

## EL METAMORFISMO EN EL LIMITE DE LAS PROVINCIAS DE SALAMANCA Y AVILA (NW DE PIEDRAHITA)

R. M. RODRÍGUEZ\*

L. LOBATO\*\*

RESUMEN.—Se estudia un afloramiento metamórfico situado entre los materiales detríticos del Terciario de la Meseta Castellana y los granitos de Avila. La zona metamórfica ha sido afectada por las dos primeras fases de deformación hercínicas. Existe un metamorfismo regional de baja presión asociado a la primera fase hercínica y un metamorfismo regional incipiente relacionado con la segunda fase. También se observa una cristalización de minerales metamórficos con anterioridad a la primera fase hercínica.

SUMMARY.—A metamorphic outcrop bounded by Tertiary sedimentary terrains of the Meseta on the N and the Avila granites on the E is studied. The metamorphic terrains have been mainly affected by two phases probably of the Hercynian orogeny, the first and most important one having been accompanied by a low pressure orogenic metamorphism. There is a low grade orogenic metamorphism related to the latter phase. The crystallization of some metamorphic minerals before the occurrence of the first folding phase is remarkable.

### INTRODUCCION

Este trabajo se enfoca hacia la Petrología de las formaciones metamórficas situadas en la mitad W de la hoja número 529 (Santa María del Berrocal) del Mapa Nacional a E:1/50.000. Estos materiales afloran entre el Terciario detrítico de la Meseta por el N y NW, y los granitos, gneises y migmatitas por el E y S. Hacia el SW los gneises y migmatitas constituyen la Sierra de Narrillos, según aparecen indicados en la cartografía realizada por SCHMIDT THOME (1950), o citados en diversos trabajos, entre ellos el de GARCÍA DE FIGUEROLA y J. R. PARGA (1968), pero cuya terminación por el NW y el tránsito hacia otras formaciones metamórficas era desconocido.

---

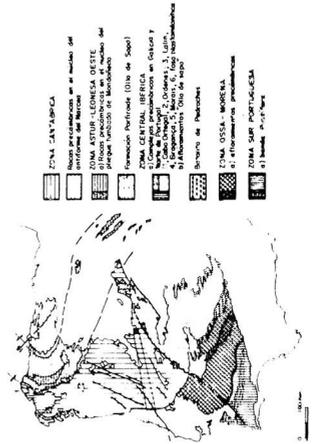
\* Dpto. de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

\*\* Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.

**ESQUEMA DEL METAMORFISMO EN EL LIMITE DE LAS PROVINCIAS DE SALAMANCA Y AVILA (NW DE PIEDRAHITA)**

R. M. Rodriguez — L. Lobato  
1973

-  Terciario indiferenciado
-  Cuarzita andosivica ?
-  Esquistos claros cuarzo - feldespáticos
-  Niveles conglomeráticos
-  Bancos de cuarzita
-  Neises
-  Migmatitas
-  Ortoneis sintectónico
-  Granito aplítico
-  Zona de contacto
-  Granodiorita terciaria
-  Esquistos metamórficos
-  Pofídico



-  ZONA CANTÁBRICA
-  ZONA ASTURIENSE DEL N. (ZONA DE PIEDRAHITA)
-  ZONA CENTRAL (ZONA DE SOLO)
-  ZONA DE AVILA (ZONA DE AVILA)
-  ZONA DE SALAMANCA
-  ZONA DE OESTE - MORENA
-  ZONA DE PORTUGAL
-  ZONA DE AVILA

## DESCRIPCION DE MATERIALES

La cobertera detrítica del Terciario y Cuaternario es de poca potencia en esta zona, aunque hacia el N crece con gran rapidez y posiblemente fosilice algún escarpe bastante grande. Aquí es un reborde sedimentario sobre un basamento poco accidentado que está siendo puesto al descubierto por la erosión actual. Así, es necesario advertir la posibilidad de que existan mínimos afloramientos del basamento dentro del área cartografiada como terciaria y también hay que señalar la existencia de algunos retazos pertenecientes al Terciario y Cuaternario dentro de la zona metamórfica, que no han sido señalados con el objeto de simplificar nuestro esquema de metamorfismo.

Independientemente de esta cobertera se pueden distinguir en el campo tres unidades fundamentales:

a) *Materiales pertenecientes al Complejo Esquistograuwácquico.*—Se encuentran intensamente metamorfizados en gran parte y llegan a formar verdaderas migmatitas.

Existe en esta zona un nivel conglomerático de poca potencia (1, 5-4 m.), muy característico dentro del Complejo. Está formado por cantos de Cuarzo y Feldespato, alargados y de pequeño tamaño (máx. 5 mm. de diámetro por 2-3 cms. de longitud) (Fig. 1). Entre estos cantos se encuentran otros de pi-

