales de edad cámbrica nos sitúan en período de emersión o bien de erosión, manifestado por la presencia de lechos detríticos muy ferruginosos al muro de las filitas ordovícicas. Los contactos de las series precámbricas (Olla de Sapo) con las ordovícicas (cuarcitas o filitas) son concordantes. De haber existido leve discordancia, debió ser borrada por los esfuerzos de la tectónica hercínica. No hemos encontrado presencia de conglomerados basales de la «cuarcita armoricana», por tanto creemos que los movimientos Sárdicos debieron tener poca importancia, si es que existieron, y por supuesto menores que en el N. de Portugal, O. ISOEN (1970). La presencia de sedimentación continúa desde el Ordovícico Interior (facies de cuarcitas) al O_2+O_3 , que nos sitúa en gran transgresión, con pequeñas inflexiones regresivas (no tan frecuentes como en Sierra Morena central). Por tanto, no creemos existan deformaciones intraordovícicas. No hemos encontrado discordancia angular clara del Silúrico, con su substrátum, por tanto suponemos que, de existir, fue enmascarada posteriormente, ya que la discordancia estratigráfica es clara sobre el O_2+3 (véase apartado de Estra-

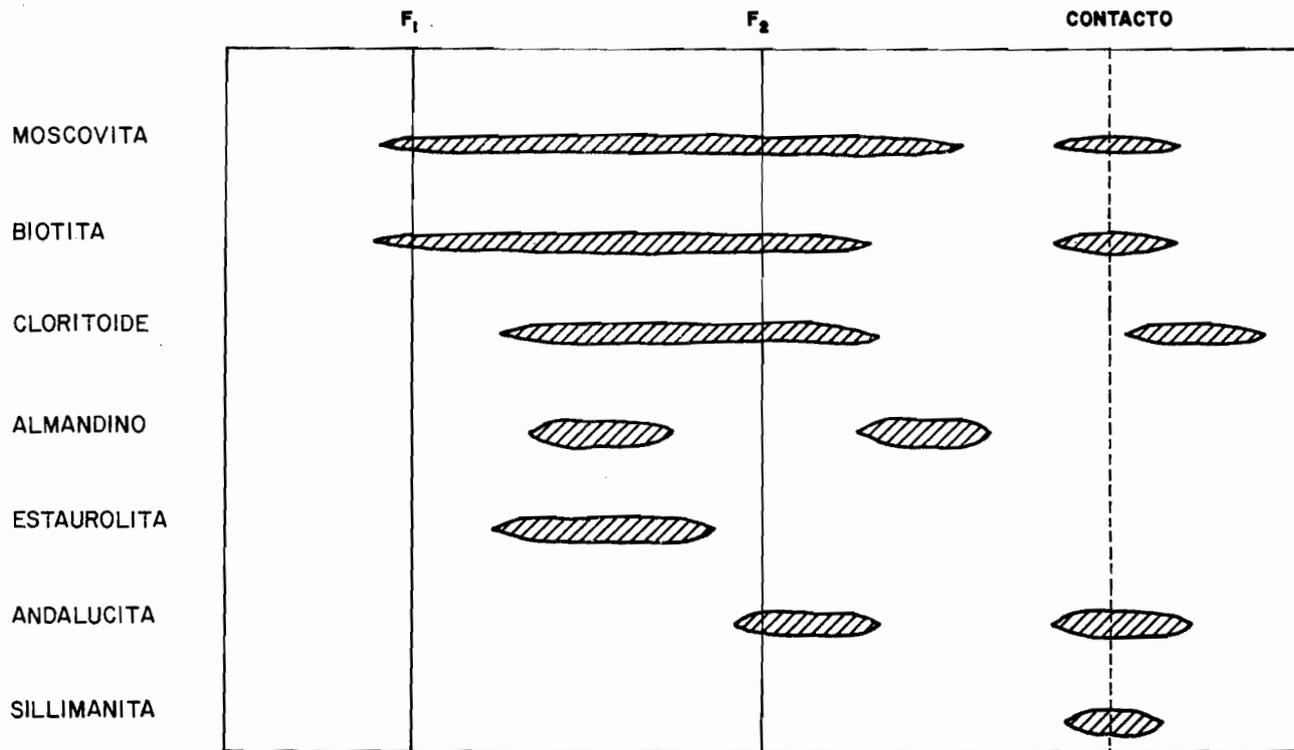


Fig. 8.—Esquema de crecimiento de minerales respecto a las deformaciones.

tigrafía). Con el Silúrico acaba la sedimentación paleozoica, con signos evidentes de cierta acusada inestabilidad (pórfidos riolíticos o metaríolitas).

El Terciario aparece depositado en régimen de medio lacustre-palustre, en cuencas tectónicas, por removilización de fracturas tardihercínicas que afectan a relieves residuales premiocénicos, seguramente de edad precretácica, BIROT, P. et al. [1954].

Finalmente existen probablemente movimientos eustáticos, en tiempos cuaternarios, que configuran la morfología actual, presentándose una penillanura degradada en la que se encaja el río Eume.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

Exceptuando el cuadrante tres, se dispone de una gran densidad de comunicaciones, y por tanto, de buenas posibilidades para aprovechamiento de cualquier «sustancia útil». *Hidrologicamente* presenta la zona buenas posibilidades al disponer de altas precipitaciones y de un relieve bastante jerarquizado, que resultan ser canales naturales, que en condiciones adecuadas permiten almacenar grandes cantidades de energía. Es el salto del río Eume un fiel reflejo de ello, así como otros pequeños saltos del cuadrante IV.

