

El metamorfismo del sector El Vellon - Pedrezuela (Sistema Central Español)

por M.^a C. LÓPEZ RAMOS, y M. NAVIDAD

Departamento de Petrología, Universidad Complutense, Madrid.

RESUMEN

El presente trabajo aborda el estudio metamórfico del sector «El Vellón - Pedrezuela». Mediante la determinación de los diferentes tipos de paragénesis minerales que contienen los materiales que afloran en este sector (metapelitas, metasamitas, anfíbolitas y rocas calcosilicatadas), de sus relaciones interminerales y de sus periodos de blastesis, se establece un metamorfismo regional progresivo de grado medio. Dicho metamorfismo se caracteriza por unas condiciones de 5.25 Kbar y 550 °C para un periodo de interfase variando éstas durante la segunda fase a 4 ± 0.5 Kbar y 600 °C. El gradiente metamórfico aumenta de 26 °C/Km. a 38 ± 5 °C/Km desde el periodo de interfase a la segunda fase hercínica.

ABSTRACT

This paper studies the progressive regional metamorphism in the «Vellon - Pedrezuela» area. By determination of the mineral paragenesis present in these materials that outcrop in the sector (metapelites, metasamites, amphibolites and calcosilicates rocks) and also by the indeterminal and blastesis-age relations, a progressive medium grade regional metamorphism has been defined. This metamorphism is characterized by 5.25 Kbar, 550 °C conditions in the interphase and 4 ± 0.5 Kbar, 600 °C in the second Hercynian phase. The metamorphic gradient changed from 26 °C/Km to 38 ± 5 °C/Km.

INTRODUCCIÓN

El área investigada se encuentra localizada en las estribaciones meridionales de la sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) correspondiendo al sector oriental de la Hoja de Torrelaguna (M.T.N. 1:50.000 n.º 509). Queda separado del resto de los macizos metamórficos septentrionales por la falla tardihercínica de Guadalix - Redueñas (Parga, 1969) y constituye, por tanto, la prolongación hacia el Sur de las series metamórficas que afloran más al Norte y que se encuentran situadas en la proximidad al meridiano de Somosierra (fig. 1).

Geotectónicamente pertenece a la zona Galaico-Castellana definida por Lotze (1950) y desde el punto de vista metamórfico se sitúa dentro del grado medio.

Los materiales que afloran en este sector están constituidos por metasedimentos preeskidawienses de variada litología (esquistos, cuarcitas, anfíbolitas y rocas calcosilicatadas) y neises glandulares. Tanto unos como otros representan los dos tipos de formaciones: «Metasedimentaria» y «Glandular» que en la actualidad se han diferenciado dentro del Sistema Central (Bischoff et al., 1973; Capote et al., 1977).

Los datos aportados en este trabajo indican que las áreas de este sector definidas como de alto grado metamórfico (Aparicio et al., 1975 y López Ruiz et al., 1975) corresponden al grado medio. Asimismo se pone por primera vez en evidencia la existencia de distena así como la ausencia de feldespatos potásicos ligado al proceso metamórfico regional.