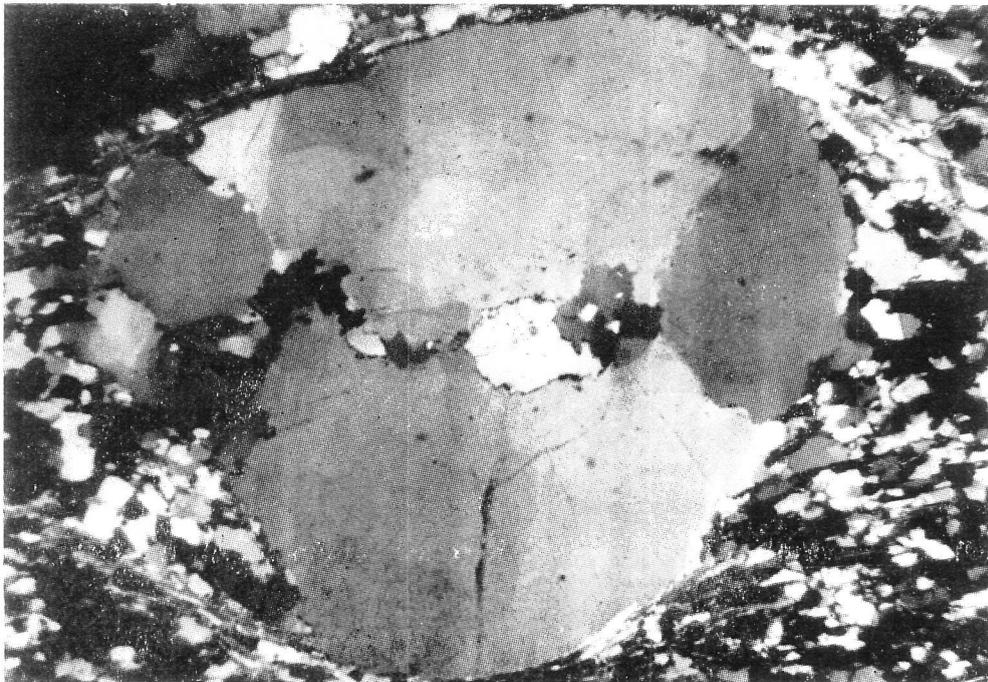


FIG. 1

*Canto de cuarzo entre una matriz cuarcítica en la que hay algunas micas de pequeño tamaño. x 33, Nic. X*



FIG. 2

*Niveles de cantos cuarcíticos separados por otros más finos de composición micácea. x 33, Nic. X*

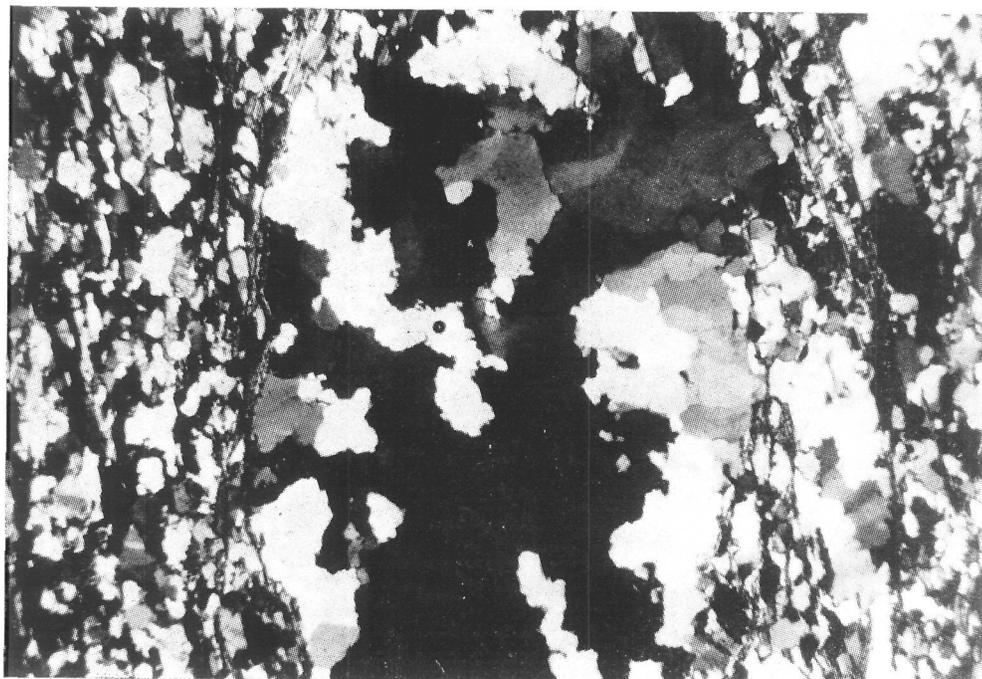


FIG. 3

*Niveles de cantos de cuarzo separados por otros más finos de micas. Nótese que el contenido en micas de la matriz aumenta algo respecto a los de las figs. 1 y 2. x 33, Nic. X*

zarra mucho más alargados. El conjunto de cantos está incluido en una matriz cuarzosa y suele disponerse en delgados niveles, separados por otros más finos constituidos por micas (Figs. 2 y 3).

Dentro del Complejo Esquistograuácquico se han citado conglomerados parecidos en muchas partes, tanto en España como en Portugal y algunas veces con dirección no hercínica, como acontece con los relativamente próximos de Fuenteguinaldo, GARCÍA DE FIGUEROLA (1970), y en gran parte, con los presentes en esta zona.

Hacia el techo, estos cantos se hacen aún menores, hasta llegar al tamaño de la matriz, a la vez que la proporción de micas va aumentando.

Sobre este nivel conglomerático aparecen unos esquistos de colores claros, de composición cuarzofeldespática, que presentan algunos niveles finos, ricos en filosilicatos y de color violáceo o algo amarillento. Por debajo se sitúan micacitas impuras de color rojizo.