Hidrologicamente no presenta interés, exceptuando la cuenca Terciaria de Puentes de García Rodríguez. Excepcionalmente se pueden hallar caudales aptos para pequeñas explotaciones en aquellas zonas en que se aumente la capacidad «acuifera», bien por fenómenos tectónicos, diaclasas (en granitos fundamentalmente), o por la presencia de diques e incluso lentejas de cuarcitas masivas.

Existe gran cantidad de canteras, activas e inactivas. Su profusión en gran parte va ligada al desarrollo de la demanda local, así como a la gran variedad de grupos litológicos existentes. Tan sólo son tres los que se explotan con maquinaria moderna adecuada, siendo su utilización fundamental para firmes de *carretera*.

Dentro de la gran mancha de rocas graníticas de interfase 1-2 a tardifase 2, existen zonas privilegiadas para la explotación de caolines. Ello es debido a los fenómenos deutéricos desarrollados, bien en sus contactos externos como en las masas aisladas distribuidas aparentemente al azar, y a los altos procesos tectónicos sobreimpuestos, sobre todo filonitización tardía. Su explotación a cielo abierto mediante palas excavadoras, así como el simple proceso de separación del cuarzo, por floración, favorecerían tales obras.

En cuanto a minería se refiere, si exceptuamos la cuenca de Puentes

de García Rodríguez, poca tradición presenta. Como describiremos en el apartado de Estratigrafía, presenta explotación de lignitos, en una cuenca terciaria lacustre, en donde las capas de carbón alternan casi rítmicamente en las de arcilla.

Según informaciones directas de INDESA, así como por las publicadas en los diversos boletines (INDUSTRIA MINERA, mayo, 1973), la cubicación de la cuenca es de unos 300 millones de toneladas. Las calorías brutas del lignito son de 1.700 cal/Tm. Existen diferentes tipos de material combustible, siendo el más corriente el lignito común o acastañado, a veces con xiloides, y la piropisita. Su explotación es a cielo abierto mediante dos rotopalas.

