

ESTUDIO DEL METAMORFISMO EXISTENTE EN TORNO AL GRANITO DE LUMBRALES (SALAMANCA)

A. CARNICERO *

RESUMEN.— El metamorfismo en torno al granito de Lumbrales forma dos bandas alargadas en sentido este-oeste; una al norte y otra al sur con intensidad creciente hacia el granito, pasando gradualmente a migmatitas y por último al propio granito de anatexia de Lumbrales. Se trata de un metamorfismo de baja presión en el que se ha desarrollado una zonación con los siguientes minerales característicos: clorita-biotita-andalucita (cordierita)-sillimanita-feldes K. El aumento progresivo de las condiciones da lugar a migmatitas con cordierita-feldes K.

SUMMARY.— The metamorphism around the granite of Lumbrales (Salamanca), develop two bands, one to north and other to south with increasing intensity towards the granite, with graduate passing to migmatites and latest to anatexis granite of Lumbrales. The metamorphism is of low-pressure, with develop of characteristic minerals: chlorite-biotite-andalusite (cordierite)-sillimanite-K feldspar; and cordierite-K feldspar in the migmatites.

I. INTRODUCCIÓN

Litológicamente, esta zona consta de materiales pelíticos alternando con niveles areniscosos y calcosilicatados y abundantes diques de leucogranito y pegmatitas paraconcordantes con ellos. Es la formación del Alamo, removilizada, de GARCIA DE FIGUEROLA Y FRANCO (1975), descrita en esta zona por CARNICERO (1980) y GONZALO (1981).

La secuencia pelítica es la más representada, por lo que hemos centrado en ella el estudio del desarrollo del metamorfismo.

Se trata de un metamorfismo regional, progresivo alcanzando grado alto y dando lugar a migmatización y anatexia, CARNICERO (in litt.)

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

II. ESTUDIO DEL METAMORFISMO

Las zonas metamórficas forman bandas alargadas en sentido E-W y su intensidad crece simétricamente hacia el granito de Lumbrales (fig. 1)

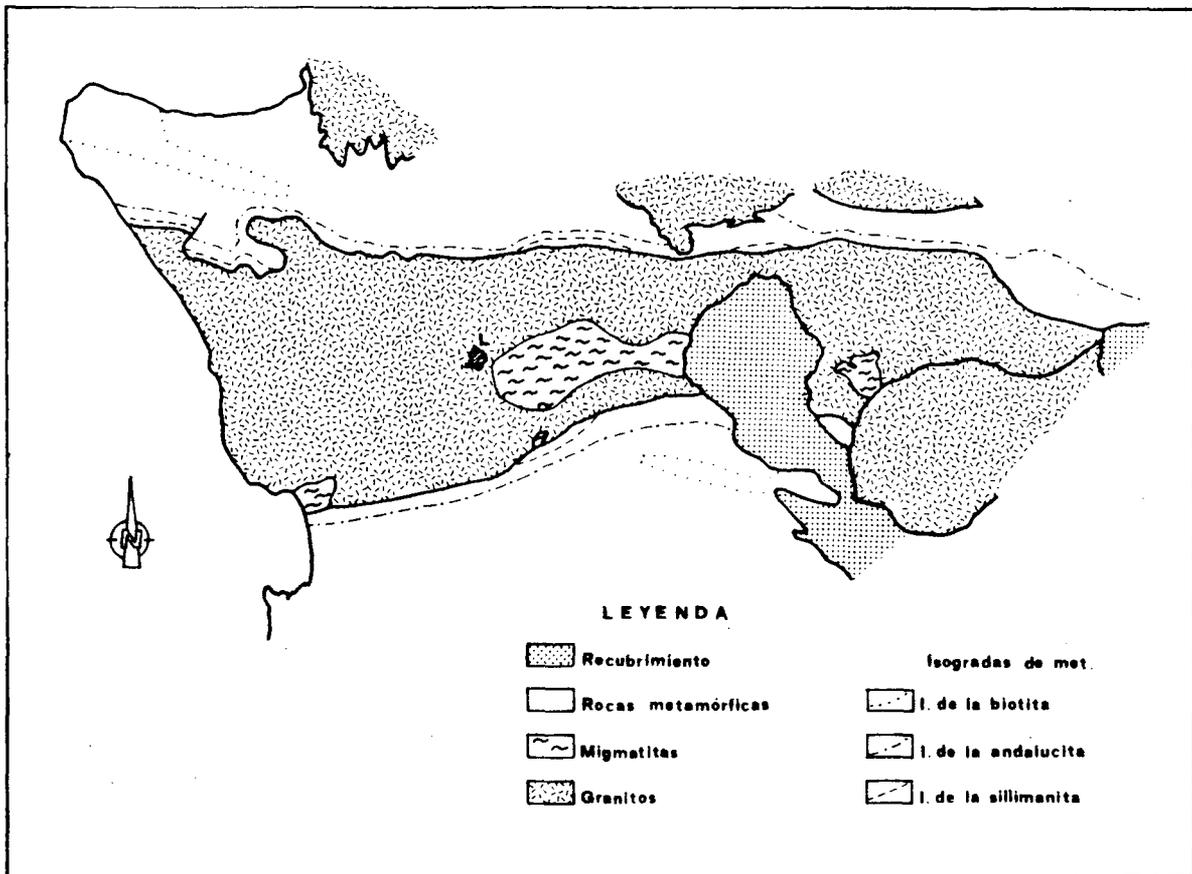


Fig. 1 Esquema geológico del granito de Lumbrales e isogradas de metamorfismo. Según Carnicero (1980). L: Lumbrales.

Podemos distinguir la siguientes zonas:

II- 1- Zona de la clorita

Encontramos dos asociaciones: Moscovita
Clorita-Moscovita

De los dos minerales, en ésta zona, la moscovita es siempre anterior a la primera esquistosidad S_1 , mientras que la clorita se desarrolla desde pre S_1 , hasta

inter $S_1 - S_2$. La clorita, presenta las características típicas correspondientes a las formadas en condiciones de bajo grado de metamorfismo según ALBEE (1962), como son: refringencia relativamente alta, signo óptico negativo y alargamiento positivo. La birrefringencia varía de anómala (azul-violeta) que correspondería a una clorita ferromagnésiana, a normal de las cloritas ricas en hierro.

Además de cuarzo, se encuentran como minerales accesorios: plagioclasa albitica (7% An), turmalina, circon, apatito, leucóxeno, opacos, hematites y grafito característico en algunos niveles.

Texturalmente, son rocas de grano fino, con los filosilicatos marcando una esquistosidad S_1 y en la mayor parte de los casos crenuladas. En tramos de tendencia psamítica, la textura es granoblástica, equidimensional, de grano fino.

II - 2 - Zona de la biotita.

Las asociaciones definidas en esta zona son: Biotita - Moscovita - Clorita
Biotita - Moscovita

Los minerales clorita y moscovita, son iguales a los descritos en la zona anterior. Se forma biotita como mineral nuevo y aumenta la granularidad de la roca manifestado en aumento del tamaño de grano en general.

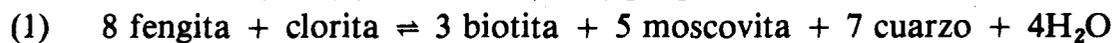
Forman también parte de la roca, el cuarzo, plagioclasa, pequeños cristales de feldespato potásico a veces rellenando pequeñas grietas, apatito, circón, rutilo en pequeñas agujas en el interior de cristales de cuarzo, leucóxeno, opacos, grafito y xenotima.

La turmalina también se encuentra como accesorio frecuente, incluso llega a formar parte mayoritaria de la roca en niveles siempre próximos a diques pegmatíticos. Presenta cristales idiomórficos y anteriores al menos a la segunda deformación.

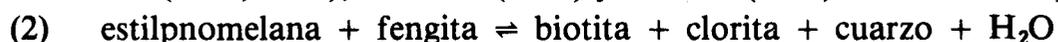
La alteración de la biotita, da lugar a clorita-pennina y rutilo. Se ha observado también algo de vermiculita de carácter secundario.

La posible reacción de formación de biotita, varía según los autores y la composición de los minerales preexistentes.

Así, ERNST (1963) y MATHER (1970) proponen la reacción:



WINKLER (1967, 1974), TURNER (1968) y BROWN (1975) indican como posible:



La reacción dada por RAMBERG (1952) en que intervienen moscovita y clorita, parece así mismo bastante probable:



De estas reacciones, la más probable para nuestro caso puede ser la (3) por las características mineralógicas expuestas en la zona de la clorita.

La textura de la roca es lepidoblástica con la esquistosidad S_1 definida por los minerales clorita y moscovita. La formación de la biotita es posterior a S_1 aunque en parte ha crecido en forma mimética con respecto a la clorita y moscovita, o bien forma blastos de mayor tamaño con disposición isótropa con relación a S_1 . Fig. 2.

La esquistosidad S_2 afecta muy levemente a la roca, aunque en algunas muestras se han observado incipientes «sombras de presión». Sólo localmente la S_2 llega a formar arcos poligonales sobre la S_1 .

Un mineral que aparece en puntos muy localizados y aislados de la zona de la biotita y que por tanto no define por sí mismo una zona, es el granate. Su aparición viene condicionada por la composición de la roca huesped. Considerando el bajo grado de metamorfismo en el que se encuentra, podemos pensar que el granate se ha formado en niveles ricos en MnO, ya que éste elemento, estabiliza

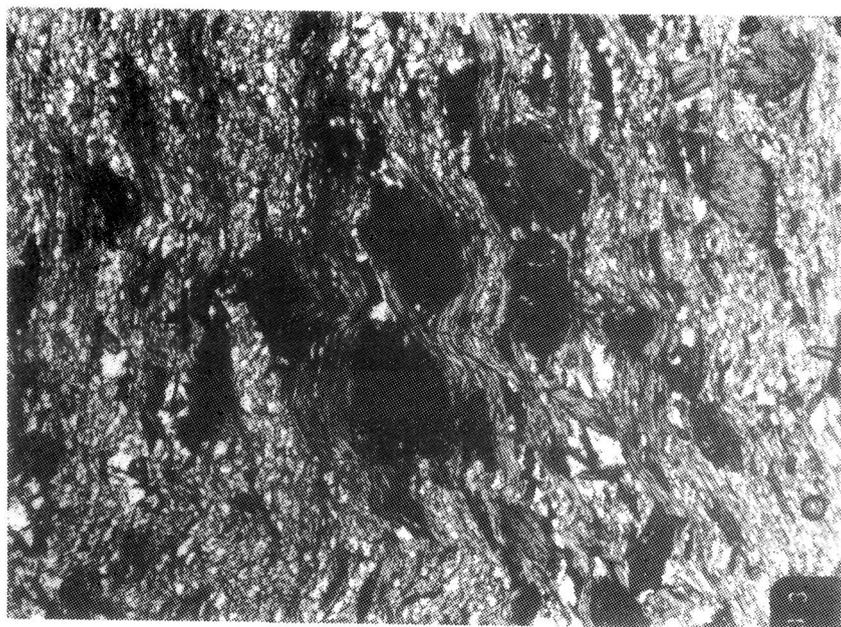


Fig. 2: Blastesis de biotita pre S_2 L.N. x 2,5.

el granate de bajo grado, RAMBERG (1952), TURNER y VERHOOGEN (1960). Esto está de acuerdo con las observaciones hechas por MIYASHIRO (1953) que indican que el granate, cuando ocurre en éstas condiciones, es de composición magensífera (Espessartita). Al aumentar el grado de metamorfismo, el MnO es sustituido en el granate por FeO + MgO progresivamente. WOODLAND (1938) describe también granate espessartita en facies de esquistos verdes.

Podemos establecer pues una nueva asociación: Biotita-Moscovita-Espessartita

Corresponde a la zona más alta de metamorfismo de bajo grado, superado el límite clorita-moscovita-«out», biotita-moscovita-«in».

La reacción que dió lugar al granate podría ser:



propuesta por MIYASHIRO (1953, 1973) en la que el granate puede tener hasta 19,74% de MnO.

Su desarrollo es posterior a la S₁ y está relacionado con nivelillos ricos en cuarzo. Fig. 3.

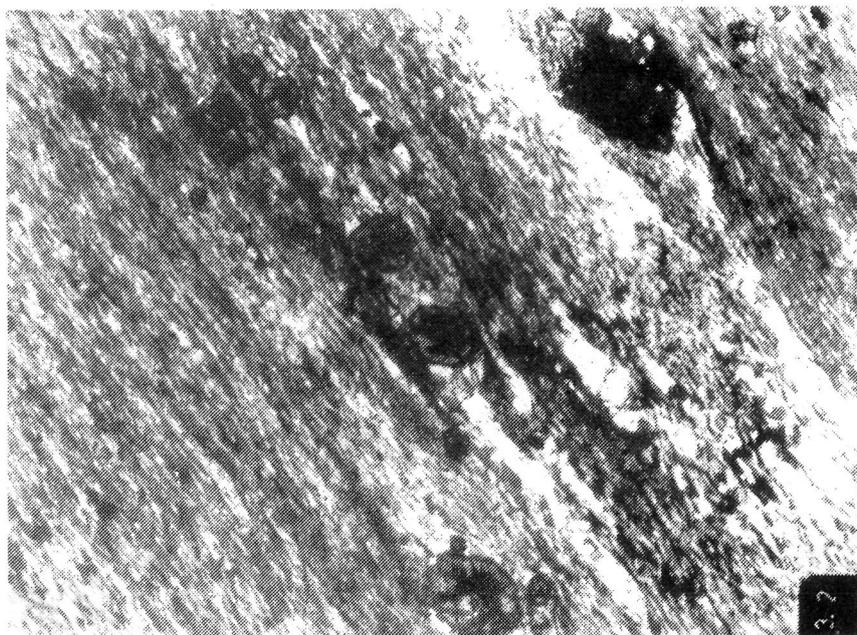


Fig. 3: Granate espessartita en nivelillos cuarcíticos. L.N. x 2,5.

II - 3 - Zona de la andalucita.

Está caracterizada por la presencia de megablastos de andalucita pudiendo aparecer como estable la cordierita pero en cantidades siempre muy inferiores.

Se encuentran las siguientes asociaciones:

Biotita-Clorita-Moscovita-Andalucita

Biotita-Moscovita-Andalucita

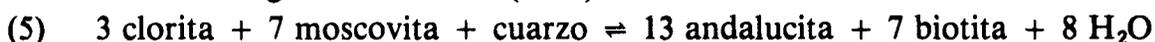
Biotita-Moscovita-Andalucita-Cordierita

Otros minerales son: cuarzo, plagioclasa, feldes K, turmalina, circón, opacos, apatito, clinozoisita.