Hacia el S y el E el Complejo está fuertemente metamorfozido, apareciendo una banda de gneises y migmatitas que se combinan con los gneises de la Sierra de Narrillos.

b) *La cuarcita de Horcajo*.—Aflora formando una elevación de unos 90 m. de altitud sobre el curso actual de las aguas, al W del pueblo de Horcajo Medianero y se sitúa en el núcleo de un sinclinal cuyo eje tiene una dirección NW. Por el NW desaparece bajo el Terciario y por el SE queda colgada sobre las micacitas, presentando en su base niveles erosivos de cantos. Está constituida por bancos de Cuarcita masiva y no ha proporcionado fósiles, pero su aspecto es el típico de los niveles más inferiores de la Cuarcita Armoricana. Esta Cuarcita se sitúa de manera discordante sobre los materiales del Complejo Esquistograuácquico. Esta discordancia ya ha sido citada por otros autores en zonas más o menos próximas como la de La Rinconada, GARCÍA DE FIGUEROLA y E. MARTÍNEZ-GARCÍA (1972), si bien la discordancia indicada por estos autores se sitúa entre un Cámbrico calizo y el Ordovícico, mientras que aquí no existen calizas.

c) *Materiales graníticos*.—Existen una serie de diques de granito entre las migmatitas que son concordantes con las estructuras. Son granitos leucocráticos con fenocristales de Feldespato K y están evidentemente relacionados con los fenómenos de migmatización.

La Sierra de Narrillos está constituida por un granito orientado según la dirección de flujo impuesta por la esquistosidad  $S_1$  que afecta a toda la zona metamórfica. El flanco N de este granito presenta un contacto completamente normal con dicha zona metamórfica. Se trata de un granito con fenocristales de Feldespato K con orientación muy marcada, de dos micas y con porfidoblastos de Turmalina posteriores a  $S_1$ . Teniendo en cuenta que

la esquistosidad de flujo es consecuencia de la primera deformación aparente que afecta la zona y ésta, según se indica más adelante, se incluye en la primera fase hercínica, este granito sería comparable a los granitos gneísicos de OEN ING SOEN (1970), de edad Devónico superior.

En las inmediaciones del pueblo de Mercadillo existe un granito pegmático que por su posición y dirección, así como por su composición, parece estar relacionado con unos diques graníticos que se intruyen en los materiales metamórficos situados cerca del Km. 30 de la carretera de Alba de Tormes-Piedrahita, los cuales no han sido cartografiados debido a sus pequeñas dimensiones.

El granito que constituye la mayor masa dentro de nuestro esquema tiene una composición mineralógica a base de plagioclasas, Feldespato K en fenocristales, Cuarzo y Biotita. Se trata pues de una granodiorita y su edad es tectónica tardía o postectónica ya que no presenta orientación alguna. Probablemente se trata del Granito G<sub>1</sub> de OEN ING SOEN (1970) y de CAPDEVILA (1969).

El contacto de este granito con la roca regional tiene lugar dentro de una franja en la que existen gran cantidad de diques graníticos intruidos en la roca metamórfica sin una dirección determinada. Dentro de esta franja, principalmente en sus partes centro y Sur del esquema, existe una intensa fracturación que origina la milonitización de la roca regional (Fig. 4). Al NE del

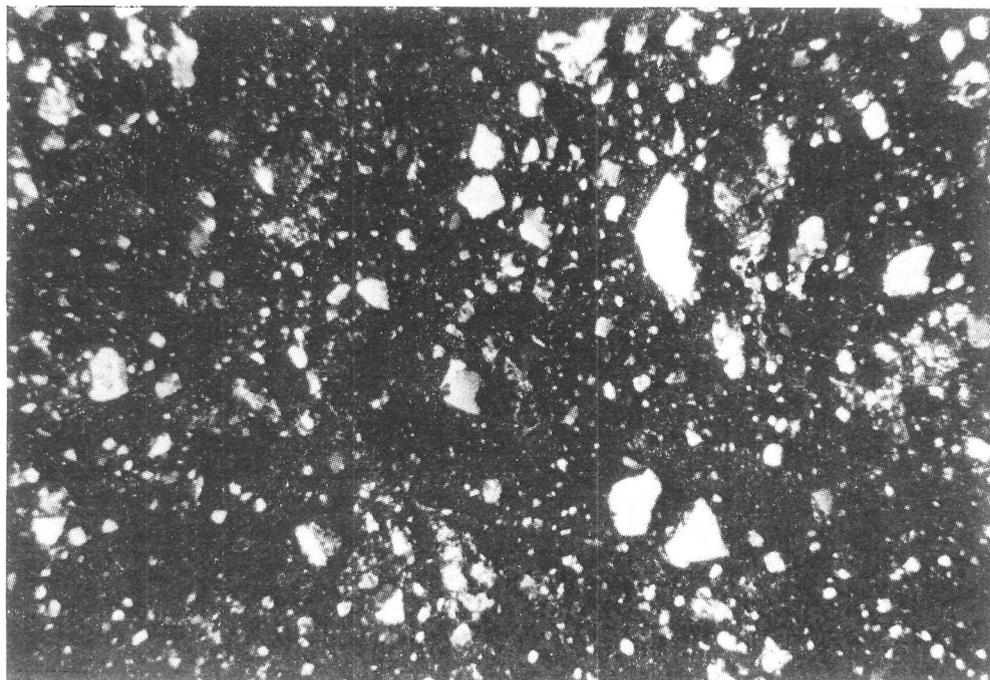


FIG. 4

*Milonita situada en la franja de contacto metamórfico-granito.  
x 33. Nic. X*

esquema, el contacto entre la granodiorita y el metamórfico se realiza mediante un dique pegmatítico, con gran abundancia de Turmalina.

Es importante destacar la presencia de un dique porfídico (ver esquema) que forma un resalte en el relieve. Su potencia es de unos 20 m. medida en la carretera de Alba de Tormes-Piedrahita, pero hacia el E se ensancha considerablemente. Contiene gran cantidad de Plagioclasas y en la zona de borde es de grano fino. A pocos metros de distancia hay un dique aplítico relacionado con el anterior. La dirección de ambos es:  $60^{\circ}240^{\circ}$  y marcan el contacto del metamórfico y el granito en parte de su recorrido.

### DEFORMACIONES

La deformación más antigua observada en los materiales de la zona consiste en grandes pliegues de eje subhorizontal, vergentes hacia el cuadrante SE y asociados a una esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) de plano axial (Fig. 5). Estos pliegues y la esquistosidad han sido deformados posteriormente por lo que su dirección describe un arco convexo hacia el SE, pasando de ser E-W en la parte SW del esquema, para hacerse N-S en la NE. En términos generales, los planos axiales de estos pliegues (y la  $S_1$ ) son subhorizontales o poco inclinados (buz. menor de  $35^{\circ}$ ) en la parte central del mapa, adquiriendo inclinaciones mayores (máximo de  $60^{\circ}$ ) hacia el SW y NE.



FIG. 5

*Orientación de los minerales según la esquistosidad de flujo. x 33. Nic. X*

Una segunda deformación se pone de manifiesto por una esquistosidad  $S_2$ , subvertical y de dirección aproximada NW-SE. Esta  $S_2$  es, en general, una esquistosidad de crenulación (Fig. 6) y da lugar a un plegamiento de las superficies de estratificación y de  $S_1$  en pliegues cuyos ejes llevan la dirección NW-SE, subhorizontales o ligeramente inclinados hacia el NW, y de planos axiales subverticales con la misma dirección.

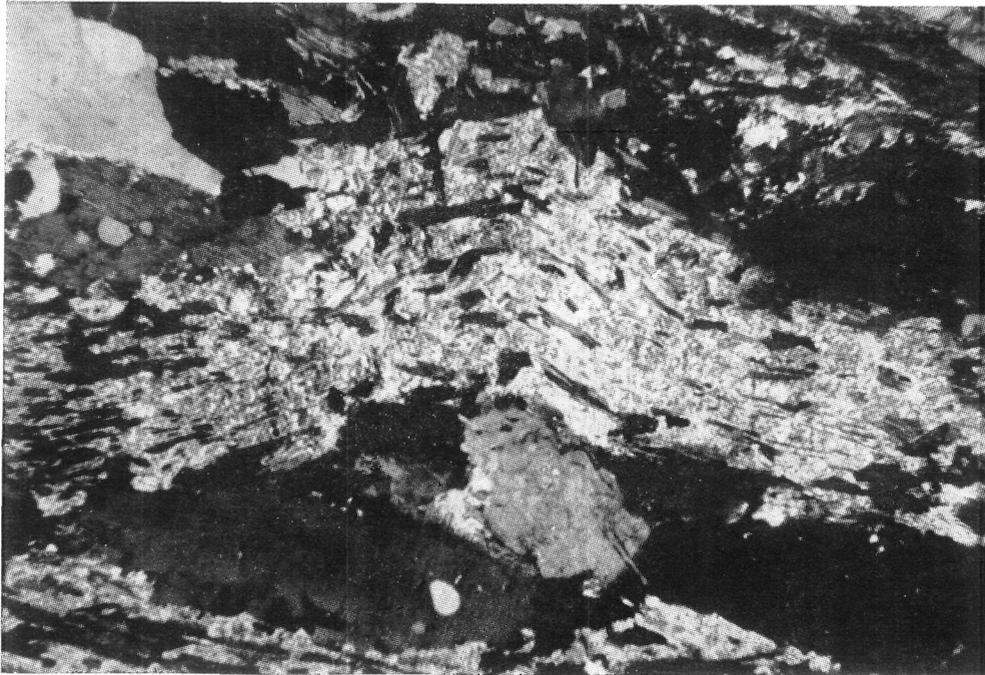


FIG. 6

*Micropliegue producido por interferencia de  $S_1$  y  $S_2$ . x 33. Nic. X*

Asimismo existe una esquistosidad  $S_3$ , subvertical y de dirección también aproximadamente NW-SE. El ángulo entre  $S_2$  y  $S_3$  suele ser del orden de 15 ó 20° y la lineación de su intersección con  $S_1$  de 320°. Esta  $S_3$  suele presentarse como una esquistosidad de fractura, aunque a veces y dependiendo de la litología de la roca afectada, presenta características de crenulación. Es posible que  $S_2$  y  $S_3$  sean esquistosidades conjugadas ya que suelen presentarse asociadas. Un estudio más amplio y detallado de microtectónica podría aclarar si efectivamente ambas esquistosidades son conjugadas o si por el contrario  $S_3$  es la respuesta a una nueva fase de deformación.

En algunos afloramientos puede observarse la existencia de Kinkbands subverticales. Sólo es observable localmente y no parece tener la categoría tectónica de una nueva fase de deformación. Por su posición y características parece una deformación conjugada con  $S_3$ .

Por tanto, en esta zona se habrían producido dos deformaciones principales, o dos fases de deformación, que llamaremos  $F_1$  y  $F_2$ , y una tercera deformación más débil  $F_3$ , que consideraremos asociada a  $F_2$ .

En cuanto a la edad de estas deformaciones, no nos es posible hacer afirmaciones categóricas por carecer de datos paleontológicos de edad relativa, o radiométricos de edad absoluta de los materiales existentes en la zona. Pero por las características de la  $F_1$ , estilo de plegamiento, esquistosidad de flujo y su asociación a un determinado tipo de metamorfismo, etc., nos inclinamos a considerar esta  $F_1$  como la primera fase hercínica, aun cuando en esta zona y particularmente en la mitad N del esquema, la dirección de las estructuras sea anómala respecto a la comúnmente admitida regionalmente para dicha fase.

La segunda fase de deformación hercínica daría lugar a las  $S_2$  y  $S_3$  conjugadas, así como a sus estructuras asociadas.

### DATOS DE LABORATORIO

El estudio de un centenar de preparaciones en lámina delgada, tomadas en los puntos con más diferencias petrográficas de la zona, nos ha llevado a la conclusión de que en ella existe un metamorfismo regional relacionado con la primera fase de deformación y un metamorfismo regional de más bajo grado relacionado con la segunda fase de deformación.

Hemos encontrado asociaciones mineralógicas pertenecientes a las facies de los Esquistos Verdes y de las Anfibolitas. Dentro de las facies de los Esquistos Verdes encontramos las subfacies: Cuarzo-Andalucita-Plagioclasas-Clorita. En las facies de las Anfibolitas se han encontrado asociaciones pertenecientes a las subfacies: Andalucita-Cordierita-Moscovita; Silimanita-Cordierita-Ortosa-Almandino.

### PETROGRAFIA

Atendiendo a la textura y estructura, así como a la composición de las rocas de la zona, se las puede clasificar como Fillitas, Micacitas y Esquistos de composición grauwaquica, que pasan a gneises y migmatitas en las zonas de metamorfismo más elevado.

*Biotita.*—Existe una generación de Biotita que se origina como consecuencia del metamorfismo regional. Tiene textura lepidoblástica y se orienta en la dirección de las líneas de flujo de la deformación (Fig. 5). Su génesis respecto al máximo en intensidad del metamorfismo es temprana pues se pre-

senta incluida con cierta orientación en otros minerales sintectónicos. Esta Biotita se flexiona alrededor de los cristales granulares por efecto de la esquistosidad de flujo y quedan en los extremos de éstos sombras de presión (Fig. 7).



FIG. 7

*Nódulo de Cordierita pinnitizado. Las líneas de flujo marcadas por la Biotita se flexionan alrededor de dicho nódulo. x 33, Nic. X*

En muchas preparaciones se observan efectos de un retrometamorfismo mediante el cual la Biotita se transforma en una mica blanca por pérdida de hierro, originándose así Limonita que amarillea las preparaciones. La transformación más común es aquella en la que la Biotita pasa a Clorita. A veces esta transformación es total y sólo en el caso de que la Clorita contenga agujas de Rutilo se puede reconocer su precedencia de la Biotita.

Hay otra generación de Biotita posterior y desligada de la primera deformación. Dicha Biotita es muy oscura, tiene una orientación diferente de la primera Biotita (Fig. 8) y se formaría por efecto del metamorfismo posterior, más débil.

*Cordierita.*—Se presenta en nódulos que aparecen rodeados de micas orientadas. Estos nódulos están con frecuencia pinnitizados. Esta Cordierita se habría formado con anterioridad al metamorfismo regional (Fig. 7).

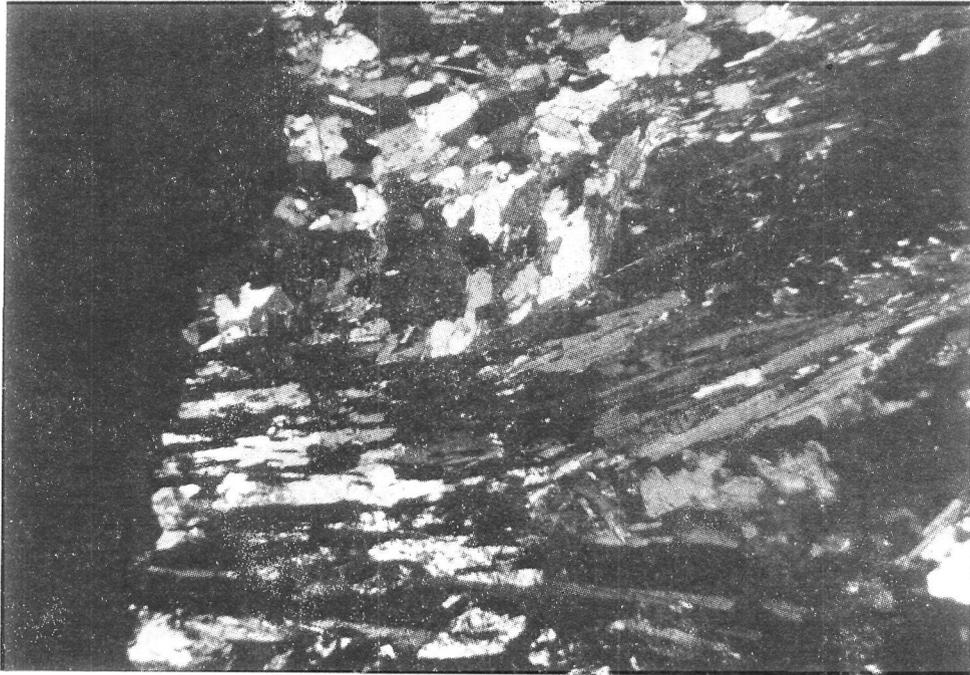


FIG. 8

*Biotita alargada, orientada según la esquistosidad de flujo, a la que se superpone otra generación de Biotita posterior, equidimensional.*  
x 33, Nic. X

Otros cristales de Cordierita presentan inclusiones sigmoidales, principalmente de Biotita. Se trata pues de una generación de Cordierita sintectónica (Fig. 9). También aparece este mineral formando poiquiloblastos que incluyen Cuarzo y micas completamente orientadas según la esquistosidad de flujo. Dicha Cordierita se encuentra inalterada.

*Silimanita.*—Se presenta en la variedad de Fibrolita. En casi todos los casos aparece relacionada con la Biotita, la cual va palideciendo progresivamente pasando a formar la Fibrolita (Fig. 10). La Fibrolita así formada aparece también incluida en cristales de Cordierita y Cuarzo (Figs. 11 y 12).

Hay otro tipo de Silimanita que aparece cortando las líneas de flujo de la deformación principal marcadas por la orientación mineral; su formación habría tenido lugar con posterioridad al momento de máxima deformación.

*Moscovita.*—En cristales de pequeño tamaño, más equidimensionales en sección que los de Biotita. Sólo es estable en la zona de metamorfismo más bajo dentro de este área. En el comienzo de la facies de las Anfibolitas disminuye su proporción, llegando a desaparecer totalmente en las facies de más alto grado.

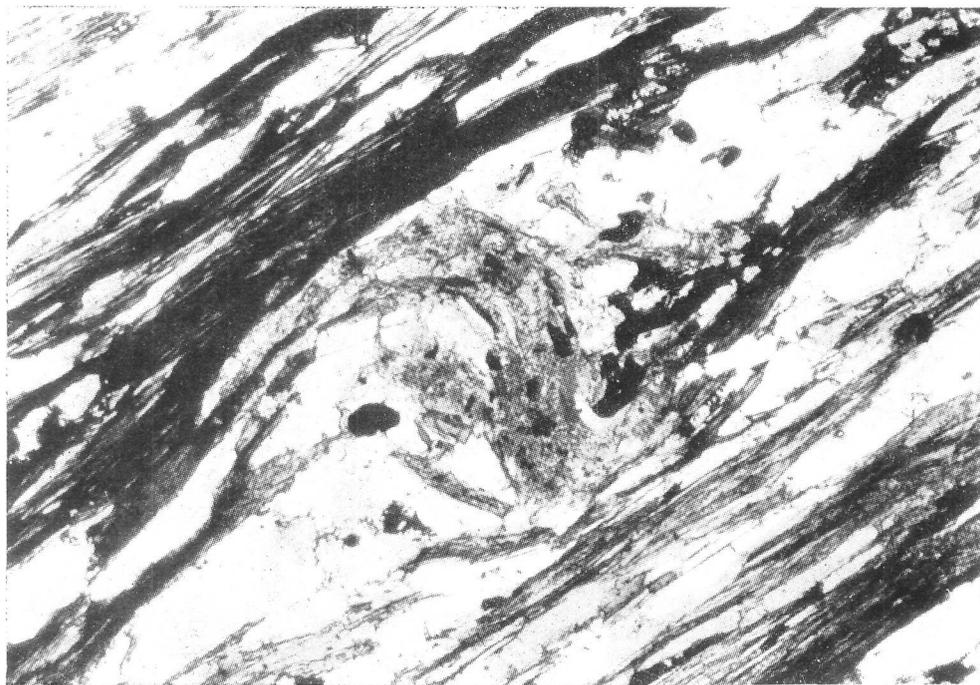


FIG. 9

*Cristal de Cordierita con inclusiones sigmoidales de micas. x 33, Nic. X*

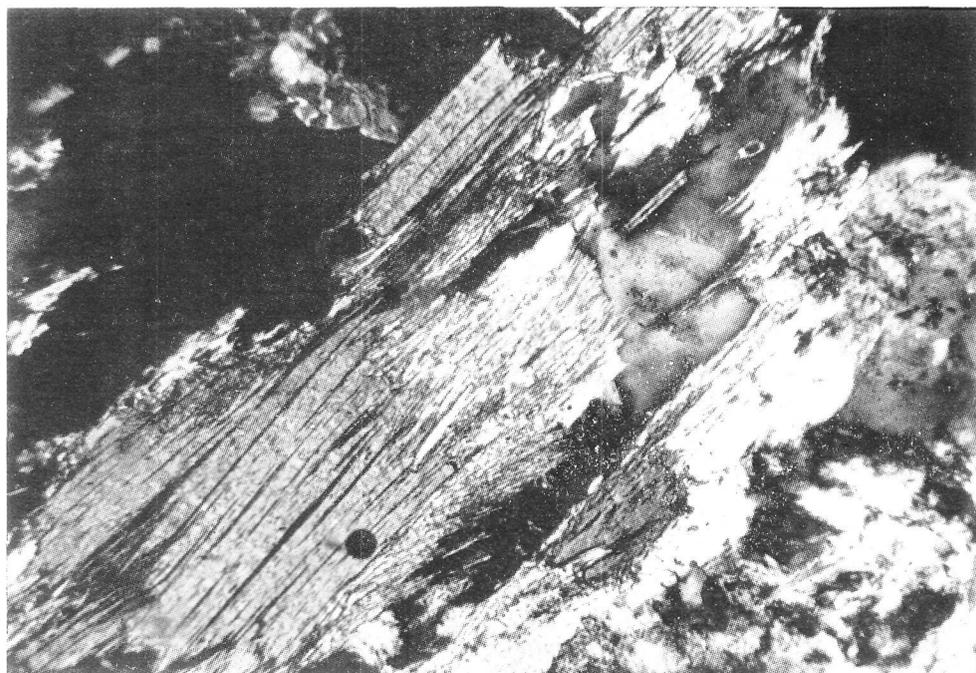


FIG. 10

*Transformación de la Biotita en Fibrolita. x 125, Nic. X*

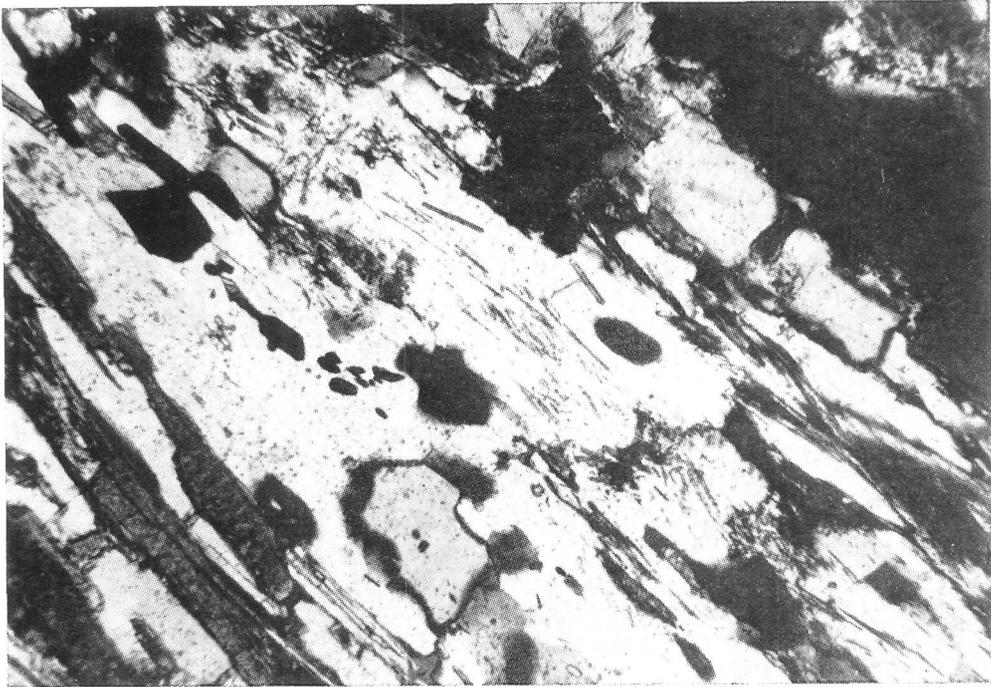


FIG. 11

*Fibrolita orientada, incluida en Cordierita. x 125, Nic. X*

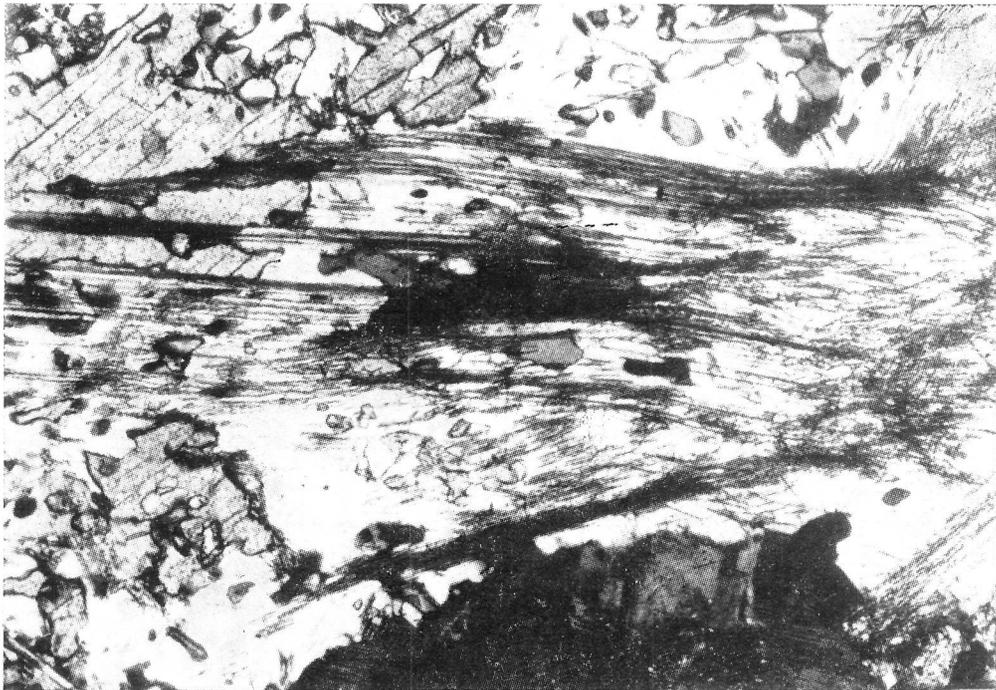


FIG. 12

*Fibrolita incluida en Cordierita y porfidoblasto de Andalusita.  
x 33, Nic. X*

*Andalucita*.—Se presenta de manera habitual en porfidoblastos posteriores a la esquistosidad de flujo. A veces engloba Cordierita y Silimanita (Figura 12). Se presenta en muy escasa proporción, siendo más abundante en las zonas situadas en contacto con los materiales graníticos.

*Feldespato K*.—Aparece principalmente en forma peritítica. En las migmatitas existen fenocristales de Ortosa incluidos en una pasta de Cuarzo y Feldespatos. Dichos fenocristales aparecen muchas veces sericitizados y también los Feldespatos de la pasta sufren esta transformación a Sericita. La transformación del cemento feldespático se observa más frecuentemente en las zonas afectadas por la esquistosidad de crenulación.

## EL METAMORFISMO REGIONAL EN RELACION CON LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Las isogradas del metamorfismo coinciden de manera bastante exacta con los planos de esquistosidad  $S_1$ . Es evidente que el metamorfismo está relacionado con esta primera fase de deformación. Dicho metamorfismo sería sintectónico o algo posterior a la primera deformación y en el esquema puede observarse cómo las formaciones estratigráficas experimentan un aumento sucesivo en el grado de metamorfismo. El incremento del metamorfismo tiene una dirección perpendicular a las superficies  $S_1$ , lo cual implica que el Complejo ya se estaba plegando en el momento en que tuvieron lugar las condiciones de presión y temperatura que originaron la cristalización de los minerales característicos del metamorfismo.

La existencia de Cordierita pre-tectónica parece indicar una cristalización de minerales metamórficos con anterioridad a la primera fase de deformación. Esta cristalización pudo haber sido ocasionada por un metamorfismo de contacto anterior a la primera fase, y en este caso parece que habría sido producida por las intrusiones graníticas pre-tectónicas que se sitúan al N de esta zona. También se puede invocar la presencia de un foco térmico, anterior a la primera fase de deformación, que hubiera producido temperaturas lo suficientemente elevadas para ocasionar la formación de la Cordierita. Dicho foco térmico podría estar relacionado con las causas que originaron el metamorfismo regional y la deformación primera, o ser independiente de ellas.