CARACTERES ESTRATIGRAFICOS Y TECTONICOS

Estratigrafía

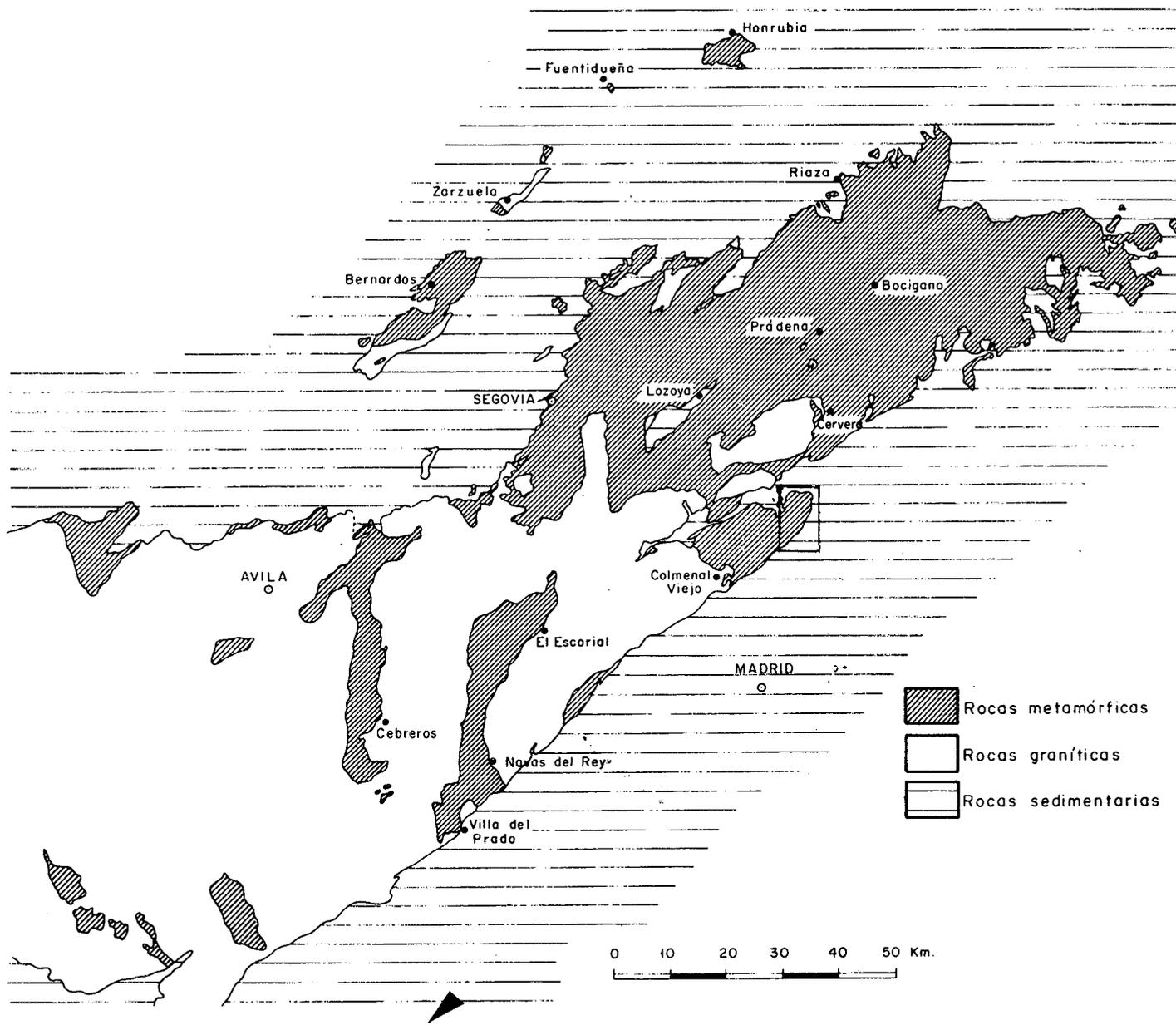
Bajo los recubrimientos terciarios y en neta discordancia con el Cretácico Inferior (Füster y Febrel, 1959) afloran metasedimentos preeskidawienses y ortoneises de edad incierta. Dichos materiales se encuentran a su vez intruidos por la granodiorita de El Molar y por el amplio cortejo filoniano del que se acompaña.

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales metasedimentarios que afloran de E a W (fig. 2) constituyen una serie caracterizada por un tramo superior de tipo fundamentalmente pelítico que va variando progresivamente a lo largo de la serie hacia tipos más samíticos. El tramo inferior de la serie se caracteriza por la presencia de esporádicos niveles anfíbolíticos y calcosilicatados.

Intercalados en diferentes tramos de esta serie (fig. 2) se encuentran dos conjuntos de neises glandulares que engloban diferentes tipos (glandulares, glandulares feldespáticos y leucocráticos) y que se conocen como neises de «El Vellón» (Navidad, 1979; López Ramos, 1980; López Ramos y Navidad, 1981) y de «Pedrezuela» (López Ramos, 1980; López Ramos y Navidad, 1981).

En conjunto, la serie estratigráfica que aflora de E a W está formada de techo a muro por:

1. - Esquistos micáceos, esquistos samíticos y cuarcitas.
2. - Conjunto neisico de «El Vellón».
3. - Esquistos, esquistos samíticos, cuarcitas variablemente feldespáticas y escasos niveles de anfíbolitas.
4. - Conjunto neisico de «Pedrezuela».
5. - Paragneises, cuarcitas variablemente feldespáticas y escasas cuarcitas anfíbolíticas y rocas calcosilicatadas.



SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.

Fig. 1. Esquema geológico general.