Existen indicios abandonados de minas de hierro. Se trata de óxidos en yacimientos sedimentarios y filonianos, seguramente removilización. Se sitúan preferentemente en los niveles de filitas O_{12}^1 y de O_{2-3} . Son pequeñas corridas ligadas a lechos detríticos intercalados, así como desarrollados a techo de la formación $O_{12}^2 \gamma$. Sus posibilidades son limitadas y su continuidad problemática. Ya P. HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) hizo algunas observaciones pesimistas en las proximidades de Monfero.

Finalmente, la posibilidad de algún elemento en las rocas básicas no ha sido constatada, si bien cabría la posibilidad de hacer algunos estudios determinativos, ya que son muy numerosos los opacos diseminados.

7 BIBLIOGRAFIA

- BEZOVAR, H.; CAPDEVILA, R., et CAVEN, C. (1970).—«Micronalyse de grenast d'aplites et de granits de Galice Orientale (Espagne)». *B. I. C. M.*, t. LXXXI-II-III, pp. 299-304.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du precambrien et du paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, pp. 157-174, vol. 80.
- (1969).—«Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord. Orientale (NW de l'Espagne)». *Universite de Montpellier. These doctoral*, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Types de granites herciniens et leur distribution NW. de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- DEN TEX, E., y FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of Western Galicia». *Histoire structurale du golf de Gascogne*, vol. 1, pp. 1.3.1.-1.3.14.
- DEN TEX, E. (1968).—«Aperçu petrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 211-222.
- FERRAGNE, A., y ANTHONNIOZ, P. M. (1967).—«Sur la presence d'ortho-neiss en Galice Noyenne». *Comptes rendues academie Sciences de Paris*, vol. 265, pp. 848-851.

- FLOOR, P. (1970).—«Subdivisión des roches granitiques dans le NW peninsulaire». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 131-134.
- (1966).—«Los metasedimentos y neises graníticos antehercinianos». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P.; GISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Correlation granites hercyniens de Galice et du N. Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 128-130.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Hierros de Galicia». *Mem. I. G. M. E., Criaderos de hierro de España*, t. 4, vol. 1, pp. 1-464.
- (1935).—«Hierros de Galicia». *Criaderos de hierro de España, Mem. del I. G. M. E.*, t. 4, vol. 3, núm. 1, pp. 374-769.
- (1935).—«Hierros de Galicia». *Criaderos de hierro de España, Mem. del I.G.M.E.*, t. 4, vol. 3, núm. 2, pp. 374-769.
- KONIN, H. (1966).—«Types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans le W. de la Galice». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 235-242.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Tesis doctoral. Studie Geologic», pp. 7-106.
- MATTE, P. (1968).—«La structure de la virgination hercynienne de Galice». *These doctoral, Lab. Geol. de la Fac. de Sciences Grenoble*, vol. 44, pp. 1-123.
- NONN, H., y MEUS, J. (1963).—«Estudios geomorfológicos y palinológicos en Puentes de García Rodríguez». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, vol. 71, pp. 87-94.
- OEN ING, SOEN (1970).—«Granite intrusion folding and metamorphism in central Northern Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, pp. 157-184, fas. 2, t. 81.
- OLAVARRIA, A. (1973).—«Algunas precisiones acerca de los lignitos miocenos de la provincia de La Coruña». *Ind. Min.*, núm. 140, año 15, pp. 5-13.
- PARGA, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Geol. del Olló de Sapo, formación porfiroide antisiluriana del NO.». *Not. y Com. del I. G. M. E.*, t. 76, pp. 119-154.
- PETTIJOHN, F. J. (1957).—«Rocas sedimentarias». Editorial Universitaria de Buenos Aires.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Síntesis de la cartografía existente de la provincia de Lugo». *Mapa Geol. de Esp. 1:200.000, I. G. M. E.*, núm. 8.
- WINKLER, H. G. F.—«Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification Based on Isograds in». *Cemman Rocks. N. J. B. Mines. Mh. Jg.*, 1970, II, 5, pp. 189-248.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA