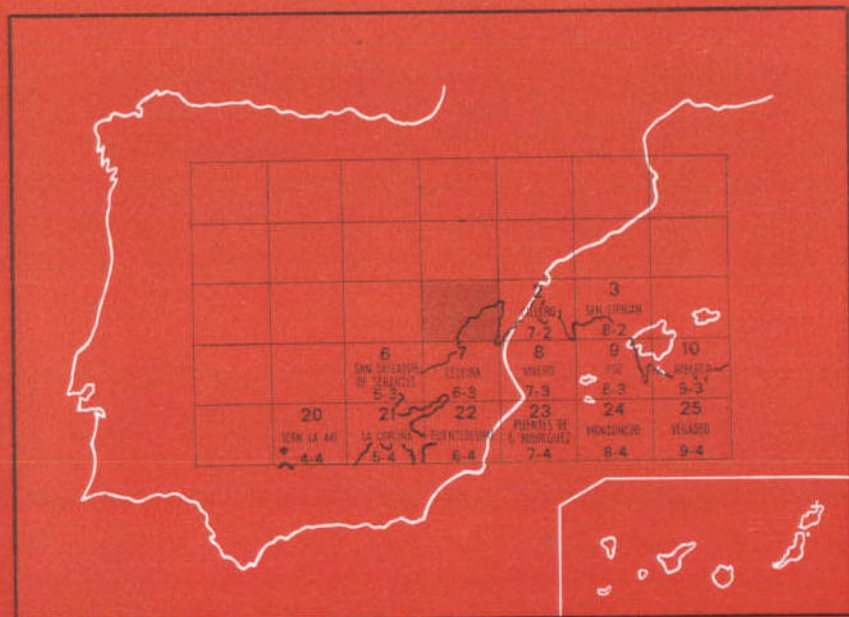


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CARIÑO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CARIÑO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja ha sido realizada por los Licenciados en Ciencias Geológicas F. Fernández Martínez y F. Fernández Pompa en el año 1974. Los estudios petrográficos e informe correspondiente, por M. Peinado Moreno y M. J. López García, Doctora y Licenciada en Ciencias Geológicas, respectivamente, de la Empresa IBERGESA, con normas y supervisión del I. G. M. E. (*). Fue asesorada por el Dr. E. Martínez García, de la Universidad de Salamanca; habiéndose contado con la colaboración del Dr. P. Floor, del Instituto de Geología de Leiden (Holanda).

(*) Supervisión I. G. M. E.: A. Huerga Rodríguez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 848 - 1977

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

INTRODUCCION

El área estudiada se sitúa al NE. de la provincia de La Coruña, formando parte del cabo Ortegal. Las poblaciones más importantes comprendidas en el ámbito de la Hoja son: Ortigueira y Cariño, quedando Cedeira en su límite sur, pero ya fuera.

El relieve es medio, existiendo una serie de crestones formados por las rocas básicas o ultrabásicas. Se aprecian valles de dirección aproximada N.-S., relacionados con pliegues y otros de dirección NO.-SE., relacionados con fallas. En la costa existe un fuerte acantilado que llega a tener 600 m. de altura en algunos puntos de las rocas ultrabásicas.

Geológicamente corresponde a la zona IV, Galicia Media-Tras os Montes, de la distribución de zonas de la Península Ibérica propuesta por MATTE [1968], comprendida en la Galaico-Castellana de LOTZE [1945]; estando el área estudiada en relación tectónica con el Dominio del «Ollo de Sapo».

Los materiales representados son: rocas básicas, ultrabásicas y paragneises de probable edad precámbrica-cámbrica, formando parte del complejo de cabo Ortegal, que tiene forma ovalada con el eje mayor de dirección N.-S. Al S. y SO. se encuentran diversos complejos de carácter predominantemente básico, como son Ordenes, Lalín, Morais y Bragança, estos dos últimos, situados en el NE. de Portugal, son los que más analogías

tienen con el cabo Ortegal, tanto en la naturaleza de las rocas que lo rodean como en la composición litológica de los materiales que lo forman. ENGELS (1972) interpreta que el accidente que ha producido esta separación es en realidad una falla transformante de más de 200 km. de recorrido y de carácter levógiro.

Los materiales mejor conocidos de la zona son los que constituyen el complejo de cabo Ortegal, ya citados por SCHULZ (1835), MACPHERSON (1881), CARLE (1945), PARGA PONDAL, I. (1956, 1960), y estudiados en detalle por los geólogos de la escuela de Leiden: TEX, E., y VOGEL (1962); VOGEL (1966, 1967), MAASKANT (1970), TEX, E. (1971), TEX, E., y FLOOR (1971), ENGELS (1972), TEX, E. et al. (1972). Consideran estos últimos que este complejo es de edad precámbrica, basándose principalmente en una edad radiométrica obtenida en el anfíbol de una eclogita, que fue de 900 ± 30 m.a., VOGEL y ABDEL-MONEM (1971), y por estar afectados por un metamorfismo de características diferentes al hercínico. En cuanto a su posición, es atribuida a un levantamiento con extrusión y cabalgamiento del borde sobre materiales silúricos, TEX, E., y VOGEL (1962).

RIES y SHACKLETON (1971) interpretan el complejo de cabo Ortegal como el resto de un manto de corrimiento hercínico.

Los materiales envolventes del complejo no han sido suficientemente estudiados, considerándose no obstante por TEX, E. y FLOOR (1971) como pertenecientes a una «suite ofiolítica» que no sufrieron un ciclo polimetamórfico.

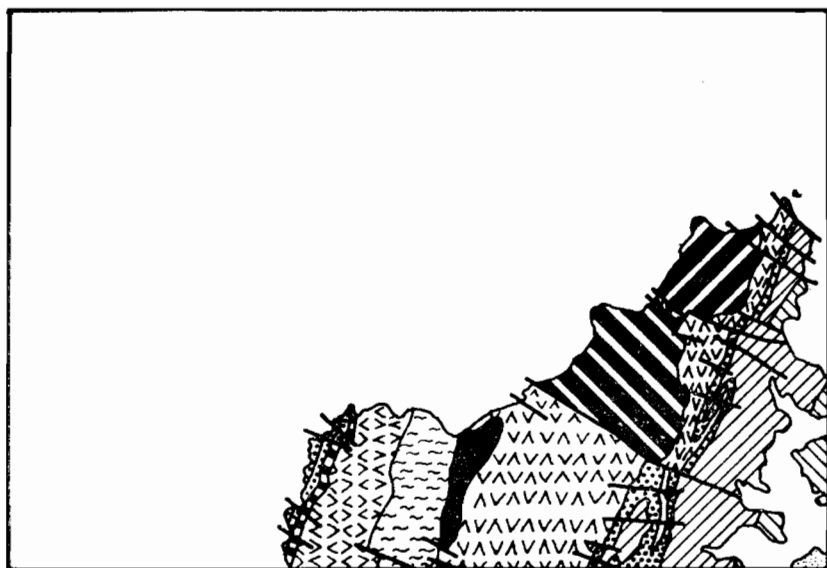
1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO DE CABO ORTEGAL

Casi toda la extensión de la Hoja está formada por materiales pertenecientes al complejo, existiendo solamente en el ángulo SE. un pequeño afloramiento del Silúrico que le bordea.

Dentro del complejo se encuentran tanto rocas ácidas como básicas. A continuación se citan los nombres que hemos asignado a las formaciones, de acuerdo con los dados por la Escuela de Leiden. (Véase fig. 1.)

Dentro de la secuencia de rocas ácidas tenemos gneises y eclogitas (formación de los gneises Bandeados), gneises de dos micas (Formación de los gneises de Cariño, Formación de los gneises de Chimparra y zona con movimiento tectónico de Carreiro). Dentro de las rocas básicas se distinguen eclogitas, rocas metabásicas (Granulitas de Vacariza y Granulitas de Candelaria) y rocas ultrabásicas serpentinizadas (Limo, Herbeira y Uzal).



ESCALA 1: 250.000



Fig. 1.—Distribución de las formaciones.

1.1.1 Gneises y eclogitas (PC-CA ζ-E)

Afloran los gneises con eclogitas en una banda con dirección NNE-SSO., que aparece intercalada entre una banda continua de eclogitas al O. y una serie de afloramientos de eclogitas al E. El contacto oriental de estos

gneises con los gneises superiores es mecánico. Aparecen también gneises con eclogitas en el núcleo del anticlinal de La Cruz ($x=257,8$; $y=1.017,6$) (*).

Macroscópicamente son gneises de grano medio a fino, de dos micas, predominando la biotita, a veces con texturas blastomiloníticas, con glándulas y/o venas cuarzofeldespáticas con granate siempre y esporádicamente con anfíbol.

Se presentan frecuentemente alterados, y debido a ello son fácilmente erosionados, dando un relieve más suave que las rocas básicas y ultra-básicas.

Presentan estos gneises frecuentes intercalaciones de eclogitas y eclogitas retrógradas que aparecen de diversas formas, unas como bandas concordantes con la esquistosidad principal, y en menor número de casos como bandas discordantes (263,1-1.019,9); la potencia de estas bandas puede ser muy variable, desde unos pocos centímetros a varios metros, y no siempre se ve claramente su continuidad longitudinal. En otros casos las eclogitas aparecen en forma de lentes o «boudings» cuya dimensión mayor no suele pasar de 1 ó 2 m. Los contactos de estas eclogitas con los gneises encajantes suelen ser netos.

Aparecen también dentro de estos gneises otras rocas básicas, tratándose en la mayoría de los casos de anfíbolitas con granate, observadas en forma de «boudings» o de bandas, pudiendo ser éstas concordantes o discordantes con la esquistosidad principal; de textura cataclástica en ciertos casos, que proceden de granulitas retromórficas, y en otros son de textura granonematoblástica, tratándose entonces de anfíbolitas o cuarzoanfíbolitas (ξA).