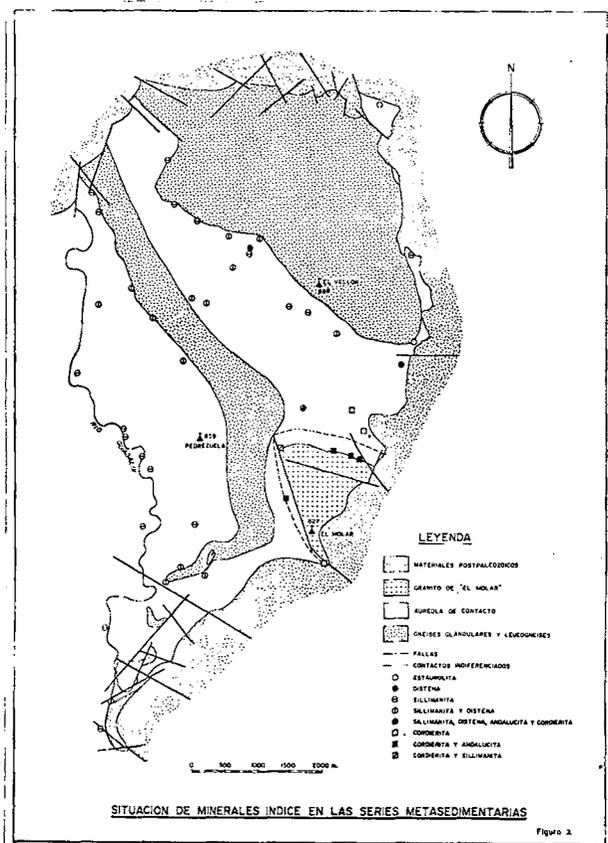


Fig. 2. Esquema metamórfico del sector estudiado.

Tectónica

Estructuralmente, dentro de este área y al igual que sucede en otros sectores del Sistema Central se ponen de manifiesto cuatro fases de deformación hercínica. De ellas, sólo las dos primeras son sinesquistosas y sinmetamórficas, siendo la segunda la que genera la esquistosidad predominante en este sector.

La primera fase (F_1) es penetrativa a todos los niveles, genera una esquistosidad de flujo (S_1) de dirección submeridiana. A escala microestructural es visible dentro de diferentes porfiroblastos minerales que aparecen a su vez rodeados por una esquistosidad posterior (S_2).

La segunda fase (F_2) genera una esquistosidad (S_2) también de dirección submeridiana, que es la más visible sobre el terreno y en ocasiones llega a obliterar las directrices de la fase anterior (F_1). En aquellos sectores donde es visible S_1 , la intersección entre ésta y S_2 origina una lineación con dirección NW-SE e inmersión entre 20° y 45° al SE.

La tercera fase (F_3) no genera esquistosidad, tan solo se acompaña de pequeños y medianos pliegues de dirección E-W y ejes subhorizontales.

La cuarta fase (F_4) es de escasa importancia. Se manifiesta por la presencia de kinks con ejes NE-SW e inmersiones variables entre 20° y 50° al NE.

Macroestructuras. Las dos macroestructuras que aparecen son: la antifirma de «El Vellón» (señalada por Babin (1971) y la definida por la banda del conjunto neísico de «Pedrezuela». Ambas han sido generadas por la F_2 hercínica.

La antifirma de «El Vellón» corresponde a una terminación periclinal de la F_2 ya que S_2 atraviesa todos los contactos litológicos del macizo neísico, tanto con los metasedimentos exteriores como los de su interior (fig. 3). Asimismo la esquistosidad de primera fase (S_1) que se conserva en los metasedimentos exteriores, aparece plegada por F_2 marcando la morfología de la macroestructura. Por otra parte, esta antifirma presenta un contacto mecánico con los esquistos situados en su extremo oriental que se manifiesta por milonización y fuerte imbricación de los materiales (neises y esquistos) en una franja no superior a 15 m., pudiéndose observar que S_2 no sufre dislocación a ambos lados del accidente tectónico. Así pues, este contacto sería, si no anterior, al menos sincrónico con la F_2 .

El carácter antiformal o sinformal de la macroestructura de Pedrezuela, no ha podido precisarse. Ahora bien, los pliegues menores de F_2 medidos en el flanco oriental, señalan una dirección para el plano axial de NW-SE con inmersión de $20^\circ - 45^\circ$ al SE.

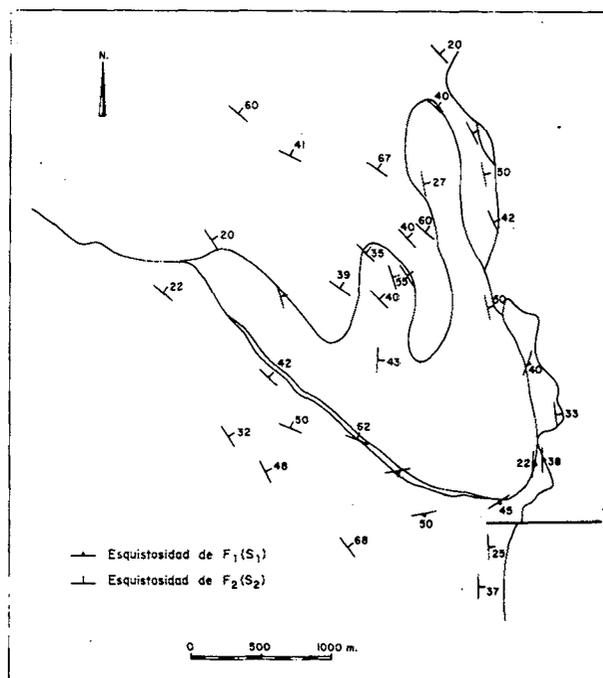


Fig. 3. Esquema tectónico.

METAMORFISMO

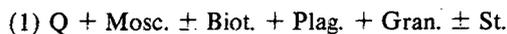
Este apartado se refiere estrictamente a los materiales metasedimentarios, ya que sus paragénesis minerales son el mejor reflejo de las condiciones metamórficas que tuvieron lugar dentro de este sector. Los neises glandulares que aparecen incluidos en ellos, son desde este punto de vista estériles ya que las asociaciones mineralógicas que los caracterizan son siempre primarias.

Metamorfismo de series pelítico-samíticas

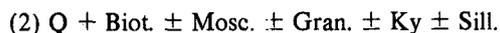
En el sector metamórfico «El Vellón - Pedrezuela» (fig. 1) se observa a escala regional una variación en la composición de los materiales, siendo éstos de naturaleza más pelítica en el extremo oriental y más samíticos hacia las zonas central y occidental.

Esta variación composicional, controla la aparición de diferentes tipos de paragénesis, ya que se observa que la presencia de estaurilita queda restringida al sector más oriental mientras que la cordierita y andalucita aunque por su ámbito de aparición (fig. 2) sólo aparecen en la parte central del sector estudiado.

Basándonos exclusivamente en las observaciones petrográficas se han definido tres asociaciones mineralógicas regionales que caracterizan a este sector metamórfico. La primera de ellas (1), con estaurilita, queda restringida a las metapelitas orientales:



mientras que hacia las zonas centrales y occidentales predominan las paragénesis con distena y/o sillimanita, con la asociación general (2):

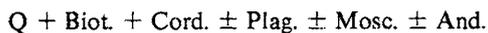


y únicamente en las proximidades a la «aureola» de contacto de la granodiorita de «El Molar» se observan paragénesis con andalucita y cordierita que pueden ser interpretadas como se verá más adelante, como regionales, si bien su restricción local no permite una interpretación definitiva; la asociación general es:



Asimismo hay que señalar, que en todos los sectores estudiados y en las proximidades a los conjuntos ortonefsicos es frecuente la aparición de feldespato potásico, si bien este componente aparece indiscriminadamente dentro de las asociaciones minerales anteriormente señaladas como mineral secundario siempre ligado a procesos de inyección o hidrotermales.

Superpuesto al metamorfismo regional, existe un metamorfismo de contacto desarrollado por la intrusión tardihercínica de la granodiorita de El Molar. Las paragénesis que se originan en los metasedimentos circundantes contienen andalucitas y cordieritas postF₂. La asociación mineralógica general es:



Como minerales accesorios comunes a todas las paragénesis regionales y de contacto aparecen zircón, apatito, rutilo, turmalina y opacos.

Relaciones interminerales. Dentro de las asociaciones mineralógicas anteriormente establecidas nos referiremos en primer lugar a los silicatos de aluminio por ser de especial interés para la elaboración del cuadro metamórfico de este sector:

La distena se encuentra repartida por todo el sector centro-occidental del área estudiada y siempre como fase relicta con respecto a la esquistosidad predominante (S₂). Aparece incluida o asociada a cristales preF₂ de plagioclasa o bien dispersa en la matriz y siempre blindada en coronas de moscovita. Al igual que sucede más al Norte (Somosierra) (Arenas et al., 1980) presenta transformaciones directas a sillimanita. En este sector es difícil deducir su momento de aparición por encontrarse blindada en moscovitas que llegan a confundirse con los crecimientos sintectónicos de micas. Sin embargo, la aparición de algunas secciones tabulares e idiomorfias dobladas y rodeadas por S₂ (definida por micas y sillimanita) conduce a interpretarla como preF₂ y muy probablemente correspondan a crecimientos interfásicos (IF₁) (secciones idiomorfias).

La andalucita, como se señaló anteriormente, se localiza

junto a la cordierita en las proximidades a la aureola de contacto de la granodiorita de El Molar (fig. 2).

Se nuclea a partir de la biotita sintectónica y conforma agregados granoblásticos en continuidad óptica con ella, invirtiéndose nuevamente a moscovita secundaria que aparece, en grandes placas reabsorbidas, rodeándola. Este proceso tiene lugar según Shelley (1968) a partir de biotita y cuarzo:



reaccionando reversiblemente el feldespato potásico para dar moscovita.

Las andalucitas postF₂ del metamorfismo de contacto se nuclean, también, a favor de las biotitas sintectónicas.

La sillimanita se encuentra dispersa por todo el sector, llegando a aparecer en los esquistos micáceos más orientales (fig. 2) y predominando en el área más occidental donde no forma paragénesis con otros silicatos aluminicos (andalucita o distena). Es sinF₂ y su procedencia es muy variada, ya que se origina:

— Por crecimiento epitáxico sobre biotitas de diferente origen (sinF₂, IF₂ o procedentes de la desestabilización del granate); siendo la reacción propuesta por Losert (1977) (Biotita = 4 Sill. + 60 + 4H₂O + 4MgO + 2K₂O + Fe₂O₈) la que mejor explica la aparición de este mineral en relación con las cantidades de cuarzo y opacos observadas.