La granularidad de la roca sigue aumentando con gran desarrollo de las micas. El tamaño de los megablastos es variable habiéndose formado interfásico, entre las esquistosidades S_1 y S_2 . Por tanto está girada y englobada por la S_2 formando sombras de presión mal desarrolladas. La esquistosidad S_2 se manifiesta además claramente por la presencia frecuente de arcos poligonales. La estructura resultante de la roca, es nodulosa con superficies de esquistosidad onduladas.

Aunque los dos minerales, andalucita y cordierita, se pueden encontrar simultáneamente, podemos decir de acuerdo con MIYASHIRO (1953) y SHIDO (1958), que la andalucita comienza a cristalizar un poco antes que la cordierita, ya que la primera puede ir asociada a clorita primaria, cosa que no le ocurre a la cordierita. Podemos decir que la isograda clorita(-), estaría relacionada con la aparición de la cordierita.

La formación de la andalucita a partir de micas blancas de composición moscovita sería según MIYASHIRO (1973)



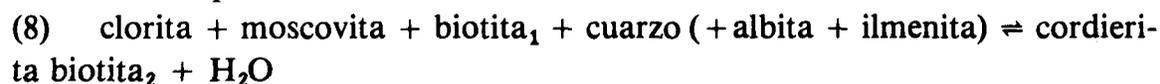
Otra reacción de formación de andalucita es la propuesta por GUIDOTTI, CHENEY, CONATORE (1975) y que implica la desaparición de la clorita y cristalización de cordierita en condiciones de baja presión:



Semejante a ésta, es la reacción que ha sido ampliamente estudiada por TILLEY (1924), WINKLER y von PLATTEN (1958), SCHREYER y YODER (1961) y BIRD y FAWCETT (1971):



RAMSAY (1974), indica que la biotita también forma parte de ésta reacción, así como trazas de albita e ilmenita, resultando una segunda biotita de composición diferente a la primera:



En todo caso, la no aparición de cordierita no tiene carácter definitivo ya que la formación de cordierita puede estar limitada por la relación Mg^{2+}/Fe^{2+} de la roca.

Los nódulos formados a partir de los megablastos de andalucita y cordierita se hallan frecuentemente alterados y retromorfoseados aunque de andalucita, se conservan cristales en relativo buen estado de conservación.

II - 4 - Zona de la sillimanita.

La variedad que encontramos, es fibrolita, ya que no se encuentran prismas bien desarrollados.

Podemos definir las siguientes asociaciones:

Biotita - Sillimanita - Moscovita

Biotita - Sillimanita - Feldes K

Tiene además cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), turmalina, apatito, circon, opacos, así como andalucita y/o cordierita total o parcialmente desestabilizados.

La fibrolita, se forma a partir de la andalucita y en menor medida a partir de la cordierita.

El cambio polimórfico puede realizarse cuando la fibrolita está relacionada con moscovita mediante la reacción descrita por CARMICHAEL (1969).

(9) $4 \text{ andalucita} + 3 \text{ cuarzo} + 2K^+ + H_2O \rightleftharpoons 2 \text{ moscovita} + \text{Sillimanita} + 2H^+$
en la cual el volumen de moscovita y sillimanita, están en la relación 6:1. Fig. 4.

Esto concuerda con las observaciones de PITCHER (1965) de que el reemplazamiento de andalucita en rocas conteniendo sillimanita, va acompañado por intercrecimiento de fibrolita y moscovita.

Las relaciones de intercrecimiento de biotita y fibrolita, o de biotita, moscovita, fibrolita, pueden deberse a las reacciones propuestas también por CARMICHAEL (1969):

(10) $\text{biotita} + 5 Al^{3+} + 3H_2O \rightleftharpoons 3 \text{ sillimanita} + K^+ + 3(Mg, Fe)^{2+} + 8 H^+$
en que el Al^{3+} puede proceder de la desestabilización de la andalucita, o bien la siguiente en que toma parte plagioclasa (albita-oligoclasa):

(11) $43 \text{ albita} + 7K^+ + 18(Mg, Fe)^{2+} + 7H_2O \rightleftharpoons 17 \text{ sillimanita} + 6 \text{ biotita} + \text{moscovita} + 91 \text{ cuarzo} + 43Na^+$.

La cordierita también puede intervenir en la formación de fibrolita con reacciones similares a la descrita por SEIFERT (1970):

(12) $Mg \text{ cordierita} + \text{moscovita} \rightleftharpoons \text{biotita} + \text{sillimanita} + \text{cuarzo} + H_2O$.

Observamos además en ésta zona la formación de pequeñas cantidades de feldes K cuya reacción representativa sería la descrita por EVANS (1965):

(13) moscovita + cuarzo \rightleftharpoons sillimanita + feldes K + H₂O.

Al igual que ocurría en la zona de la andalucita, la esquistosidad S₂ traspone a la S₁ quedando arcos poligonales relativamente frecuentes.

La sillimanita se ha empezado a formar pre S₂ y continúa su formación sincinemática con ella.