Mención especial merecen las rocas que afloran en el anticlinal de La Cruz, en donde los gneises con eclogitas forman una terminación perianticlinal, circundados por la banda continua de eclogitas. En esta zona abundan intercalaciones de rocas eclogíticas normalmente anfíbolizadas; presentando los gneises un carácter híbrido de paso a rocas básicas de carácter granulítico, con texturas blastomiloníticas, conteniendo granate, anfíbol, zoisita y a veces distena.

1.1.2 Eclogitas (E)

Aparecen en la parte más oriental de la Hoja, distinguiéndose dos formas de afloramiento. En unos puntos aparecen como una banda continua, a veces plegada, de espesor variable, comprendido entre algunos metros y 200-250 m. La otra forma de afloramiento es en pequeñas bandas o lenticiones dentro de los gneises glandulares, predominantemente en su parte

(*) Las coordenadas que se dan son con referencia a la cuadrícula militar Lambert, leyéndose en primer lugar x y en segundo y.

superior, llevando normalmente una dirección paralela a la esquistosidad de estos gneises. Existen también lentes de eclogitas en las rocas metabásicas orientales. La banda continua situada entre granulitas y gneises se distingue en el campo fácilmente, por destacar en el relieve, desde Punta Aguillones al N., formando crestones muy pronunciados, tales como Castillón, Miranda, Concepenido y Alto do Foxo.

Macroscópicamente son rocas que no presentan orientación, o si la tienen es muy poco pronunciada, estando orientadas en los bordes del afloramiento normalmente. Se presentan muy poco o nada alteradas. Son rocas de aspecto granudo, con granate, anfíbol y piroxeno fundamentalmente.

En los pequeños afloramientos de eclogitas situados más al E. de la banda principal, la forma de presentarse es, como ya se ha dicho en los gneises, con eclogitas, bandas concordantes o discordantes con la esquistosidad principal y otras veces como lentes. Los contactos de estas pequeñas bandas de eclogitas con los gneises encajantes son netos. En estas bandas las eclogitas han sufrido un retrometamorfismo mayor que en la banda principal, habiendo pasado a veces a anfibolitas (263,565-1.021,512).

1.1.3 Rocas metabásicas (Γ)

Son las rocas que más abundan en el ámbito de la Hoja; existiendo algunas diferencias entre los afloramientos orientales y los más occidentales.

Los afloramientos orientales, a los que la escuela holandesa llama Granulitas de Vacariza, son los de mayor extensión, teniendo eclogitas en la parte inferior y rocas ultrabásicas en la superior. Son gneises de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y granate; si bien existe una gran variedad en su composición mineralógica. Se presentan estas rocas metabásicas casi siempre con un aspecto migmatítico y muy replegadas.

Intercalados en las Granulitas de Vacariza, predominantemente en la parte más occidental y a techo de ellas, hay gneises de plagioclasa y granate, de potencia métrica y en forma lentejona, con la foliación paralela a la de las rocas encajantes.

Los afloramientos occidentales, a los que la Escuela de Leiden denomina Formación de las Granulitas de Candelaria, afloran como antiformal isoclinal, estando poco replegadas y presentando una marcada foliación. Se diferencian de las anteriores en que el granate se presenta en ellas en menor proporción, habiendo sufrido un metamorfismo menor, ya que en varios puntos solamente han llegado a la facies de anfibolitas. Existen también metagabros, sobre todo en la parte central de la banda, siendo éstos para ENGELS (1972) correspondientes a zonas de ruptura, que limitan zonas de metamorfismo diferente.

Aparecen igualmente granulitas intercaladas en los gneises con eclogi-

tas, en forma de lentes de pocos metros de extensión. Estas rocas metabásicas están afectadas por distintos estadios metamórficos.

1.1.4 Rocas ultrabásicas serpentinizadas [Mσθ (Σ)]

Un conjunto de rocas ultrabásicas serpentinizadas se encuentra distribuido a lo largo de toda la Hoja; destacando tres afloramientos principales: los macizos de Limo, Herbeira y Uzal, existiendo otros pequeños afloramientos, unos sobre las Granulitas de Vacariza y otros más al O., en unas bandas estrechas y discontinuas. Afloran también rocas ultrabásicas, como lentes, franjas y segregaciones de tamaño irregular, en el contacto mecánico que existe entre los gneises con eclogitas y los gneises de dos micas, si bien esto no se aprecia claramente en el ámbito de esta Hoja, observándose mejor más al S., en la Hoja de Cedeira.

La posición estratigráfica de todas estas rocas ultrabásicas viene dada por el afloramiento del Uzal, que está situado entre las Granulitas de Vacariza al E. y los gneises de Chimparra al O., viéndose al N. en la costa, cerca de San Andrés de Teixido, que quedan aparentemente las granulitas por debajo de estas rocas ultrabásicas.

Presentan un color superficial marrón-grisáceo, debido a la alteración superficial, que no suele pasar de algunos milímetros; en las partes completamente frescas tienen un color verdoso. Destacan claramente en la morfología del terreno por sobresalir debido a su mayor resistencia a la erosión, por lo que sus contornos son escarpados, destacando el que se forma en la línea de costa, que llega a tener 600 m. de altura; también es importante el que se forma al S. del macizo de Herbeira, que se corresponde con un escarpe de falla.

La mayor parte de las rocas ultrabásicas son peridotitas de grano medio a fino, del tipo lertzolita, de texturas blastogranudas porfidoclásticas, compuestas por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y clorita, teniendo en algunos casos granate; siendo frecuentes en el macizo de Herbeira las piroxenitas. Son frecuentes las estructuras bandeadas, que representan capas con variación en el contenido de olivino y piroxeno.

Se presentan frecuentemente serpentinizadas y con cataclasis; habiéndose constatado la evidencia de una mayor serpentización en los bordes de los macizos de Herbeira y Limo, ocurriendo lo mismo, pero en mayor grado, en Uzal y en las bandas estrechas situadas al O.

La mayor acumulación de rocas ultrabásicas en los macizos de Herbeira y Limo pueden tener explicación por su gran complejidad tectónica, conjuntamente con la laminación de estas rocas que se produce más al S.

Dentro de la mancha central de metabasitas (Granulitas de Vacariza) existen pequeños afloramientos de rocas ultrabásicas que están ocupando sinclinales, viniendo determinada su forma y dimensión por la topografía

y la amplitud de los pliegues. Igualmente hay pequeños afloramientos en el contacto entre los gneises de Chimparra y las metabasitas occidentales (granulitas de Candelaria), pero estos afloramientos no tienen gran continuidad, debido a que este contacto es en parte o todo él tectónico. Por razones similares, a lo largo de una zona que ha sufrido movimiento tectónico afloran también rocas ultrabásicas, coincidiendo en muchos casos con las superficies sobre las que se ha producido el movimiento.

Estas rocas ultrabásicas se las podría «actualmente» incluir como del «tipo alpino», independientemente de su primitiva génesis estratiforme, por tener varias características, que para THAYER, T. P. (1960) cit. in HERNANDEZ-PACHECO, A. (1967), son típicas de estos macizos: formas irregulares, distribución irregular de las diferentes composiciones, no haber diferencia de composición en los bordes, exceptuándose la existencia de serpentinización, bandas irregulares, ausencia de plagioclasa y texturas cataclásticas que probablemente fueron aumentadas por las deformaciones.

1.1.5 Gneises de dos micas (PC-CAZ)

Constituyen la formación superior del complejo, integrada por una serie de gneises de edad probable precámbrica-cámbrica.

Con esta denominación se incluyen lo que la Escuela holandesa llama gneises de Cariño, situados más al E.; gneises de Chimparra y milonita o zona con movimiento tectónico, al O. Todos estos gneises, si bien tienen algunas diferencias, se les puede reunir en un solo grupo por criterios cartográficos.

Morfológicamente, estos gneises dan en el relieve zonas deprimidas, manifestándose claramente esta característica en los gneises de Chimparra. Presentan una alternancia más o menos rítmica, de niveles cuarcíticos con otros más pelíticos, siendo esta alternancia más evidente en los gneises orientales, pudiendo afirmarse que son derivados de grauwackas metamorfozadas. En general se trata de gneises plagioclásicos de dos micas con granate.

En los gneises orientales (gneises de Cariño) se encuentra distena y son frecuentes las intercalaciones de anfibolitas o de gneises anfibólicos, pero no se encuentran eclogitas. Su contacto O. con los gneises con eclogitas es mecánico.

En los occidentales (gneises de Chimparra) son frecuentes las texturas glandulares e intercalaciones en forma de «boudings» de gneis cuarcítico granatífero, así como bandas de ortogneises y metagabros; presentando al E., en el contacto con las rocas ultrabásicas de Uzal, diferenciaciones de rocas básicas, como se observa en la playa de Carlés (251,770-1.019,744), en donde entre los gneises y las rocas ultrabásicas existen retroplagiopirigarnitas.

Al O. de las metabasitas más occidentales, hay una estrecha franja de 200 m. como máximo de espesor, que ha sufrido un intenso movimiento tectónico a lo largo de varias escamas. Contiene esta zona gneises plagioclásicos de biotita con granate y distena que, por otra parte, son bastante análogos a los gneises más orientales. Estos gneises, en sus bordes, debido al intenso movimiento tectónico que han sufrido, están entremezclados con rocas básicas del tipo de las que existen más al O. (Purrido), intercalaciones que se presentan en algunos casos como lentejones, existiendo también otras de rocas ultrabásicas. Hay a veces en esas zonas de desplazamiento, brechas, como puede observarse en la Punta de Candelaria (248,5-1.020,6), foto 1.012.