El máximo de temperatura estaría retrasado en el tiempo respecto de la máxima deformación, como parece indicar la formación de la segunda generación de Silimanita.

Para la determinación de las condiciones de presión y temperatura que tuvieron lugar en el metamorfismo hemos recurrido a los datos experimen-

tales aportados por WINKLER (1967) y DEN TEX (1971). Así, hemos deducido unas temperaturas máximas de 600-700°C y presiones de unos 4-6 Kb., lo cual nos sitúa este metamorfismo dentro del tipo de los intermedios de baja presión, WINKLER (1967).

Comparando este metamorfismo con la serie de metamorfismos intermedios de baja presión encontrados por BARD (1969) en la Sierra de Aracena, hemos observado que el que afecta a esta zona se produciría en condiciones semejantes al del tipo Bosost, que es el de más baja presión y mayor gradiente geotérmico dentro del grupo.

Relacionado con la segunda fase de deformación, habría tenido lugar un segundo metamorfismo regional de facies de bajo grado (se llega hasta la cristalización de Biotita y Cordierita).

#### BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-Iberique.* Tesis Univ. Montpellier.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NM de l'Espagne).* Tesis Fac. Cienc. Montpellier.
- CORRETEGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres).* Tesis Univ. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el Complejo Esquistograuváquico de la provincia de Salamanca.* Acta Geol. Hisp., 5 (4), 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968): *Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica.* Acta Geol. Hisp., 3 (3), 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central).* Stvd. Geol., 3, 33-41, Salamanca.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* I.G.M.E., Madrid.
- OENING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal.* Bol. Geol. y Min., 81 (2/3), 271-298.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): *Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres).* Publ. Extr. s. Geol. de España, 5, 91-146.
- TEX, E. DEN (1971): *Grupos de Facies y Series de Facies. Su relación con las condiciones físicas de la corteza terrestre.* Bol. Real Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.), 69 (4), 333-353, Madrid.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag, New York, Inst. Library of Congress Catalog. Number 67-28357.

(Recibido el 11 - I - 74)