Establecemos pues una zonación progradada definida por asociaciones minerales y caracterizadas por los siguientes minerales:

clorita \rightarrow biotita \rightarrow andalucita (cordierita) \rightarrow sillimanita \rightarrow feldes K.

Es en la zona de la sillimanita con feldes K cuando empieza la migmatización. La interpretación de nuestras observaciones a partir de datos experimentales indica que esta zona ha sido afectada por un metamorfismo de baja presión, similar al definido por MIYASHIRO (1961) como tipo andalucita-sillimanita o también tipo «Japón» de HIETANEN (1967).

Gradientes similares están frecuentemente descritas en el Macizo Hespérico, el más próximo en la zona de los Arribes del Duero, MARTINEZ (1974), al N. de la aquí estudiada.

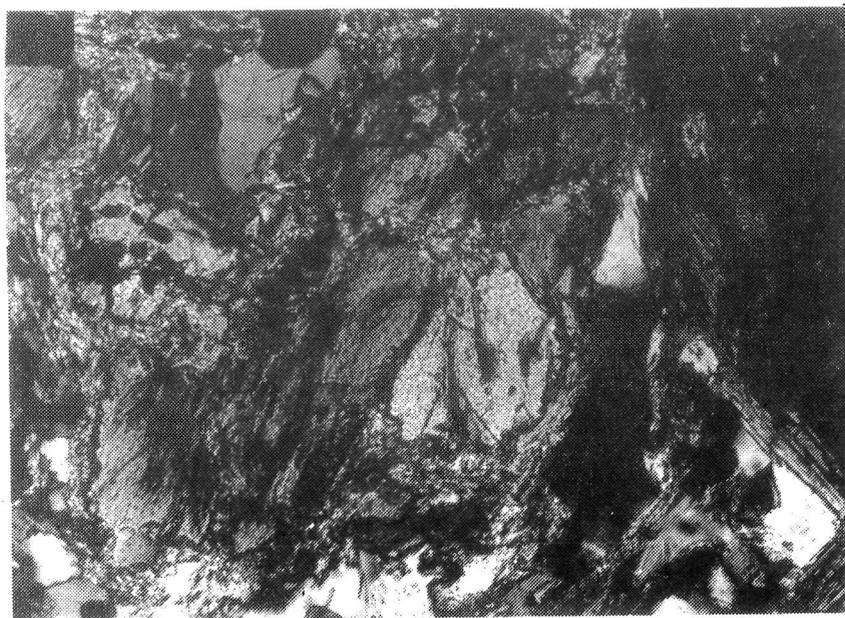


Fig. 4: Formación de sillimanita y moscovita a partir de andalucita. L.P. x 10.

III. MIGMATIZACION.

El comienzo de la fusión de las rocas metamórficas da lugar a las migmatitas y en último término al granito de anatexia (granito de Lumbrales).

Como ya hemos indicado, este proceso comienza en la zona de la sillimanita con feldes K.

Siguiendo la nomenclatura empleada por MEHNERT (1968), podemos establecer los siguientes tipos de estructuras migmatíticas:

— «Stromatic structure».- Con bandeado de neosome y paleosome paralelo al plano de esquistosidad S_1 . El neosome puede pasar igualmente a vetillas pegmoaplíticas para-concordantes con la esquistosidad.

— «Folded structure».- Semejante a la anterior pero con plegamiento manifiesto que atribuimos a la fase II Hercínica.

— «Schlieren structure», que pasa insesiblemente a «nebulita structure», ambas, relacionadas espacialmente con los granitos de anatexia.

En cuanto a la composición mineralógica, el neosome está formado por cuarzo-cordierita-plagioclasa (4-7% An)-microclina (escasa). Fig. 5.

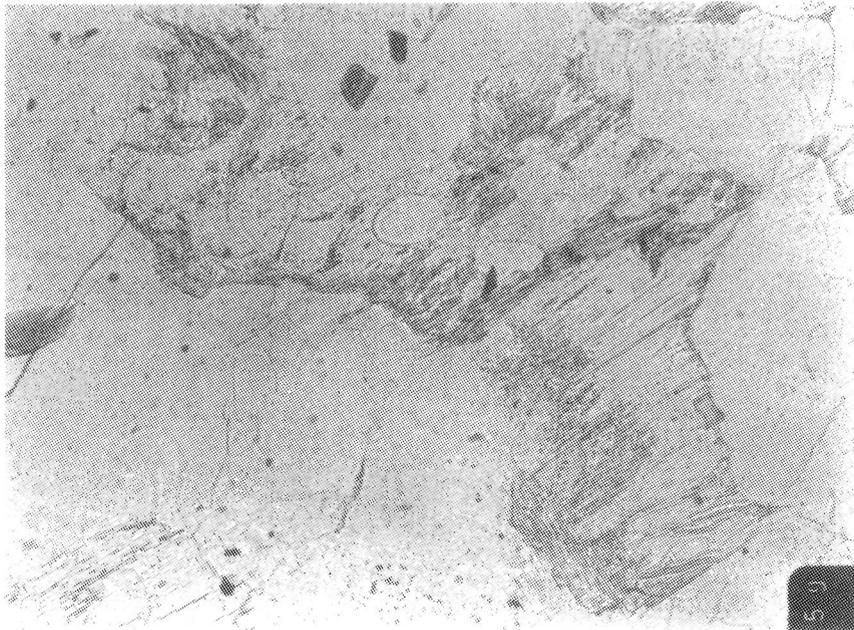


Fig. 5: Cordierita en neosome de migmatitas. L.N. x 10.

El paleosome, lo forman, cuarzo-plagioclasa (12% An)-biotita-sillimanita (fibrolita)-microclina.

Como accesorios se encuentran: circon, apatito, xenotima, granate (piralspita), epidota, turmalina, leucoxeno y opacos.

Constituyen la continuación de la zona sillimanita-feldes K en las rocas metamórficas, coincidiendo la aparición de los primeros fundidos anatéticos con la aparición de la asociación cordierita-feldes K.

Estos dos minerales, se forman probablemente según la reacción indicada por von PLATTEN (1965) con cuarzo y plagioclasa en exceso:



ya que la biotita, sillimanita y cordierita, se encuentran en la roca claramente relacionados Fig. 6. Además se han visto cordieritas pinnitizadas con inclusiones de minerales radiactivos que interpretamos como pertenecientes a la biotita y que no han tomado parte en la reacción.

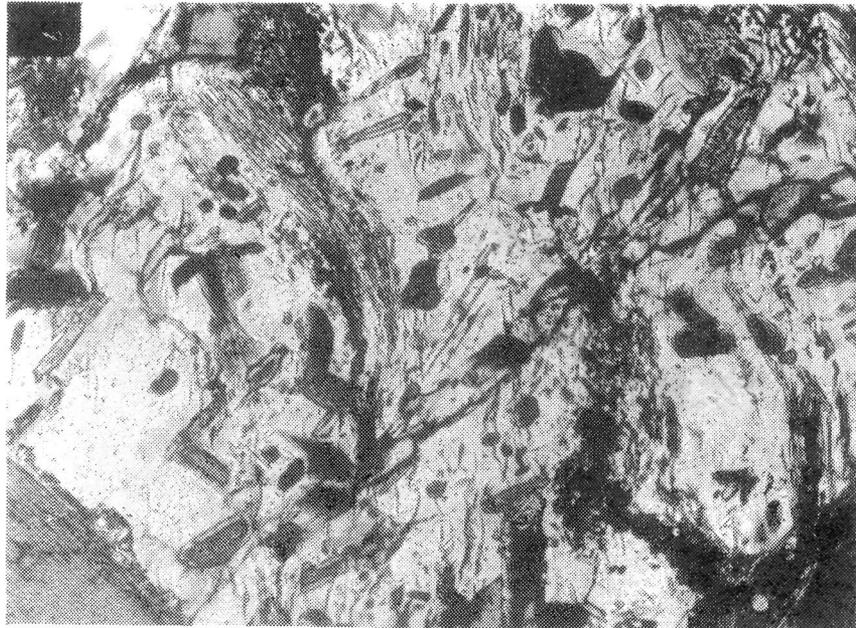


Fig. 6: Cristal de cordierita con restos de biotita y sillimanita en migmatitas. L.P. x 10.

Más seguro es que el par cordierita-feldes K se forma por la reacción:

(15) $\text{biotita}_1 + \text{sillimanita} + \text{cuarzo} \rightleftharpoons \text{biotita}_2 + \text{cordierita} + \text{feldes K} + \text{H}_2\text{O}$
propuesta por BLÜEMEL y SCHREYER (1977), pudiendo encontrarse juntas las cuatro fases: biotita-sillimanita-cordierita-feldes K; esto implica que la biotita y cordierita, pueden tener relación cambiante de $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ en la roca.

Nuevamente aparece como accesorio granate en pequeñas cantidades, de composición «piralspita», posible en facies anfibolita por la reacción:

(16) $\text{biotita} + \text{sillimanita} + \text{cuarzo} \rightleftharpoons \text{granate} + \text{cordierita} + \text{feldes K} + \text{H}_2\text{O}$
descrita por BLÜEMEL y SCHREYER (1973, 1977), si bien puede indicar también comienzo de facies de las granulitas.

El feldes K (microclina) se encuentra en muy poca cantidad sólo en términos más próximos a los neisicos, ya que las zonas más nebulíticas pasan insensiblemente a granitos anatéticos pobres en feldes K.

En parte se ha alterado a micas blancas, transformación que se evidencia por la presencia en los contactos plagioclasa-moscovita, de crecimientos mirmequíticos.

El K_2O liberado, puede fijarse sobre la cordierita influyendo en su desestabilización, ya que este mineral se encuentra también rara vez fresco. En presencia de K^+ y por hidratación de la roca, la cordierita puede alterarse directamente a micas y clorita, como indica SEIFERT (1970):

(17) $\text{cordierita} + \text{K}^+ + \text{OH}^- + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{moscovita} + \text{clorita}$.

Es también probable que lo haga según la reacción de SEIFERT y SCHREYER (1970):

(18) $\text{cordierita} + \text{vapor} \rightarrow \text{clorita} + \text{silicato Al} + \text{cuarzo}$.

En las condiciones de metamorfismo en que nos encontramos, el silicato-Al así formado debe ser andalucita, ya que nunca ha sido observada sillimanita como retrogresión de cordierita. Posteriormente y a temperaturas más bajas, entre 300 y 450°C según cálculos de EUGSTER (1969), puede ocurrir una sericitización del aluminosilicato en presencia de H_2O y K^+ .

Durante todo este proceso, inclusiones de biotita y sillimanita pueden permanecer restíticos en el interior de los cristales de cordierita, incluso en la alterada.

Según los datos experimentales, la migmatización descrita representa el grado alto o ultrametamorfismo del metamorfismo del apartado II-, siendo una continuación del otro sin cambios bruscos en las condiciones, Fig. 7.

La relación de la migmatización con la deformación se puede establecer con respecto a la segunda fase de plegamiento Hercínico, ya que el proceso de anatexia comienza aproximadamente al mismo tiempo que ésta y la formación de la

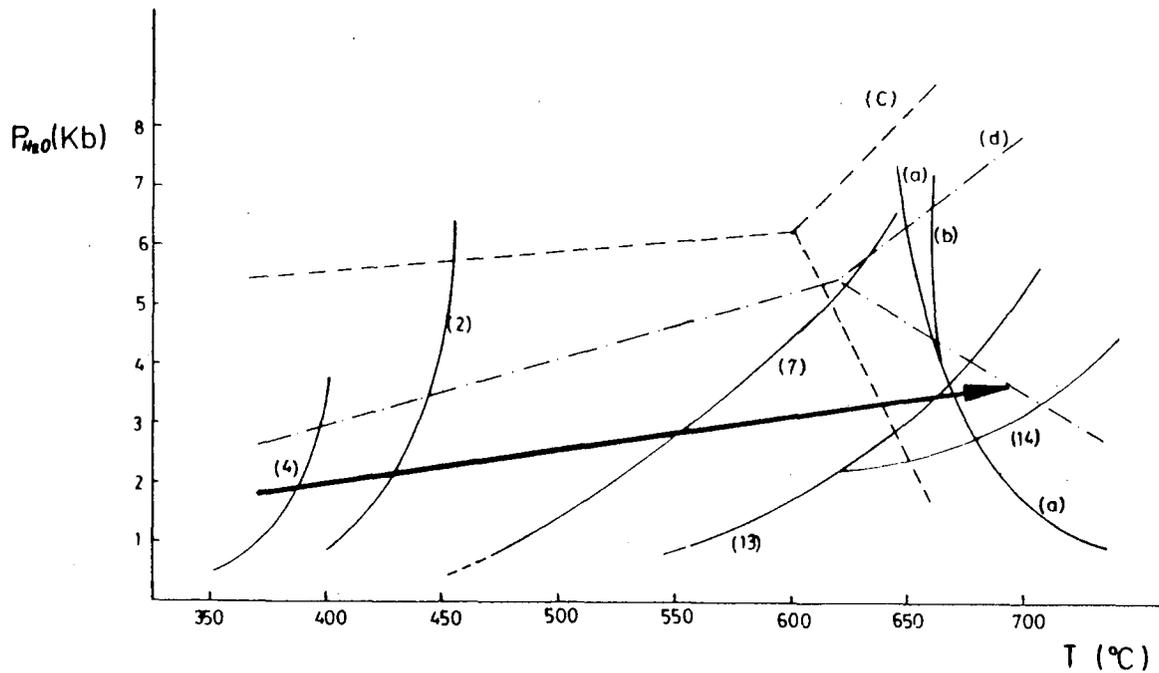


Fig. 7: Diagrama de campos de estabilidad y marcha del metamorfismo.

mayor masa de movilizados es sincinemática aunque el emplazamiento de los granitos para-autóctonos así formados sea tardío con respecto a esta segunda fase, cortando a la S_2 de los metasedimentos.

IV. CONCLUSIONES.

Las condiciones finales de metamorfismo y principio de la migmatización, es decir el paso del grado medio a alto se han realizado en las siguientes condiciones: Entre 3 y 3,5 kb de P_{H_2O} y temperaturas entre 660 y 680°C pudiendo alcanzar mayores temperaturas del orden de 700°C durante el transcurso de la anatexia.

V. BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite serie. *Am. Min.* vol. 47, pp. 851-870.
- BIRD, G.W., FAWCETT, J.J. (1971): Some metamorphic reactions in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Trans. Am. Geophys. Un.* vol. 52, pp. 377.
- BLÜEMEL, P., SCHREYER, W. (1973): Die reaktion Biotit + sillimanit + Quarz = Cordierit + Kalifeldspat + H_2O in den Metapelitgneisen des Arbergebietes (Hint. Bayer. Wald). *Geowiss Taf; Frankfurt am Main S.L.*, 4-5 BFB.
- BLÜEMEL, P., SCHREYER, W. (1977): Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria. *J. Petrol.* vol. 18, n° 3, pp. 431-459.
- BROWN, E.H. (1975): A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. *J. Petrol.* vol. 16, n° 2, pp. 258-271.
- CARMICHAEL, D.M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Min. Petrol.* vol. 20, pp. 244-267.
- CARNICERO, A. (1980): Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Ciperez y Aldea del Obispo (W. de la Prov. de Salamanca). Tesis Univ. de Salamanca.
- CARNICERO, A. (1980): Granitos anatexíticos de la zona de Lumbrales (Salamanca). Livro Homenagem do Prof. Dr. C. Teixeira. Lisboa (in litt.).
- CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ Moscovita $K Al_2 (Al Si_3 O_{10} COH_2)$. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 48, pp. 89-114.
- ERNST, W.G. (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schist. *Am. Min.* vol. 48, pp. 1357-1373.
- EUGSTER, H.P. (1969): The thermal and ionic instability of muscovite. Abstracts meeting of Dtsch. Mineral Ges. Bern. pp. 13-14.
- EVANS, B.W. (1965): Application of a reaction rate method to the breakdown equilibrium of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.* vol. 263, pp. 647-667.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C., FRANCO, P. (1975): Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E. de Guijuelo (Salamanca). *Est. Geol.* vol. XXXI, pp. 487-500.
- GONZALO, J.C. (1981): Estudio geológico del campo filoniano de la Fregeneda (Salamanca). Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- GUIDOTTI, C.V., CHENEY, J.T., CONATORE, P.D. (1975): Coexisting cordierite + biotite + chlorite from the Rumford quadrangle, Maine. *Geology U.S.A.*, vol. 3, n° 3, pp. 147-148.
- HIETANEN, A. (1967): On the facies series in various types of metamorphism *Journ. of Geol.* vol. 75, pp. 187-214.

- HOFFERS, E. (1976): The reaction Sillimanite + Biotite + Quartz \rightarrow Cordierite + K - Feldspar + H₂O and partial melting in the system K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 55, n° 1, pp. 127-130.
- HSU, L.C. (1968): Selected phase relationship in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *J. Petrol.* vol. 9, pp. 40-83.
- MARTINEZ, F.J. (1974): Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Prov. de Salamanca y Zamora). Tesis. Univ. de Salamanca.
- MATHER, J.D. (1970): The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *J. Petrol.* vol. 11, pp. 253-273.
- MEHNERT, K.R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks.* Elsevier Publis. Company. Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1953): Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmoch. Acta.* vol. 4, pp. 179-208.
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.* vol. 2, pp. 277-311.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts.* Ed. George Allen & Unwin Ltd. London.
- PITCHER, W.S. (1965): The aluminium silicate polymorphs. In: *Controls of metamorphism* W.W. Pitcher and G. W. Flynn editors. Edinburgh. pp. 327-341.
- PLATEN, H. von (1965): Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: *Controls of metamorphism.* W.S. Pitcher and G.W. Flynn editors. Edinburgh. pp. 203-216.
- RAMBERG, H. (1952): *The origin of metamorphic and metasomatic rocks.* University of Chicago Press. Chicago.
- RAMSAY, C.R. (1974): The cordierite isograd in archaean metasediments near Yellowknife, N.U.T., Canadá. Variations on an experimentally established reaction. *Contrib. Mineral. Petrol. Germ.* vol. 47, n° 1, pp. 27-40.
- SCHREYER, W., YODER, H.S. (1961): Petrographic guides to the experimental petrology of cordierite. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, n° 60, pp. 147-152.
- SEIFERT, F. (1970): Low temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system K₂O - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. *Jour. Petrol.* vol. 11, n° 1, pp. 73-99.
- SEIFERT, F., SCHREYER, W. (1970): Lower temperature stability limit of Mg-Cordierite in the range 1-7 kb. water pressure: a redetermination. *Contr. Min. and Petrol.* vol. 27, pp. 225-238.
- SHIDO, F. (1958): Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, vol. 11, pp. 131-217.
- TILLEY, C.E. (1924): Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire Highlands. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* vol. 80, pp. 22-70.
- TURNER, F.J. (1968): *Metamorphic petrology.* Mc Graw-Hill Book Company. New York.
- TURNER, F.J. y VERHOOGEN (1960): *Igneous and Metamorphic Petrology.* 2nd edition Mc Graw-Hill ed. New York.
- WINKLER, H.G.F. (1967): *Petrogenesis of metamorphic rocks,* 2nd edition. Springer-Verlag. New York.
- WINKLER, H.G.F. (1978): *Petrogenesis de rocas metamórficas.* Ed. H. Blume - Madrid.
- WINKLER, H.G.F., von PLATTEN, H. (1958): Experimentelle gesteinsmetamorphose II. *Geoch. Cosmoc. Acta*, n° 15, pp. 91-112.
- WOODLAND, A.W. (1938): Petrological studies in the Harlech Grit Series of Merionethshire. *Geol. Mag.* vol. 75, pp. 366.

(Recibido el 3-III-82)