1.2 SILURICO (S₃^B)

Aflora en el ángulo SE. de la Hoja, siguiendo una estrecha franja limitada por el mar y por los derrubios de ladera que lo cubren; presentándose aquí siempre alterado. Aproximadamente 1 km. más al Sur, ya dentro de la Hoja de Cedeira, se presenta como cuarzoesquistos plagioclásicos, compuestos de cuarzo, plagioclasa (albita), moscovita, biotita y clorita, teniendo como accesorios: epidota, esfena, grafito y óxidos de hierro. La esquistosidad principal está afectada por una crenulación de planos transversales a ella, observándose, además, microlitos micáceos, que parecen conservar microcharnelas previas. El óxido de hierro se presenta en los planos de fractura.

1.3 CUATERNARIO

Presenta muy poco desarrollo en el área de la Hoja, concretándose en zonas de extensión reducida. Se distinguen los siguientes tipos:

1.3.1 Arenas de playa (QC1-P)

Solamente adquiere una extensión considerable en las playas de Cariño y Ortigueira, estando su composición directamente relacionada con la de las rocas encajantes.

Según PEREZ MATEOS y CARABALLO MUAROTTI (1969), la fracción ligera de estas arenas es claramente predominante sobre la pesada, si bien localmente, en la playa de Cariño, ocurre lo contrario. La fracción ligera es fundamentalmente cuarzosa, existiendo también arenas feldespáticas, entre las que hay mayor proporción del calco-sódicas que potásicas. Formando parte de la fracción pesada y dándole carácter al conjunto, hay arenas granatíferas-anfibólicas, predominantemente de almandino y hornblenda, existiendo en menor proporción otros minerales metamórficos, como: andalucita, piroxeno y mica. Existen también minerales pesados opacos, como: ilmenita y picotita (espinela cromífera), siendo esta última ca-

racterística de estas playas. La morfología de estas arenas es diferente en las dos playas, estando más redondeadas en Cariño, por estar sometida esta playa a una mayor influencia marina que la de Ortigueira.

1.3.2 Derrubios de ladera (QL)

Aparecen en el ángulo SE. de la Hoja, continuándose hacia el S., ya dentro de la Hoja de Cedeira (7). Están formados por cantos de esquistos y filitas, englobados en una matriz arenosa.

1.3.3 Aluviales abandonados (QAI)

La red fluvial, por estar normalmente encajada, no permite la existencia de depósitos aluviales, salvo en los cursos bajos. Los mayores aluviales son los del arroyo de Landoy, que están formados por cantos rodados dentro de una matriz arcillo-arenosa.

1.4 CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA

Los materiales existentes en el interior del complejo se pueden equiparar con los que constituyen ciertas zonas de la corteza y manto oceánico. Las ultrabasitas serpentinizadas podrían corresponder a fragmentos de la parte superior del manto, así como las eclogitas a restos de la diferenciación de la «pirolita», GREEN y RINGWOOD (1969). Las rocas metabásicas podrían representar asimismo fracciones de corteza oceánica profunda, que en origen serían rocas de tipo gabroico y similares. Por último, los gneises de dos micas constituirían los materiales síalicos de las capas superiores de la corteza oceánica. Los gneises con eclogitas serían equivalentes laterales o más profundos, con mayor aporte volcánico de tipo básico.

En esta interpretación se presentan importantes problemas: el primero es la abundancia de eclogitas en los gneises, ya que éstos no deberían aparecer en las capas superiores de la corteza oceánica, excepto en el caso de tratarse de una antigua zona de subducción, en cuyo caso la interpretación de la estructura del complejo sería diferente de si se tratase de rocas sedimentarias con intercalaciones básicas que hubiesen sufrido un mayor metamorfismo que las restantes.

2 TECTONICA

Debido a la compleja historia que han sufrido estos materiales, no es fácil apreciar las distintas fases de plegamiento; distinguiéndose, no obstante, cuatro.

2.1 FASE 1

No ha sido observada claramente en el campo, diferenciándose por criterios microscópicos. Así, la asociación estaurolita-granate-distena, junto con algunas biotitas, se considera de un metamorfismo anterior a la segunda fase. Pliegues de esta fase se supone que podrían ser algunos del tipo de los vistos al N. de Cariño, en una playa (263,1-1.023,6), dentro de los gneises de dos micas, de carácter isoclinal muy apretado, plano axial paralelo a la superficie de estratificación y eje de dirección N.-S.

2.2 FASE 2

En los gneises de dos micas, sobre todo en los orientales, así como en las rocas metabásicas, se aprecian pliegues isoclinales, de ejes E.-O., con esquistosidad de plano axial subhorizontal muy desarrollada; siendo ésta la fase que afecta más claramente a la estratificación. A ella corresponden la mayor parte de los pliegues de escala centimétrica que se ven en las metabasitas, siendo la expresión más clara los pliegues que se observan

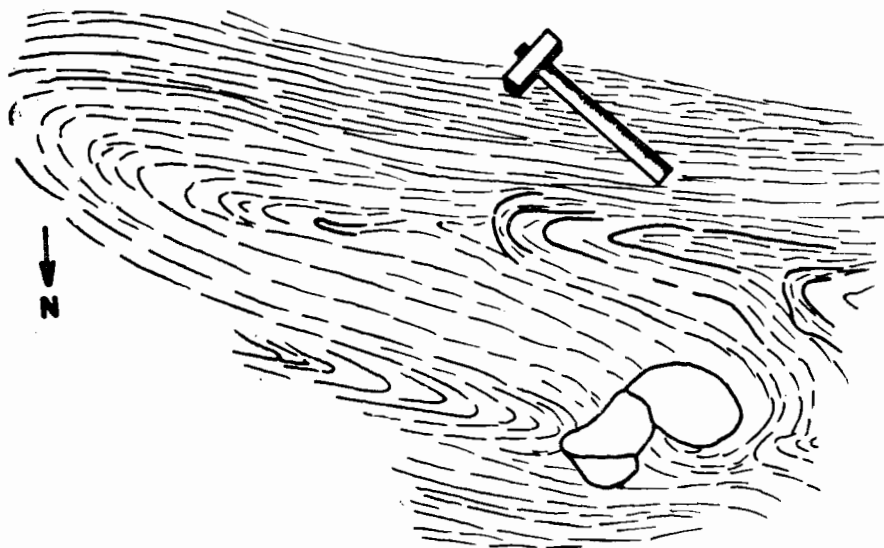


Fig. 2.—Pliegue F_2 en metabasitas al S. de San Andrés de Teixido (254,6-1.019)

al S. de San Andrés de Teixido; entre otros el de la figura 2, pudiendo corresponder también la megaestructura que daría el gran sinclinal (plegado por fases posteriores) que une los gneises de dos micas occidentales con los orientales, en la Hoja de Cedeira (7); FERNANDEZ POMPA, F. et al (1972). (En prensa.)

2.3 FASE 3

Se caracteriza por pliegues casi isoclinales de ejes N-S., de plano axial subhorizontal a casi vertical y desarrollo de esquistosidad de plano axial.

Pliegues de esta fase, dada la alternancia litológica, son frecuentes en los gneises de dos micas, y dentro de ellos predominan en los orientales, como se puede ver en la parte meridional de la Península de Masanteo (fig. 3), si bien suelen presentarse en los gneises con eclogitas, pero donde más abundan es en las metabasitas, ya que es fácil observarlo al replegar el bandeado plagioclásico producido en la fase metamórfica anterior, como se ve al S. de San Andrés de Teixido. También son frecuentes los pliegues de esta fase en las anfibolitas de plagioclasa, epidota y cuarzo (Purrido),

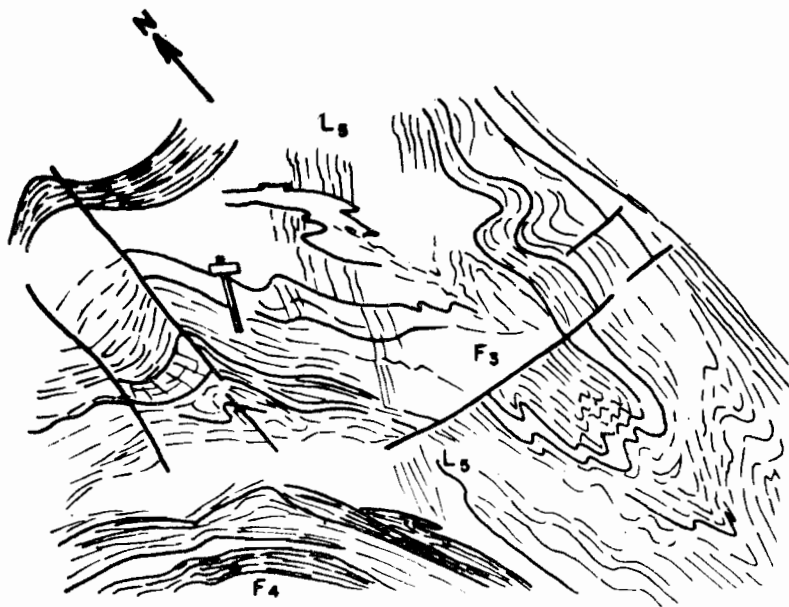


Fig. 3.—Pliegue de F₃ acostado, afectado por F₄ de gran radio con crenulación tardía L₅. En la Península de Masanteo (263,7-1.019,7).

como sucede en Punta Ardilosa. Macropliegue de esta fase a escala cartográfica es el anticlinal de los gneises con eclogitas que quedan al E. de la banda continua de eclogitas; siendo también el pliegue de la banda de eclogitas que se sitúa al O. de Sismundi (262,2-1.019,6).

2.4 FASE 4

Origina pliegues amplios, con ejes de dirección NE.-SO. que forman un pequeño ángulo de 20-30° con los de la fase anterior; el plano axial es subvertical, con esquistosidad de crenulación bien desarrollada, en las charnelas.

En una playa al N. de Cariño (263,1-1.023,6) se ve claramente que estos pliegues de cuarta fase pliegan a los de la tercera fase, habiendo sido también observados en la Península de Masanteo (fig. 4).

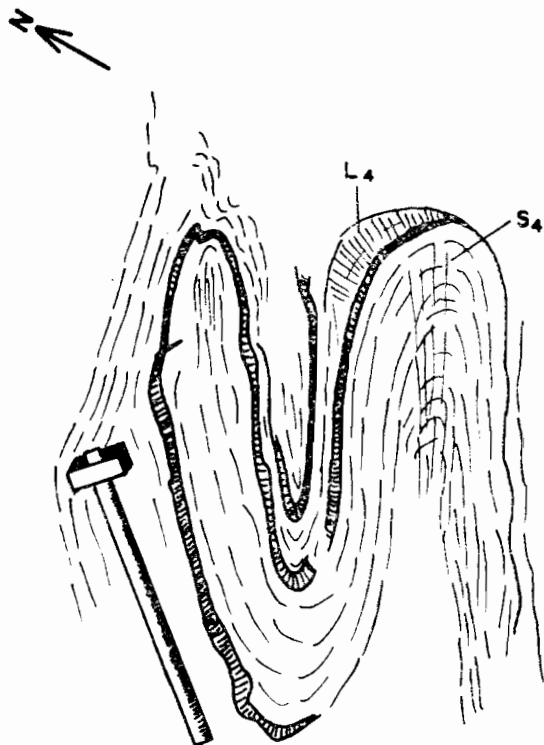


Fig. 4.—Pliegues de F_4 afectando a otro anterior F_3 , situado en la Península de Masanteo (263,6-1.019,7).

A esta fase corresponden los mayores pliegues que se observan en la Hoja, como los sinclinales, en cuyo núcleo están las rocas ultrabásicas que hay sobre las metabasitas orientales (granulitas de Vacariza). También son de ella el anticlinal de La Cruz, el sinclinal de los gneises de dos micas occidentales (gneises de Chimparra) y el anticlinal de las rocas metabásicas occidentales (granulitas de Candelaria). También podrían pertenecer a esta fase los cabalgamientos que se sitúan al O. del complejo y en la parte central, en el límite metabasitas orientales con los gneises de dos micas occidentales.

2.5 FASES POSTUMAS

Corresponden a ellas algunos movimientos poshercínicos que tienen manifestación en el complejo. Localmente, la representación de uno de esos movimientos son algunos «chevron-folding» de dirección axial N.-S., escasamente representados y concentrados en bandas, definiendo alineación L₅.

Otros se corresponden con una serie de fallas de dirección ONO.-ESE., siendo posible que éstas hayan tenido un rejuego posterior, habiéndose encajado en ellas diques de cuarzo, como el que cruza la Hoja en dirección NO.-SE.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Del estudio de la presente Hoja se pueden sacar conclusiones provisionales, apoyadas en los datos existentes.

El complejo de cabo Ortegá está constituido por rocas básicas, ultrabásicas y sedimentarias que han sufrido diversas etapas de metamorfismo y deformación. Metamórficamente parecen haber existido tres etapas principales: la primera de alta presión, la segunda y tercera de menor. Las principales fases de deformación son cuatro, existiendo con posterioridad otras de tipo «kink-band». La fase 1 se observa sobre todo por criterios microscópicos, pudiéndose asociar al primer metamorfismo de alta presión. Posteriormente tiene lugar una cataclasis, visible sobre todo entre la formación Vacariza y los gneises de Chimparra. La fase 2, con pliegues de eje E.-O., se asocia a una esquistosidad de plano axial y al metamorfismo M₂, y la fase 3, de ejes de dirección N.-S., produce el débil metamorfismo M₃ de facies esquistos verdes. Una última fase 4 produce débil crenulación y da lugar a las grandes estructuras representadas en la cartografía.

En las rocas envolventes del complejo (Grupo de Moeche) se observan asimismo las cuatro fases principales de deformación y las tres metamórficas, lo que queda más claramente expuesto en la Hoja de Cedeira.

El esquema general, muy simplificado, para la reconstrucción de la evolución del complejo y a falta de otros datos, podría ser el siguiente: El complejo de cabo Ortegaleja representaría una zona profunda de la corteza y manto oceánico que habría sufrido subducción primero y obducción después, siendo emplazados primeramente en el Silúrico. Se considera que la serie normal puede estar formada por gabros, peridotitas y gneises, de abajo arriba. Si bien la posición anómala de las ultrabásitas respecto a las restantes rocas podría explicarse por una superficie de corrimiento entre una lámina constituida por peridotitas, gabros y gneises de abajo arriba, y debajo otra de gabros y gneises, habiendo sido estas láminas posteriormente plegadas y en parte erosionadas. En este caso el contacto entre las granulitas de Candelaria y los gneises de Chimparra sería anormal, así como el de los gneises de Chimparra con las rocas ultrabásicas de Uzal y con las granulitas de Vacariza. Esta interpretación sería diferente a la expresada en los cortes.

En la orogénesis hercínica el conjunto sería afectado por las fases F_2 , F_3 y F_4 , y metamorfismos M_2 y M_3 , sufriendo nuevos corrimientos hacia el E. en la F_3 , con formación de cabalgamiento hacia el O. al final de la F_4 .

Por tanto, el conjunto se puede considerar como un gran pliegue tumbado, formado después del primer metamorfismo, laminado en su base y deslizado sobre los materiales silúricos. La posición de los materiales en el mismo depende de que se considere o no la posibilidad de que los afloramientos de ultrabásitas marquen en su base una superficie de cabalgamiento sobre los gneises de dos micas.

En lo que respecta a la edad de las fases, se podría considerar a la primera, que produce un metamorfismo de alta presión, como prehercínica, ya que se han encontrado restos de rocas metamórficas formando olistolitos en el Silúrico Superior de la Hoja de Cedeira, aunque TEX, E. et al. (1972) apuntan la posibilidad de que se trate de una fase precámbrica, si bien el gradiente geotérmico es muy bajo para esta época, por lo que se cree como más viable pensar en la posibilidad de una fase de edad Silúrico Superior e incluso Devónico, como ya indicaron para Galicia Central ALDAYA et al. (1973).

La segunda fase y las siguientes pertenecerían al ciclo hercínico, cuestión que ya fue establecida en otras áreas.

4. PETROLOGIA

4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

Se sigue la distribución efectuada en el apartado de Estratigrafía.

4.1.1 Gneises y eclogitas (PC-CA ζ-E)

4.1.1.1 *Gneises*

Tienen textura gnéisica, frecuentemente oftalmítica, constituidos por glándulas plagioclásicas en una mesostasis de grano medio cuarzo-plagioclásica, poco micácea, dominando la biotita. En algunos casos, el cuarzo está en cantidad importante y no hay glándulas.

Estas son, como ya se ha dicho, de plagioclasa (albita-oligoclasa ácida, a veces quizá más cálcica), que se altera a moscovita-sericita y a veces en saussurita. En ocasiones pueden ser policristalinas y también macladas polisintéticamente, pero es más frecuente sin maclar, con leve zonado inverso en parches. Variables en dimensiones (hasta varios milímetros de longitud), son pseudomorfos de bordes ameboides, preesquistosos a la esquistosidad principal y primera observable microscópicamente, a la cual deforman y que a su vez conduce al combamiento de los planos de macla. Pueden incluir cuarzo y granate.

La mesostasis está constituida por plagioclasa (maclada polisintéticamente) y cuarzo constituyendo un agregado en mosaico, que con frecuencia está perturbado por deformación, originándose el acintamiento de los cuarzoes, preferentemente en contacto a las formaciones adyacentes.

Estructuralmente se ha observado, además, una segunda esquistosidad de tipo de fractura, poco penetrativa, que orienta micas, pero no constituye mineral alguno.

Transversales y quizá aún más tardías hay venas de adularia.

La biotita define la esquistosidad, es marrón rojiza y a veces exclusiva entre las micas. La moscovita parece posterior a ella en láminas orientadas y blastos que parecen crecer miméticamente en los planos de la deformación de fractura.

El granate xenomorfo, a veces con estructura en atolón o esquelético, suele tener núcleos de cuarzo o biotita y puede transformarse a cuarzo y plagioclasa. Incluye con frecuencia diminutos cristalillos de rutilo y otros inidentificables.

La distena sólo se observa en esta formación en la Hoja, en prismas residuales alterados marginalmente a sericita; no obstante, en la Hoja de Cedeira (7) se ha encontrado el mismo mineral en segunda generación.

Como accesorios hay circón (de redondeado a idiomorfo), apatito, turmalina, esfena (transformación del rutilo), allanita y epidota (clinozoisita, pistacita).

Dentro de esta formación se presenta, además, un tipo de roca semejante al que tiene lugar en los gneises de Cariño. Se trata de rocas más micáceas (esquistos), con plagioclasa accesoria, granate y a veces distena.

Como accesorios hay turmalina (idiomorfa, de color anaranjado, preesquistosa) y circón.

Otro tipo que se presenta en esta formación son unos gneises feldespáticos, sin micas, constituidos por microclina perfitica en fenocristales muy desarrollados, granate muy rosado y epidota (allanita) en una mesostasis de grano fino que esboza bandeado composicional caracterizado por la acumulación de cuarzo en hileras de grano más grueso.

Los accesorios son circones bien desarrollados y opacos.

4.1.1.2 *Eclogitas*

Se presentan como diques cortantes y como lentejones de varios decímetros paralelos a las estructuras. En el primer caso conservan clinopiroxeno simplectítico y anfíbol verde marrón en láminas xenoblásticas, especialmente en contacto con el granate; éste es xenoblástico e intensamente irregular. Abundan los prismas xenomorfos de rutilo, transformándose en ilmenita o con aureolas de esfena, agregados de apatito y escaso circón. Como elementos de la actividad hidrotermal tardía hay adularia, albita y clorita.

En el segundo caso están intensamente transformados, consistiendo en rocas bandeadas con estructuras lentejonares y cuarzo acintado.