— Otros modos de aparición, aunque menos frecuentes, son: como «madejas» fibrolíticas en plagioclasa (por desalcalinización: Plag. = Sill. + Q ± Na₂O (Losert, 1977)) o por transformación directa de granate y distena durante el metamorfismo progresivo.

Aparte de los silicatos de aluminio, hemos de señalar por su interés:

La estaurilita aparece como mineral estable dentro de los esquistos más orientales, concentrándose junto con granates en los bordes de venas de segregación de cuarzo. No se observan restos del mineral de menor grado metamórfico del que proceden y tampoco aparecen transformaciones a otros minerales. Su blastesis tiene lugar desde la IF₂ a postF₂. Como interfásico (IF₂) incluye una Si recta y a su vez está rodeado por S₂, como mineral sincinemático (sinF₂) presenta texturas rotacionales con Si en continuidad con S₂. Presenta crecimientos idioblásticos que indican su crecimiento hasta después de la F₂.

La cordierita como mineral sinF₂ se encuentra totalmente pinnitizado y al igual que la andalucita se estructura entre los planos de exfoliación de las biotitas que conforman la esquistosidad (S₂), creciendo a partir de ellas. También aparece sobre agregados de biotita, cuarzo y moscovita que corresponden a antiguos granates preF₂ desestabilizados.

Existen cordieritas postF₂ que se desarrollan como mineral de contacto, en cuyo caso es idioblástica, está total o parcialmente pinnitizada y engloba a la esquistosidad predominante (S₂).

El granate aparece como estable en los esquistos orientales y metaestable en los metasedimentos próximos a la aureola de contacto con la granodiorita de El Molar, en los que se encuentra transformado a biotita, moscovita, cuarzo, cordierita y opacos y por último en las restantes series metapelíticas y metasamíticas, como relicto y transformado en su totalidad a Biot. + Mosc. + Q + Sill. + Plag. o directamente a sillimanita.

El periodo de blastesis de este mineral es: - SinF₁, incluyendo una Si sigmoidal formada por cuarzo u opacos y

rodeados por una $Se(S_2)$.

— Intercinématico (IF_2^1), incluyendo una Si recta. También existen granates $preF_2$ con estructura en atolón desestabilizados en el núcleo (a biotita y moscovita) y recrecidos en el borde.

MINERAL	PF_1	F_1	IF	F_2	PF_2
CUARZO	?				
MOSCOVITA	?				
BIOTITA	?				
GRANATE		?			
ESFAUROLITA					
ESFENA		?			
PLAGIOCLASA					
ANDALUCITA					
SILLIMANITA					
CORDIERITA					

DIAGRAMA DE BLASTESIS-DEFORMACION EN ROCAS METAPELITICAS Y METASAMITICAS.

Fig. 4. Relaciones blastesis-deformación. Síntesis esquemática.

La biotita y moscovita constituyen crecimientos-lepidoblásticos orientados según dos esquistosidades (S_2 y S_2). También nuclean durante la IF_2^1 y periodos post F_2 .

El feldespato potásico aparece por todo el sector y preferentemente en las áreas más próximas al contacto con los ortoneises. Suele aparecer en pequeñas «cuñas» entre los planos de exfoliación de las biotitas que forman la esquistosidad o junto a cloritas orientadas sintectónicamente; ambos tipos son secundarios y de tipo hidrotermal siendo un subproducto de la alteración de biotita a clorita (Chayes, 1955). Como mineral de interfase (IF_2^1) constituye mosaicos granoblásticos junto a plagioclasa y cuarzo formando venas pegmatíticas orientadas conforme a la esquistosidad visible o también como constituyente exclusivo de venas.

La plagioclasa se encuentra maclada polisintéticamente (en ocasiones maclas mecánicas) con contenidos de An_{12-23} en los esquistos orientales y An_{7-33} en los metasedimentos centrales y occidentales.

Relaciones Blastesis - Deformación. En la fig. 4 quedan representadas las etapas de cristalización de los diferentes minerales metamórficos con respecto a las dos fases principales de deformación hercínica (F_1 y F_2). Se excluyen de este diagrama las blastesis originadas durante el metamorfismo de contacto.

Del presente diagrama se deduce que en este sector el metamorfismo regional hercínico tuvo lugar durante un periodo único y continuado que se inicia con o inmediatamente antes de la primera fase de deformación (F_1) continuándose hasta algo después de la segunda fase (F_2). Los dos momentos algidos de la cristalización corresponden a los periodos de interfase (IF_2^1) y durante la segunda fase (F_2).

Posteriormente se inicia un enfriamiento general en la región que se ve interrumpido en un pequeño sector con la intrusión de la granodiorita de El Molar. El aumento de temperatura que confiere a los metasedimentos circundantes induce nuevamente la blastesis de contacto de cordierita y andalucita y cabe pensar, debido a su ámbito de aparición,

que paragénesis con andalucita y cordierita que han sido interpretadas como regionales puedan también haberse desarrollado por la influencia de esta masa ígnea.

Metamorfismo de anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos

Son litologías poco frecuentes; se localizan preferentemente en la parte occidental de este sector y ocasionalmente se encuentran en la zona central, en el contacto con la formación neísica de Pedrezuela.

Paragénesis minerales. Dentro de las rocas de silicatos cálcicos aparecen dos tipos de paragénesis:

- (1) Q + Vesubiana + Diopsido + Plagioclasa + Granate + Anfíbol
- (2) Q + Plagioclasa + Granate

Como accesorios: Esfena, Zircón, Apatito, Opacos.

Como secundarios: (1) con Clinozoisita

(2) con Clinozoisita, Epidota

Las anfibolitas presentan como paragénesis: (3) Q + Plagioclasa + Anfíbol, siendo los minerales accesorios los citados en el párrafo anterior.

Relaciones interminerales. El cuarzo es casi el único constituyente de las paragénesis (2) siendo muy abundante en la (1) y (3).

La plagioclasa presenta una composición de An_{19-30} . Es muy abundante en la paragénesis (2) de las rocas de silicatos cálcicos, en la que forman un bandeo composicional. Incluye diopsido, zircón, clinozoisita y Q en «gotas», como ocurre en (1). Suele aparecer deformada y con maclas mecánicas.

La vesubiana es un mineral de IF_2^1 , ya que incluye una Si recta formada por Q, diopsido y opacos y a su vez está rodeada por S_2 . Presenta, a su vez, recrecimientos post F_2 .

El granate es de tamaño reducido y contiene inclusiones de Q y opacos no orientados. Se desestabiliza con relativa frecuencia a clinozoisita y clorita.

El anfíbol es hornblenda verde, transformado en ocasiones a biotita y clorita. Es sincinématico con F_2 , no habiéndose observado si lo es también con F_1 .

El diopsido aparece incluido en la vesubiana y formando parte de la Si que ésta presenta, es pues $sinF_1$. También se orienta conforme a S_2 , creciendo también durante F_2 .

Debido a la escasez de estos tipos litológicos en el sector estudiado, las relaciones blastesis-deformación han sido definidas, tan sólo, para determinadas fases minerales (ver párrafos anteriores).

Condiciones metamórficas

A partir de los datos anteriormente expuestos, se deducen, en este sector, dos momentos algidos de cristalización durante los cuales se desarrollan dos tipos de asociaciones mineralógicas.

Considerando únicamente las metapelitas se observa que al comienzo del periodo de interfase (IF_2^1) aparece la siguiente asociación:

Q ± Mosc. ± Biot. ± Plag. ± Gran. ± St ± Ru + accesorios, que es sustituida al final de la interfase por:

Q ± Mosc. ± Biot. ± Plag. ± Cord. ± St. ± And, ± Sillim. + accesorios desarrollándose, ésta, a lo largo de F_2 .

Ahora bien es importante tener en cuenta a la hora de establecer las condiciones metamórficas para este sector tres hechos singulares:

1. La no coexistencia de estaurólita y distena dentro de una misma paragénesis.
2. La no coexistencia de estaurólita con cordierita ni andalucita desarrolladas, estas últimas, durante la F_2 en la zona central del sector estudiado.
3. La ausencia de feldespato potásico en las paragénesis existentes en todo el área estudiada.

Respecto al primer punto hay que señalar que es un fenómeno propio de este sector, ya que en los dominios metamórficos situados más al Norte (Somosierra: García Cacho, 1973; López Ruiz et al., 1975; Arenas et al. 1980) ambos minerales coexisten paragénicamente. Esto puede explicarse más que por una variación de las condiciones metamórficas (aumento de la presión hacia la parte central del sector estudiado), por un cambio composicional de los materiales originales, ya que se ha observado, que los materiales metamórficos situados aún dentro del límite de estabilidad de la estaurólita nunca presentan este mineral y por el contrario si contienen distena.

Este control composicional primario se corrobora, al observar que los metasedimentos del dominio central presentan cordierita sin coexistir con estaurólita. La coexistencia de cordierita y estaurólita es posible dentro del grado medio metamórfico, sobre litologías restringidas y en condiciones particulares (Winkler, 1978).

Respecto al tercer punto, la presencia constante de moscovita estable junto con cuarzo, plagioclasa y sillimanita en rocas desprovistas de feldespato potásico metamórfico sitúan al sector estudiado dentro del grado medio como se verá seguidamente.

En la fig. 5 se presentan un conjunto de curvas experimentales y significativas en el metamorfismo del dominio estudiado.