Las zonas melanocráticas están compuestas por granate corroído con inclusiones de cuarzo irregularmente distribuidas y de rutilo, rara vez de anfíbol marrón; presenta aureolas quelifíticas de anfíbol y plagioclasa; por anfíbol, prismas de zoisita saussuritizada y de distena incluida o no en zoisita con márgenes sericitizados.

Como elementos posteriores se forman epidota y biotita cloritizada.

4.1.1.3 *Anfibolitas* (ξ A)

Son granatíferas y con frecuentes texturas de deformación en las representantes más occidentales, que presentan unas ciertas características especiales en relación a las que se disponen más hacia el Este. Se trata, con gran probabilidad, de granulitas en un estado de transformación anfibolítica prácticamente completo.

Los representantes orientales están constituidos por un agregado orientado de grano fino de anfíbol y plagioclasa. El anfíbol (hornblenda) tiene pleocroísmo de incoloro a verde castaño y la plagioclasa se macla o es levemente zonada. Los granates xenoblásticos se corroen generalmente por una corona de retromorfismo. Suele haber conjuntos de zoisita igualmente orientados con análoga aureola que el granate, transformada a clinozoisita y moscovita. El anfíbol suele cloritizarse en los bordes. Se ha observado

rutilo en los núcleos de esfena, apatito, opacos accesorios y adularia intersticial y en venas.

Las representantes más cercanas al borde O. de la formación tienen generalmente, como ya se ha mencionado, texturas de deformación blastomilonítica. Constituyen un agregado orientado de anfíbol, plagioclasa y cuarzo acintado, a veces escaso, otras en cantidad importante. El anfíbol (hornblenda verde), a veces algo azulado, se desarrolla en fenoblastos rodeados por la foliación con extinción ondulante y bordes corroídos. El granate fracturado, rodeado por una aureola sericítica, actúa asimismo como fenoblasto; en relación con él se desarrollan a veces micas coloreadas, levemente pleocroicas. Puede haber pistacitas con núcleos de allanita, opacos en hileras, rutilos dispersos y circón como accesorios.

4.1.2 Eclogitas (E)

Aparecen rara vez dentro de las metabasitas de facies granulita; en esta Hoja se han encontrado intensamente transformadas y compuestas por porfidoclastos de granate (6-7 mm.), con inclusiones diminutas e irregulares de rutilo, con aureolas quelifíticas de anfíbol y plagioclasa, en un agregado bandeado con lentejones de cuarzo en textura granoblástica y lamelar, y porfidoblastos de anfíbol simplectítico con plagioclasa, zoisita saussuritizada, anfíbol y biotita de neoformación. Como elementos de alteración tardía, moscovita y saussurita.

Habitualmente son rocas granoblásticas, en ocasiones con los prismas orientados, con granate (py 29-47 por 100 al + sp 31-46 por 100, granate-ca 20-28; VOGEL, 1967) subautomorfo y clinopiroxeno levemente verdoso (onfacita y cloromelanita onfacítica, VOGEL, 1967), que nunca están directamente en contacto, puesto que entre ambos se desarrolla un anfíbol verdoso que puede alcanzar dimensiones comparables a la de los prismas de clinopiroxeno; es poiquiloblástico de cuarzo y suele tener extinción ondulante; cuando no se forma anfíbol se desarrollan simplectitas piroxeno-plagioclasa que están presentes en todas las muestras en diferente grado. El granate es quelifítico a anfíbol, plagioclasa y opacos. En ocasiones, cuando el anfíbol está en contacto con el cuarzo, permanece una fina aureola de clinopiroxeno. Es frecuente la zoisita y el cuarzo en agregados granoblásticos o incluido en granate sin formar estructuras helicíticas.

Es frecuente también la distena, generalmente incluida en prismas de zoisita o fuera de ella, siempre sericitizada. Como accesorios: prismas de apatito en agregados, prismas de rutilo y muy rara vez de circón.

En las zonas marginales de los afloramientos hay milonitas producidas con posterioridad a la formación del anfíbol que se comporta como porfidoclasto.

Como elementos secundarios hay epidota a partir de granate y venas tardías con clorita, epidota, adularia y prehnita.

En el núcleo de la estructura denominada anticlinal de la Cruz aparecen materiales con características intermedias entre eclogitas y granulitas, con zoisita y distena, ésta incluida en la anterior o no, retromorfizada en sericita, clinopiroxeno simplectítico y anfíbol, pero con elevada proporción de plagioclasas (albita-oligoclasa) y cuarzo, probablemente debido a variaciones iniciales más ácidas en la composición original, de las rocas básicas, que, para las que carecen de plagioclasa, es basáltica toleítica (VOGEL, 1967). Corresponden al tipo B de eclogitas, según COLEMAN et al. (1965).

4.1.3 Rocas metabásicas

4.1.3.1 *Granulitas* (I')

Son de textura granonematoblástica orientada, normalmente con diferenciación en bandas a veces planares, otras más irregulares y de grano fino que puede ser medio de forma ocasional.

Están constituidas por granate, anfíbol, piroxeno, plagioclasa y cuarzo, muy variables en proporción. Puede haber epidota (allanita, zoisita, clinozoisita, pistacita), rutilo, esfena, apatito, circón, biotita y opacos como accesorios.

Muy frecuentemente hay zonas de hidrotermalización que saussuritiza las plagioclasas, epidotiza el granate y transforma el anfíbol usual en actinolita. Las venas cortantes de feldespato potásico corresponden al mismo proceso.

El granate puede llegar a representar el 80 por 100 del total. Suele ser rosado con una periferia más incolora y forma redondeada. Normalmente se fractura, en ocasiones paralelamente en todos los individuos, y contiene pocas inclusiones cuando es más pequeño y abundante, siendo poikilítico al resto de los minerales. Otras veces es menos uniforme y suele incluir rutilos, diminutas agujas e incluso piroxeno y anfíbol.

El clinopiroxeno se caracteriza por su color verde esmeralda, más intenso que en eclogitas. Puede faltar, pero cuando es más abundante se dispone intersticialmente al granate. No presenta generalmente relación con el anfíbol, pero alguna vez se ha observado su transformación a un tipo verde intenso, en contacto con el granate. Puede intercrecer groseramente con plagioclasa, aunque lo más frecuente es que no exista esta relación.

El anfíbol está siempre presente, usualmente dominando sobre el granate. Es de color verde oliva intenso, a veces con tinte castaño. Se dispone en grandes blastos, por lo general sobreimponiéndose a la mayor parte de los minerales, a veces intercrecido de forma ameboide con plagioclasa; otras, las menos, con una trama entre la que se sitúa el granate. Define la lineación cuando no hay bandeado.

La plagioclasa constituye, junto con el cuarzo, las bandas leucocráticas de grano más grueso e irregular. Suele estar zonada y maclada polisintéticamente. En las rocas más uniformes constituyen agregados poligonales intersticiales al granate. Puede ser accesoria, pero casi siempre está presente.

De las epidotas, la allanita siempre se ha observado en núcleos de zoisita. Esta puede transformarse a veces totalmente a las otras variedades, a veces está zonda y puede incluir o rodear al granate.

El rutilo puede estar incluido en el granate, pero es muy frecuente en el exterior. Tiene suave pleocroísmo y color acaramelado. Se asocia o incluye opacos (ilmenita) y suele transformarse a esfena, por lo que a veces sólo se encuentra en núcleos de ésta.

La esfena, en su mayor parte, es procedente del rutilo, pero también se ha observado idiomorfa al parecer sin relación con él.

El circón sólo se presenta en los casos más leucocráticos, y en el apatito se han observado inclusiones reticulares.

En resumen, es evidente una cristalización temprana del granate y un contacto piroxeno-anfíbol sin relaciones mutuas, por lo que se considera una procedencia tan sólo parcial del anfíbol a partir del piroxeno. La plagioclasa es en muchos casos anterior al anfíbol, y otras veces intercrece con él; puede ser movilizada con posterioridad en las venas leucocratas junto a granate principalmente y en menores cantidades clinzoisita, anfíbol y piroxeno. Por consiguiente se considera una cristalización en facies granulita, seguida de retrogradación a facies anfíbolita.

En las facies leucocráticas ya mencionadas aparecen «boudins» constituidos por un agregado de grano grueso de anfíbol (hornblenda verde) ($2V\alpha = 92$; $\gamma:Z = 20$) y cuarzo sin orientación preferente, con escasa biotita intersticial.

4.1.3.2 *Gneises* (PC-CA ζ)

Se trata de gneises plagioclásicos, más o menos micáceos de características variadas.

Unas veces tienen textura granoblástica de marcada heterogranularidad, constituida por plagioclasa, cuarzo y granate en una mesostasis cuarzoplagioclásica con biotita diablástica y pequeños anfíboles. El granate es normalmente anhedral, a veces en atolón, fracturado y con numerosas inclusiones, sobre todo de rutilo, que puede disponerse circular. La plagioclasa es xenomorfa y maclada de forma compleja, con frecuencia está deformada. El cuarzo suele, asimismo, ser ondulante. Los accesorios más frecuentes suelen ser epidota (pistacita con núcleo de allanita), apatito, esfena, xenotima y opacos.

En otras ocasiones las rocas son más micáceas y los fenocristales pla-

gioclásicos de mayores dimensiones, subidiomorfos, incluyen frecuentemente cuarzo. Hay diferenciación en bandas leucocráticas, en las que están los anteriores con cuarzo y melanocratas con micas y granate, éste puede ser retromórfico a clorita y en parte a epidota. Son muy frecuentes los fenoblastos de moscovita, que son posteriormente kinkados por deformación tardía, que origina, además, planos de fractura a bajo ángulo en la foliación.

4.1.4 Rocas ultrabásicas serpentinizadas (Μσo (Σ))

En conjunto predominan las composiciones lerzolíticas a duníticas con intervención esporádica de algunas piroxenitas.

La intensa serpentización obliga a aceptar estas denominaciones en un sentido amplio.

Siguiendo a MAASKANT (1970), su emplazamiento tuvo lugar durante el metamorfismo catazonal que afectó al complejo. Por tanto, han sufrido todos los eventos que afectaron al mismo.

Están constituidas esencialmente por olivino y ortopiroxeno, más esporádicamente hay clinopiroxeno y anfíbol, así como espinela como accesorio más usual. A veces se presenta granate. La serpentización origina crisotilo y antigorita secundarios, así como bastita a partir de ortopiroxeno y magnetita de transformación de espinela. Ocasionalmente se ha observado la formación de talcocitas. Hay entonces clorita en venas, asociadas a opacos.

El olivino ($2V\gamma = 84$), que corresponde aproximadamente a Fo_{93} , es anhedral y normalmente no deformado, aunque en una de las muestras se observaron lamelas de deformación. Suele estar fracturado y la serpentización progresa en las fracturas individualizando fragmentos aparentemente no rotados. Puede ser incluido por ortopiroxeno.

El ortopiroxeno ($2V\gamma = 80-90$) es incoloro, a veces con un ligero tinte rosado. Los individuos mayores suelen estar fuertemente deformados y con exoluciones de clinopiroxeno. Una vez se observaron agujas de espinela en su interior. Pueden ser de menor tamaño y entonces generalmente no están deformados, a veces pueden rodear a los primeros. Se han observado, además, cristales mixtos, sólo parcialmente con exoluciones. MAASKANT (1970) los denomina enstatitas con $En_{89,3}$ a $En_{90,4}$.

El clinopiroxeno incoloro ($2V\gamma = 54-58$; $\gamma : Z = 39-45^\circ$) es menos frecuente que el anterior. De menor refringencia que el orto, se dispone también generalmente anhedral. Ocasionalmente se han observado exoluciones de ortopiroxeno. MAASKANT (1970) le atribuye una composición $En_{48,5}$, $Wo_{48,5}$ $Fs_{3,0}$. No se ha observado una relación clara de éste con el anfíbol.

El anfíbol incoloro ($2V\gamma = 87$; $\gamma : Z = 21-23^\circ$) es más frecuente que el clinopiroxeno y es el que presenta un mayor idiomorfismo. En ocasiones

parece penetrar en fracturas de los piroxenos. Suele definir orientación preferente. VOGEL (1967) considera una composición «pargasítica» para él.

La espinela es marrón verdoso, anhedral, se dispone en pequeños agregados o individual, intersticial a los otros minerales.

Sólo en dos de las muestras hay granate. En una de ellas se presenta a lo largo de bandas, poikilitico del resto de los minerales y también incluido en el anfíbol. En otra, sin embargo, tiene características muy diferentes. Es incluido por orto y clinopiroxeno y se dispone a veces en relación con espinela verde oliva o disperso en el agregado serpentínico y fracturado.

Texturalmente son rocas granudas con un leve bandeado composicional no siempre evidente, trastocadas por sucesos posteriores que originan una orientación más o menos marcada en los minerales secundarios.

Las piroxenitas se sitúan en el macizo de Herbeira en intercalaciones de diversos espesores (de unos centímetros a varios metros), alternando con las peridotitas. Están constituidas por orto y clinopiroxeno, y olivino en una textura granuda panxenomorfa, deformada.

El ortopiroxeno es el más afectado por la deformación, ya que está intensamente curvado, tiene exoluciones de clinopiroxeno y un ligero tinte rosado. El clinopiroxeno, con efectos «schiller» ($2V\gamma = 52$; $\gamma : Z = 32$). Intersticialmente aparece el olivino. No se ha observado la serpentización de las peridotitas, pero sí una intensa anfíbolitización.

El anfíbol de neoformación ($2V\alpha = 86-88$; $\gamma : Z = 18$) es de color verde pálido y se dispone orientado parcheando los piroxenos. Como parte del mismo proceso aparecen algunas micas accesorias. Hay además opacos.

4.1.5 Gneises de dos micas (PC-CA, ζ)

4.1.5.1 Gneises de Chimparra

Son gneises en general poco micáceos, plagioclásicos, siempre con biotita y granate. Frecuentemente puede haber además moscovita y distena.

Texturalmente son granoblásticos, a veces bandeados y muy frecuentemente porfiroides.

Los términos más uniformes constituyen un agregado cuarzo-plagioclásico de tamaño medio, con granate y micas, no siempre orientadas. Cuando hay distena, ésta es de hábito acicular, siguiendo la orientación principal (segunda generación) o bordeando plagioclasa de primera fase. Más al Sur (Hoja de Cedeira, núm. 7) hay distena de primera fase.

Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa y rara vez de feldespato potásico, subredondeados, xenomorfos y preesquistosos a la foliación principal. La plagioclasa suele estar maclada con leyes complejas, y a veces evidencia un leve zonado; por alteración se transforma en sercita o saussu-

rita; puede incluir cuarzo, plagioclasa y pequeños granates. A veces se fracturan y penetra la mesostasis.

El granate xenoblástico, con frecuencia poikilitico, puede ser transformado a plagioclasa y biotita, normalmente suele estar fracturado, transverso a la foliación y elongado por ésta.

De las micas, la biotita es la siempre presente, de color marrón rojizo, normalmente en placas dispersas, que de forma ocasional se agregan. La moscovita es, asimismo, frecuente, a veces muy escasa, puede disponerse en pequeñas laminillas, como la biotita, o en fenoblastos transversos posquistosos, combados.

Ocasionalmente el gneis es de anfíbol, y éste forma placas prismáticas más o menos alineadas.

Los accesorios en estas rocas son: circón (idiomorfo o subredondeado), rutilo (transformándose a veces a esfena), epidota (a veces con núcleo de allanita), apatito (con frecuencia globular) y turmalina (subidiomorfa y preesquistosa). Son frecuentes las venas tardías de feldespato potásico.

4.1.5.2 *Gneises de Cariño*

En esta formación se observan gneises poco micáceos, muy semejantes texturalmente a los de Chimparra; otros glandulares, también a veces semejantes a éstos, y una serie de esquistos con plagioclasa, característicos de esta formación.

Es de destacar mineralógicamente la presencia universal de granate, ausencia de distena, en esta Hoja, si bien en Cedeira (Hoja núm. 7) la hay de primera fase, dominancia de dos micas, y la aparición esporádica de anfíbol y clinopiroxeno.

Se describen especialmente los términos esquistosos por ser los más característicos.

Son cuarzo-esquistos de dos micas, con granate, estauroлита y plagioclasa, en los que se advierte una esquistosidad principal con escasos arcos poligonales mal conservados de otra anterior y crenulación posterior que puede ser bastante llamativa y poligoniza las micas en las charnelas.

Ambas micas van estrechamente asociadas y definen bandas en las que se asienta el granate y a veces turmalinas idiomorfas. La biotita es pleocroica de incoloro a marrón rojizo.

La plagioclasa, poco abundante, es xenoblástica, maclada y difusamente zonada. Puede incluir rutilo y cuarzos subredondeados.

Se observaron accesorios: circón, rutilo, allanita y opacos. Son frecuentes las venas tardías de adularia.

Es de destacar, de forma muy esporádica pero espectacular, el desarrollo blástico de plagioclasa que incluye al granate y a biotita. Se trata de una

plagioclasa xenoblástica, con zonado inverso y maclado complejo que incluye cuarzo irregular a manera de corrosión.

Generalmente, junto a los lentes anfibólicos de esta serie, para la roca es más básica y puede contener anfíbol e incluso clinopiroxeno.

4.1.5.3 *Gneises de la zona de movimiento tectónico*

Son gneises plagioclásicos de biotita con granate y distena de textura granoblástica heterogranular y foliación poco marcada.

La plagioclasa está maclada con ley compleja, presenta un zonado muy leve e inclusiones de cuarzo. El granate retromórfico exhibe frecuentes estructuras en atolón cerrado o abierto, con núcleo de cuarzo y biotita.

La distena es prismática, maclada, orientada con la roca, a veces comada y también acicular en los bordes de la plagioclasa.

La mica dominante es biotita rojiza. La moscovita es accesoria, a veces tardía en placas transversales.

Accesorios, se presentan: apatito idiomorfo, circón, rutilo y opacos.

Como intercalaciones poco frecuentes aparece en estos gneises una serie de anfibolitas con las siguientes características.

El anfíbol de color verde intenso y acusado pleocroísmo se dispone en pequeñas láminas bien orientadas. La plagioclasa xenomorfa es intersticial zonada, rara vez se macla. Hay epidota accesoria (pistacita), a veces con crecimientos simplectíticos de plagioclasa, esfena, opacos y a veces apatito, como accesorios. Hay, además, láminas de biotita discordantes, a veces rodeando a epidota y carbonato secundario.

Se trata, en resumen, de ortoanfibilas, presumiblemente metagabros.

4.1.6 **Silúrico** (S_3^n)

Debido a la enorme alteración meteórica de los escasos afloramientos existentes en esta Hoja, se remite al lector, para más detalles petrológicos, a la Hoja de Cedeira (núm. 7).

4.2 ROCAS BASICAS ANTEHERCINICAS

4.2.1 **Anfibolitas de plagioclasa, epidota y cuarzo** (ξA)

Aparecen al O. de la zona de movimiento tectónico, si bien se encuentran bordeando en gran parte al complejo. Su contacto E. es tectónico por medio de brechas en algunos puntos, existiendo mezclas de estas anfibilas con gneises y rocas ultrabásicas. Presentan frecuentes pliegues de escala métrica, como en Punta Ardilosa (246,3-1.017,0).

Se trata de anfibilas muy homogéneas, de color verde oscuro y grano

medio. Contienen anfíbol y plagioclasa en un agregado nematogranoblástico orientado, muy uniforme. El anfíbol subidiomorfo verdoso es hornblenda ($2V\alpha = 84$; $\gamma : Z = 23$) y suele dominar sobre la plagioclasa, que está generalmente saussuritizada, distribuyéndose ambos macroscópicamente en lechos planares que, de acuerdo con la gran tectonización sufrida, hacen muy patente la esquistosidad.