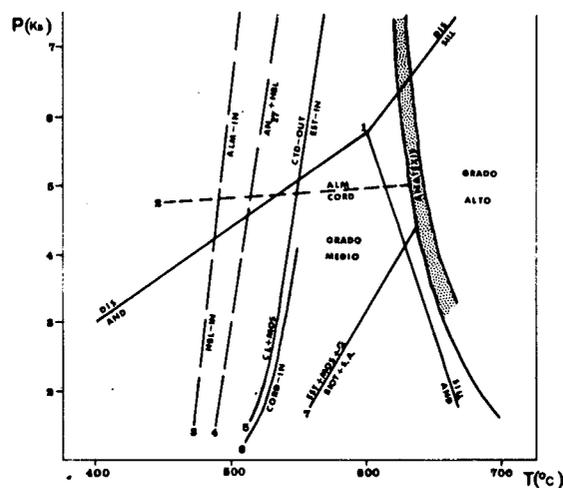
La asociación que aparece al comienzo de la interfase F_1 - F_2 puede ser utilizada, en conjunto, para definir las condiciones metamórficas, puesto que ya quedó claro que la falta de relaciones paragénicas entre distena y estaurólita obedece al menos en un caso a imposiciones composicionales. De esta forma y para un punto triple medio entre el de Althaus (1967) y Richardson et al. (1968 y 1969) la asociación anterior necesita un mínimo de 5,25 Kbar y 550 °C para formarse (estos valores corresponden al grado medio metamórfico en el sentido de Winkler, 1978).

Posteriormente, y a partir del final de la interfase F_1 - F_2 , la transformación de distena a sillimanita y la interrupción en la blastesis de almandino posteriormente desestabilizado, indica un descenso de la presión y un incremento de temperatura en relación a las condiciones anteriores, lo que nos sitúa por debajo de $4 \pm 0,5$ Kbar para 600 ± 10 °C.

Bajo estas condiciones y siempre dentro del grado medio continúa la blastesis de estaurólita y cordierita; siempre en litologías diferentes y ya sin la presencia del granate.

Los gradientes geotérmicos que se han deducido para las asociaciones con distena y con andalucita-cordierita y sillimanita son respectivamente: 26 °C/Km y 38 ± 5 °C/Km.

Así pues, de los datos anteriormente expuestos se deduce que desde la zona más oriental a la más occidental de este sector existe un aumento progresivo del metamorfismo con incrementos del gradiente geotérmico y descenso de la presión a partir del final de la IF_2^1 y, siempre dentro del grado medio metamórfico. Esto confirma el carácter plurifacial y polifásico del metamorfismo regional en el sector estudiado



1. Punto triple medio entre los de ALTHAUS (1967, 1968) y RICHARDSON et al. (1968, 1969).
2. Límite de estabilidad aproximado entre almandino y cordierita. Según WINKLER (1978).
3. Aparición de hornblenda y almandino. Según WINKLER (1978).
4. Aparición de anortita₁₇ + hornblenda. Según WINKLER (1978).
5. Entrada de estaurólita
 - a) Cloritoide-out/estaurólita-in.
 - b) Clorita (rica en Fe)-out/Estaurólita-in. Según WINKLER (1978).
6. Entrada de cordierita: clorita-out + moscovita/cordierita-in. $SiMg/Al_2 + Fe > 0,25$. Según WINKLER (1978).
7. Estaurólita + moscovita + cuarzo = biotita + SiO_2Al_2 (S.A.) + H_2O (HOSCHECK, 1969).

CURVAS EXPERIMENTALES INDICADORAS DE LAS CONDICIONES P-T METAMORFICAS DEL SECTOR DE EL VELLÓN-PEDREZUELA-EL MOLAR.

Fig. 5. Diagrama experimental de las condiciones metamórficas en el sector estudiado.

según la opinión expresada para el metamorfismo regional hercínico (Sistema Central Español) por Fúster et al. (1974).

Posteriormente se desarrolla, con carácter local, un metamorfismo de contacto en condiciones también, de grado medio (cordierita-andalucita) originado por la intrusión tardihercínica de la granodiorita de El Molar; siendo, ésta, la última recrystalización que sufren los materiales de este sector.

CONCLUSIONES

Dentro del sector metamórfico El Vellón - Pedrezuela aflora una serie metasedimentaria de litología variada, con tipos esencialmente pelíticos en el techo, que se hacen progresivamente más samíticos en el resto de la serie. Hacia la base son frecuentes los niveles feldespáticos y pegmoaplíticos esquistosados conjuntamente con los metasedimentos.

Esta serie, que incluye dos conjuntos ortoneoicisos análogos, es equivalente (de E a W del sector) a los miembros B₄ y probablemente B₅ de la «Formación Buitrago» definida por Capote y Fernández Casals (1975).

Tectónicamente este sector se encuentra afectado por cuatro fases de deformación hercínica. De ellas, las dos primeras son las más importantes; se presentan con dirección submeridiana, generan esquistosidad y se acompañan de metamorfismo siendo la segunda F_2 la predominante sobre el terreno y la principal causante de las macroestructuras de este sector.

Desde el punto de vista metamórfico, todo el sector se

encuentra afectado de un metamorfismo regional y progresivo dentro del grado medio. Se desarrolla en dos etapas metamórficas; la primera que alcanza su climax durante el periodo de interfase (IF₂) es de mayor presión y se caracteriza por unas condiciones de 5,25 Kb y 550 °C y un gradiente geotérmico aproximado de 26 °C/Km. La segunda etapa que tiene su máximo desarrollo durante la F₂ hercínica se realiza con gradientes algo superiores 38° ± 5 °C/Km y presiones por debajo de 4 ± 0,5 Kb para 600° ± 10 °C aproximadamente.

Así pues, el carácter progrado del metamorfismo se manifiesta preferentemente hacia el sector occidental de este macizo. Por otra parte, la frecuente aparición de niveles fundamentalmente feldespáticos en la serie y la abundancia de diques pegmoaplíticos deformados, hacen suponer que probablemente con anterioridad a la F₂, haya existido en todo este sector un proceso de granitización generalizado originado por el emplazamiento de importantes masas granitoides que afloran preferentemente en su extremo más occidental (Cerro de S. Pedro) y cuyos principales representantes en el sector estudiado son los ortoneises de «El Vellón» y tal vez de «Pedrezuela». De este modo, el aumento de temperatura que tiene lugar al comienzo de la segunda fase podría estar relacionado con la generación de un magnetismo anterior.

BIBLIOGRAFÍA

- ALTHAUS, E., 1967: «The triple point andalusite — sillimanite.» *Contr. Mineral. and Petrol.* 16: 29-44.
- ARENAS, R., CASQUET, C. y PEINADO, M., 1980: «El metamorfismo del sector Riáza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas.» *Cuadernos do Lab. Xeolox. de Laxe*, 1: 117-146.
- APARICIO, A., BARRERA, J. L., CARABALLO, J. M., PEINADO, M., y TINAO, J. M., 1975: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. de España, 88. 145 págs.
- BABIN, R. B., 1971: «Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón.» *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 69: 5-27.
- BISCHOFF, L. y SCHÄFFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R., 1973: «Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien).» *Münster. Forsch. Geol. Palaönt.* 28. 28 págs.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNÁNDEZ CASALS, M. J., MORENO, F., NAVIDAD, M. y VEGAS, R., 1977: «The Precambrian in the central part of the Iberian massif.» *Estudios Geol.* 33: 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J., 1975: «Las series anteorodóvicas del Sistema Central Español.» *Bol. Geol. Min.* 86 (6): 581-596.
- CHAYES, F., 1955: «Potash feldspar as by-product of the biotite-chlorite transformation.» *J. Geol.* 63: 75-82.
- FUSTER, J. M. y FEBREL, T., 1959: *Explicación de la Hoja número 509 (Torrelaguna)*. Inst. Geol. Min. de España, 102 págs.
- FUSTER, J. M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCÍA CACHO, L., MORA, A. y PEINADO, M., 1974: «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español.» *Bol. Geol. Min.* 85 (5): 595-600.
- GARCÍA CACHO, L., 1973: *Evolucion temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doct. Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 319 págs.
- LÓPEZ RAMOS, M. C., 1980: *Petrogénesis de los materiales metamórficos y plutónicos de la región de El Vellón-Pedrezuela-El Molar (Guadarrama meridional oriental)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 123 págs.
- LÓPEZ RAMOS, M. C. y NAVIDAD, M., 1981: «Los ortoneises del sector metamórfico «El Vellón - Pedrezuela» (Sistema Central Español).» *Estudios Geol.* (en prensa).
- LÓPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L., 1975: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min. 86, 127 págs.
- LOSERT, J., 1977: «Sillimanite fibrolitique du Moldanubicum du Massif de Boheme et ses analogies avec celle des Massifs cristallins Varisques de l'Europe Occidentale.» *Coll. intern. C.N.R.S. Rennes* 243: 329-340.
- LOTZE, F., 1950: Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Iberica. *Publ. extranjeras sobre Geología de España, C.S.I.C. 5*.
- NAVIDAD, M., 1979: «Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental).» *Estudios Geol.* 35: 31-48.
- PARGA, J. R., 1969: «Sistemas de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico.» *Trab. Lab. Xeolox. de Laxe* 37: 3-15.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. y GILBERT, M. M., 1968: «Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 °C and 150 °C.» *Amer. Jour. Sci.* 266: 513-541.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. y GILBERT, M. C., 1969: «Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point.» *Amer. Jour. Sic.* 267: 259-272.
- SHELLEY, D., 1968: «A note on the relationships of sillimanite to biotite.» *Geol. Mag.* 543-545.
- WINKLER, H. G. F., 1978: *Petrogénesis de rocas metamórficas*, Blume, Madrid, 346 págs.

Recibido 10 de febrero de 1981