Es constante la aparición de epidota (clinozoisita y pistacita), a veces simplectítica, junto a anfíbol, que puede estar zonada.

Como accesorios hay granate subredondeado de color rosado, preesquistoso, con bordes engranados con el cuarzo, pequeñas esfenas subidiomorfas incluidas en anfíbol, a veces con núcleo de rutilo, opacos dispersos, cuarzo y apatito. Hay venillas de adularia.

En contacto con los gneises de la zona de movimiento tectónico hay materiales con textura subofítica residual.

4.2.2 Metagabros ($M\gamma\theta^b$)

Son muy escasos dentro del área de esta Hoja, habiéndose distinguido algunos en la parte superior de los gneises de dos micas; así, en los orientales (gneises de Cariño) se presenta un pequeño afloramiento de metagabros al NE. de San Julián de Trébol, y en los gneises occidentales (gneises de Chimparra) también existe otro de reducidas dimensiones.

Los metagabros occidentales (250,5-1.017,2) se presentan concordantes con los gneises encajantes. Su composición es heterogénea.

Láminas de anfíbol (hornblenda) verde castaño se disponen sin orientar, constituyendo un entramado cuyos huecos ocupan agregados de grano fino plagioclásicos y cuarzo intersticial. Hay granate xenomorfo con pequeñas inclusiones en el anfíbol y algunas hileras biotíticas retromorfoseadas. El rutilo, acaramelado, es frecuente, y usualmente se transforma en ilmenita. Hay, además, muy escasos, allanita y circón.

En el afloramiento oriental se distinguen dos tipos, según VOGEL (1967): uno de grano fino y a veces textura ofítica, y otro de grano grueso, pegmatoide.

4.3 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS (ORTOGNEISES) ($NG\gamma^b$)

Aparecen frecuentemente intercalados dentro de los gneises de Chimparra, con potencias variables que oscilan desde pocos metros a varias decenas. Las bandas más potentes se encuentran en cotas elevadas por su mayor resistencia a la erosión. No tienen gran continuidad longitudinal y son más abundantes en la parte superior de estos gneises, ya que los afloramientos se sitúan en la parte central, correspondiéndose con el núcleo del sinclinal mayor. Macroscópicamente a veces, tienen una apariencia

similar a los gneises encajantes; se trata de gneises feldespáticos de dos micas con granate y a veces distena. Feldespato potásico y plagioclasa actúan como porfidoclastos en una mesostasis microgranulada que interrumpe los cuarzos en largos acintamientos.

El feldespato potásico es microclina algo pertítica, con ligera extinción ondulante. La plagioclasa incluye cuarzos globulares, escasamente antiperitizada con numerosas agujas de moscovita y apatito también globular. La distena es acicular, puede transformarse en moscovita y está relacionada a la plagioclasa (incluida o en sus bordes). El cuarzo es xenomorfo, fracturado y elongado con la deformación. Predomina la moscovita, que parece algo posterior, sobre la biotita.

Los accesorios son, además de los ya citados, circón y epidota.

4.4 ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS (q), (FO)

Solamente se han distinguido diques ácidos: de cuarzo y pórfido.

Aquellos representados por el gran dique (q) que cruza la Hoja con dirección NO.-SE. Cicatriza una falla anterior que limita al S. el macizo de rocas ultrabásicas de Herbeira.

Los diques de pórfido (FO) están escasamente representados, habiéndose localizado uno al N. de Chimparra (251,037-1.020,002) de escasa potencia, aproximadamente dos metros, cortante a la esquistosidad de los gneises encajantes.

Hay fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y más escasos de albíta, heterométricos, en una matriz de grano fino. Las facies de borde suelen estar brechificadas.

4.5 METAMORFISMO

El metamorfismo regional de la Hoja se desarrolla en dos fases fundamentales (fig. 5), como se deduce de las descripciones petrográficas realizadas.

La primera fase, la de más alto grado, de carácter meso a catazonal, desarrolla un metamorfismo plurifacial desde anfibolitas a granulitas de alta P y posiblemente eclogitas (fig. 6).

Este metamorfismo se manifiesta en las metabasitas por asociaciones tales como:

- 1) Anfíbol-plagioclasa \pm granate-esfena-epidota.
- 2) Clinopiroxeno-hornblenda-granate-plagioclasa-rutilo-zoisita.
- 3) Clinopiroxeno-granate-rutilo \pm distena \pm zoisita.

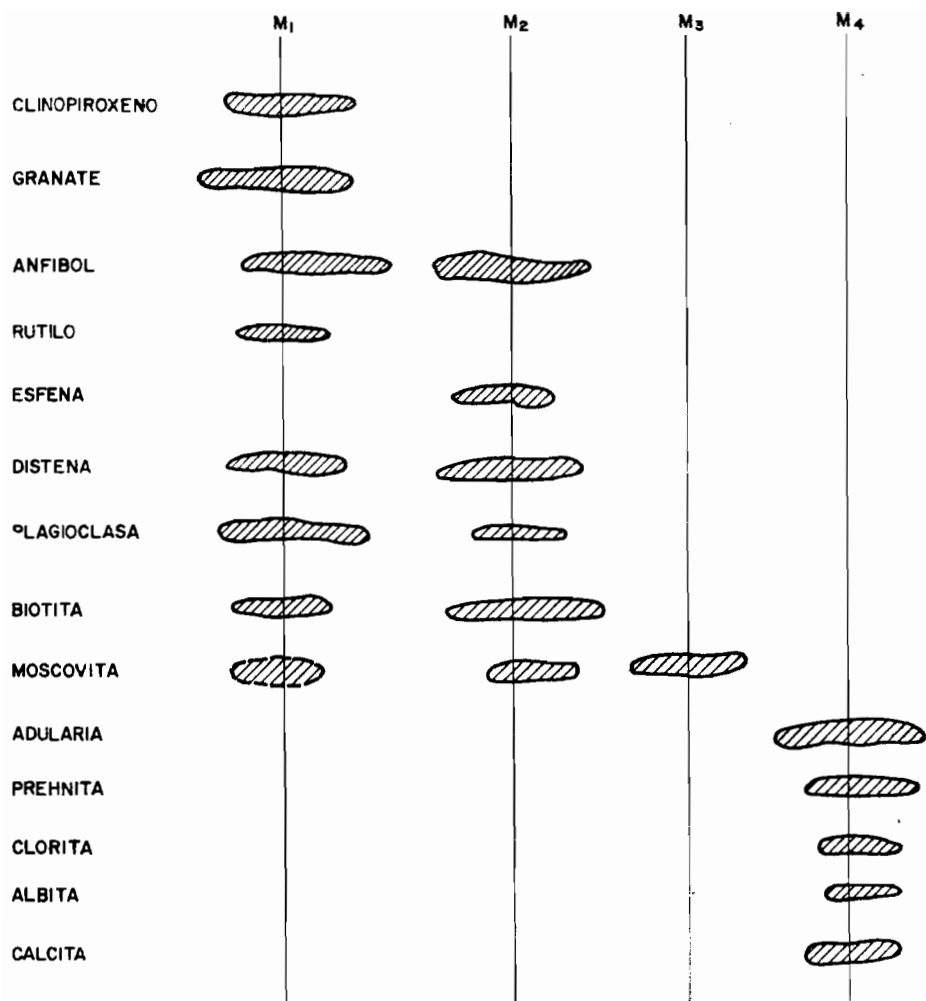
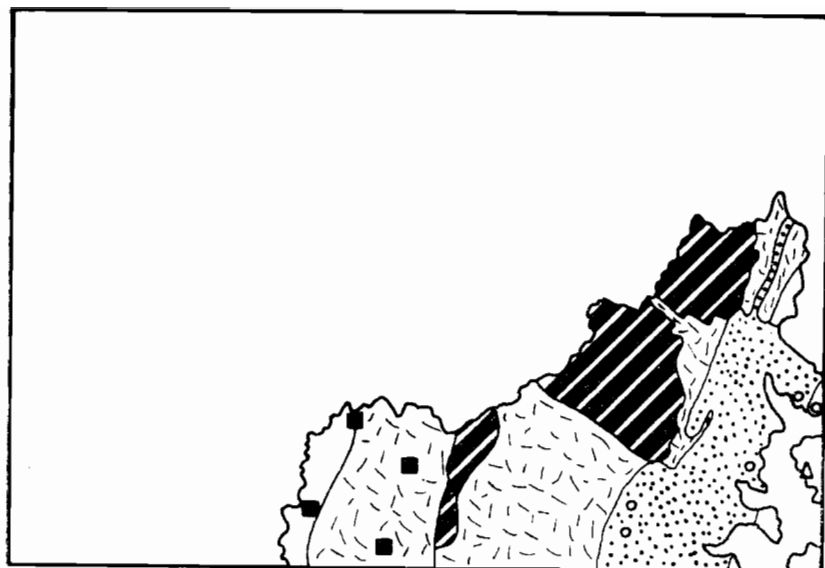


Fig. 5.—Distribución del desarrollo mineral.

Y en los paragneises por las siguientes.

- 1) Cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita granate \pm estaurilita \pm distena-rutilo-esfena.
- 2) Cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-granate \pm distena-rutilo.
- 3) Cuarzo-plagioclasa-biotita-granate \pm ortosa \pm distena-rutilo.



ESCALA 1/250.000

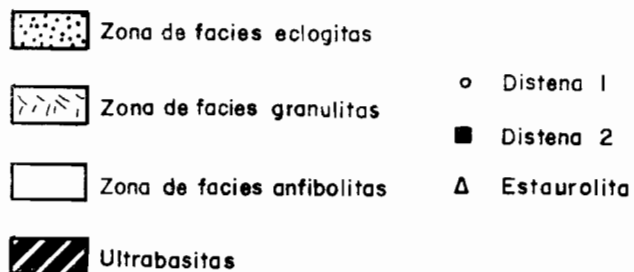


Fig. 6.—Esquema de facies metamórficas.

Las asociaciones con estaurolita pertenecen a la subfacies anfibolitas para un tipo bórico de P intermedia [WINKLER, 1967], que coincide con la primera paragénesis dada para las metabasitas, y que indican unas condiciones mínimas para los datos del punto triple Al_2O_3 SiO_3 de RICHARDSON et al. (1969).

La segunda paragénesis en metabasitas, es indicativa de unas condiciones típicas de las granulitas de alta P, definida por WAARD (1965) en la subfa-

cies (Ho) - Clpx - Alm. Estas altas condiciones se confirman por la coexistencia de almandino y distena en paragneises, así como el rutilo accesorio común.

VOGEL (1967) y ENGELS (1972) consideran para esta primera etapa condiciones de la subfacies Px - Alm de granulitas de alta P, admitiendo un metamorfismo posterior de la subfacies Ho - Px - Alm de la misma facies. Sin embargo, la coexistencia de clinopiroxeno estable con granate y anfíbol sin relictos de los dos primeros, así como el no haber encontrado efecto alguno de la acción de esta fase en los paragneises asociados ni en los materiales de facies anfíbolita, inclinan a pensar en que la presión del agua no fue tan reducida como para originar la subfacies antedicha. Ahora bien, las relaciones texturales indican que en algunos casos la formación de anfíbol es ligeramente tardía.

En paragneises, dentro de la facies granulita, se conservan los filosilicatos, desapareciendo la moscovita de manera local, aparece rutilo, granate, distena y una pequeña proporción de movilizados leucocráticos. Existe escasa evidencia de formación de anfíbol en esta fase metamórfica en las rocas paraderivadas. No obstante, la formación del rutilo (acesorio típico en granulitas) y las transformaciones de metagabros (Hoja de Cedeira, número 7) acreditan que los paragneises se han encontrado efectivamente en facies granulita, si bien la presencia de H₂O debió ser elevada para inhibir la cristalización generalizada de paragénesis anhidras.

La tercera subfacies de las metabasitas corresponde a las eclogitas. Su problemática es muy compleja, pues por un lado están las citas de ENGELS (1972) y TEX, E et al. (1972) sobre la presencia de relictos de estauroilita incluidos en distena en una eclogita, y las estructuras en atolón en granate apuntan, según dichos autores, hacia un carácter progresivo del metamorfismo hasta alcanzar la facies eclogita. Sin embargo, análogas estructuras en el granate se observan en los paragneises con estauroilita-distena de la formación Cariño, que no es presumible hayan alcanzado tan alto grado.

No es de descartar, además, la hipótesis de que se tratara de restos de la diferenciación del «pirolito» de RINGWOOD (1969), como se menciona en la historia geológica. Sin embargo, su asociación con granulitas de alta P y la mineralogía de los paragneises que la rodean, así como los relictos de estauroilita encuadran su génesis dentro de un proceso retro-mórfico cortical.

Para esta primera fase metamórfica, TEX, E. et al. (1972) consideran un gradiente geotérmico promedio marcando el límite entre las series intermedias y altas.

La segunda etapa metamórfica conlleva el desarrollo de estructuras planares sobre las granoblásticas de la fase anterior que se conservan relictas, actuando esta fase de forma irregular de unos sectores a otros.

Desarrolla anfíbol en todas las metabasitas; transforma la zoisita en clinozoisita y epidota, y desestabiliza el piroxeno, que se transforma de este modo en anfíbol y rutilo en esfena.

En los paragneises se desarrollan biotita y moscovita y una nueva generación de distena en prismas aciculares, con preferencia en las zonas micáceas, en torno al granate y a las plagioclasas residuales de la primera fase.

Simultáneamente el granate se transforma de la manera ya citada a moscovita, biotita, plagioclasa y anfíbol en todos los grupos litológicos, salvo en las metabasitas, que inicialmente se encontraban en facies anfibolita. El metamorfismo en esta etapa es, por tanto, de facies anfibólica.

Con posterioridad y observable en paragneises se desarrolla una esquistosidad de fractura que no origina nuevos minerales, a lo sumo blastos de moscovita.

Por último, tiene lugar una fracturación acompañada de metamorfismo hidrotermal con formación de clorita, adularia, albita, prehnita, transformación de hornblenda en actinolita y de epidota y granate en pistacita, pertenecientes a la facies prehnita-pumpellita. No se ha observado, sin embargo, pumpellita, que es citada por VOGEL (1967).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 CANTERAS

Debido a la existencia de grandes masas de rocas serpentinizadas, tales como los macizos de Limo y Herbeira, junto con la forma de aparecer destacadas en el relieve, favorecen las existencias de explotaciones; existiendo dos de ellas en los bordes del macizo de Herbeira, en las que se extrae la roca ultrabásica para su comercialización como «dunita». Una de esas explotaciones se sitúa al O. de Piedra y a unos 4 km. (258,8-1.022,6), transportándose la dunita hasta el puerto de Cariño, donde es embarcada; la otra explotación está al O. de Landoy a 1,5 km. (258,0-1.019,5), embarcándose la dunita en El Ferrol.

Existe también una pequeña cantera en la que se explota el cuarzo del filón que cruza la Hoja en dirección NO.-SE., situándose esta cantera al sur de Landoy y a 700 m. (259,0-1.018,1), habiendo otra, actualmente inactiva, en las anfibolitas de plagioclasa y epidota (Purrido) en Punta Candelaria.

Las posibilidades de rocas canterables son grandes, predominantemente en las rocas metabásicas y en las eclogitas.

5.2 MINERIA

Posibilidades mineras presentan las rocas metabásicas y ultrabásicas. En las rocas ultrabásicas hay mineralizaciones de cobre, cromo, níquel

y magnetita entre otras. La más interesante pudiera ser la de cromo en forma de cromita, dispuestas al azar en las rocas ultrabásicas formando nódulos, nidos o lentes de variable extensión, con la lineación de la mena paralela a la de la roca encajante.

En las rocas metabásicas y ultrabásicas podrían existir menas de titanio, tales como ilmenita y rutilo.

Por tanto, sería conveniente efectuar una campaña de geoquímica de suelos en las rocas metabásicas y, sobre todo, en las ultrabásicas, acompañada posteriormente por geoquímica en roca, para así mejor establecer las posibilidades metalogénicas.

5.3 HIDROGEOLOGIA

En la zona no hay problemas de agua, ya que la pluviosidad es grande, y al no existir, por otra parte, grandes núcleos de población, las necesidades no son elevadas. De todas formas, las posibilidades de alumbramiento de aguas, que son escasas por predominar rocas impermeables, estarán ligadas a fenómenos de trituración mecánica y fallas transversales.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica*, vol. 6, pp. 29-48.
- CARLE, W. (1945).—«Ergebnisse geologische Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nord West Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 13-36.
- COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BEATTY, L. B., y BRANNOCK, W. W. (1965).—«Eclogites and eclogites; Their differences and similarities». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, pp. 483-508.
- ENGELS, J. P. (1972).—«The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW. Spain), a structural and petrofabric study». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 48, pp. 83-133.
- FERNANDEZ POMPA, F.; MONTERIN LOPEZ, V., y PEINADO MORENO, M. (1974).—«Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 7 (0603) Cedeira». *Publicaciones del IGME*. (En prensa.)
- GREEN, D. H., y RINGWOOD, A. E. (1969).—«La corteza de la tierra y el manto superior». *Editorial Pembroke*.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1967).—«Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga)». *Est. Geol.*, vol. XXIII, pp. 85-143.

- LOTZE, F. (1945).—«Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica». *Public. Extr. sobre Geología de España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 45, pp. 237-325.
- MAC-PHERSON, J. (1881).—«Apuntes petrográficos de Galicia». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, pp. 49-87.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galicia (Espagne)». *These doctoral Lab. Geol. de la Fac. de Sciences Grenoble*, tome 44, pp. 1-123.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 21, pp. 468-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, pp. 333-358.
- PÉREZ MATEOS, J., y CARABALLO MUAROTTI, L. F. (1969).—«La mineralogía de los arenales de la ría de Ortigueira». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, vol. 67, pp. 273-286.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M. (1969).—«Experimental determination of Kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; tre aluminum silicate triple point». *Am. J. Sci.*, vol. 267, pp. 259-272.
- RIES, A. C., and SHACKLETON, R. M. (1971).—«Catazonal Complexes of North-West Spain and North Portugal, Remnants of a Hercynian Thrust Plate». *Nature Science*, vol. 234, No. 47, pp. 65-68 and 79.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia. *Gráficas Reunidas, S. A.*, 176 pp., Madrid.
- TEX, E. (1971).—«Grupos de facies y series de facies del metamorfismo y su relación con las condiciones físicas de la corteza terrestre». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, vol. 69, pp. 333-353.
- TEX, E., y VOGEL, D. E. (1962).—«A "Granulitgebirge" at Cabo Ortegal (NW. Spain)». *Geol. Rundschau*, 52, pp. 95-112.
- TEX, E., y FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of Western Galicia». *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*.
- TEX, E.; ENGELS, J. P., y VOGEL, D. E. (1972).—«A High-Pressure Intermediate-Temperature Facies Series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain)». *24 th I. G. C. Section 2*. (Congreso de Geología de Canadá.)
- VOGEL, D. E. (1966).—«Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 36, pp. 243-254.
- (1967).—«Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW. Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, Deel 40, pp. 121-213.

- VOGEL, D. E., y ABDEL-MONEM, A. A. (1971).—«Radiometric evidence for a Precambrian metamorphic event in NW. Spain». *Gol. en Mijnb.*, 50, pp. 749-750.
- WAARD, D. (1965).—«A proposed subdivision of the granulite facies». *Am Jour. Sc.*, vol. 263, pp. 455-461.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Die Genese der metamorphen Gesteine». *Berlin, Springer-Verlag, 2nd ed.*, 237 pp.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA