

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



Trabajo realizado
con una Beca de Investigación Científica
de la Fundación March

**EL METAMORFISMO DE LA SIERRA DE GUADARRAMA,
SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL**

por

J. López Ruiz, A. Aparicio y L. García Cacho

Departamento de Petrología y Geoquímica, C. S. I. C. Madrid-3.

TOMO 86 — MADRID 1975

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

I. S. B. N. 84 - 500 - 1270 - 8

Depósito Legal: M - 5.463 - 1975

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

I N D I C E

	Págs.
Resumen	7
Introducción	9
1 Estratigrafía	13
2 Tectónica	17
3 Metamorfismo	21
Sector oriental	21
Sector central	29
Sector occidental	32
4 Relaciones metamorfismo-deformación	37
5 Evolución temporal del metamorfismo	43
6 Estudio de granates y biotitas	45
Petrografía y quimismo de las rocas estudiadas	46
Granates. Discusión de los resultados	59
Biotitas. Discusión de los resultados	98
Bibliografía	119

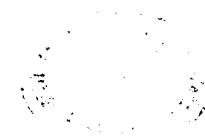
RESUMEN

En este trabajo se realiza, por una parte, una síntesis de los conocimientos estratigráficos, tectónicos y metamórficos de la Sierra de Guadarrama, y por otra se establecen, por lo que respecta a este último aspecto, las zonas de estabilidad de los diferentes minerales-índice y se estudia la influencia de la intensidad de metamorfismo y del quimismo de la roca huésped sobre la composición de granates y biotitas.

La diferente zonación que presentan los granates de los sectores oriental, central y occidental permite confirmar la idea de que en la Sierra de Guadarrama el proceso metamórfico se realizó en dos etapas. La primera, que comienza un poco antes de F_1 , alcanza su máximo desarrollo en el período interfase y origina un metamorfismo de presión intermedia, afectó con mayor o menor intensidad a todo el conjunto metamórfico, mientras que la segunda etapa, que tiene lugar durante e inmediatamente después de F_2 y desarrolla un metamorfismo de baja presión, afectó a todo el conjunto metamórfico, a excepción de los niveles epi-mesozonales del sector oriental.

Por lo que respecta a la composición de los granates, el estudio realizado pone de manifiesto que existe una estrecha relación entre las composiciones del granate y de su roca huésped, mientras que no se ha encontrado un control de la intensidad de metamorfismo. Sin embargo, puesto que la composición del granate puede quedar profundamente alterada si durante el proceso metamórfico tiene lugar un cambio brusco en las condiciones termodinámicas, debido a un metamorfismo polifásico o simplemente al escape de volátiles que tiene lugar en las zonas de alto grado metamórfico, la relación roca huésped-granate será menos evidente a medida que se consideran zonas de mayor intensidad de metamorfismo.

En cuanto a las biotitas, las variaciones de composición observadas están relacionadas fundamentalmente con el grado de metamorfismo. Por otra parte, no se han encontrado diferencias de composición entre las biotitas de una misma roca originadas en diferente período de blastesis, lo que indica que el coeficiente de repartición de los distintos elementos entre la biotita y los demás minerales ferromagnesianos de la roca debe de permanecer constante durante la mayor parte del proceso metamórfico.



ABSTRACT

This paper is firstly a review of the knowledge about the stratigraphy, tectonics and metamorphism of the Sierra de Guadarrama. On the other hand, concerning metamorphism it is established the stability zones of the different index-minerals and the influence of both the metamorphic intensity and the chemistry of the host-rocks upon the composition of garnets and biotites.

The different pattern zoning of the garnets in the Eastern, Central and Western regions corroborates the idea of two metamorphic events in the Sierra de Guadarrama. The first one, began just before F_1 , reached its maximum development during the interphase period and caused a metamorphism of intermediate pressure; it affected all the metamorphic complex. The second event, which occurred during or immediately after F_2 , caused a metamorphism of low pressure, and also affected the whole metamorphic complex, except the epi-mesozonal levels in the Eastern region.

In that concerning the chemical composition of the garnets, this paper shows the close relation between the composition of the garnets and the composition of the host-rocks. Despite this, as the garnets composition can be strongly affected if there is a sudden change of the thermodynamic conditions during the course of the metamorphism by a polyphasic metamorphism or else by the loss of volatiles as it occurs in the high-grade metamorphic zones, the relation garnet-host rock should be less evident in zones of progressively higher metamorphic intensity.

As to the biotites, the variations in the composition are essentially related to the degree of metamorphism. On the other hand, there is no difference in composition between the biotites of a single rock, formed under different phases of blastesis. This means that the partition coefficient of the different elements between the biotite and the other ferromagnesian minerals remains constant during the metamorphic process.

INTRODUCCION

El Sistema Central Español está constituido por un conjunto de rocas metamórficas y plutónicas que se extienden por el E. hasta los materiales mesozoicos del Sistema Ibérico, y por el O. hasta la frontera portuguesa. Sus límites N. y S. quedan definidos por las fosas tectónicas, actualmente cubiertas de sedimentos, originadas por la intensa fracturación que tuvo lugar durante el Terciario (Fig. 1).

Las rocas metamórficas (Figs. 2 y 3) se localizan fundamentalmente en la parte oriental (provincias de Madrid, Segovia y Guadalajara) y en la parte occidental (provincias de Avila, Salamanca y Cáceres) del Sistema, aunque entre ambos conjuntos existen, aislados entre las masas granítico-granodioríticas, una serie de núcleos metamórficos (El Escorial-Villa del Prado, La Cañada-Cebreros, Navamorcuende, Mingorría, etc.) de extensión superficial más reducida, los cuales constituyen los eslabones de enlace entre las Sierras de Guadarrama y Gredos. Además de estos macizos, al N. del Sistema aparece otra serie de islotes metamórficos (Carbonero el Mayor, Zarzuela, Fuentidueña, Honrubia), groseramente paralelos al mismo y que representan bloques separados del Sistema Central, por el levantamiento tectónico sufrido durante la orogenia alpina.

Los primeros trabajos sobre las Sierras de Guadarrama y Gredos (PRADO, 1862, 1864; MACPHERSON, 1878, 1879, 1880, 1883, 1886, 1901; MARTIN DONAYRE, 1879; PALACIOS, 1879; CASTEL, 1880, 1881; CALDERON, 1884, 1885; CORTAZAR, 1891; QUIROGA, 1893; FISCHER, 1894; PENCK, 1894; MALLADA, 1895, 1896; FERNANDEZ NAVARRO, 1897, 1899, 1903, 1915, 1916, 1921; CARANDELL, 1914, 1928; BERNALDO DE QUIROS y CARANDELL, 1915; GONZALEZ REGUERAR, 1916; OBERMAIER y CARANDELL, 1917, 1926; PEREZ COSSIO, 1920; DANTIN CERECEDA, 1921; HERNANDEZ PACHECO, E., 1923, 1934, 1942; HERNANDEZ PACHECO, F., 1925 a, 1925 b, 1930, 1931; KINDELAN et al., 1928; LOTZE, 1929; SCHROEDER, 1930; SAN MIGUEL, 1936) desarrollaron fundamentalmente los aspectos geográficos,

sociológicos y poéticos, si bien desbrozaron algunos aspectos estratigráficos y litológicos y dejaron planteado un amplio espectro de problemas geológicos, algunos de los cuales siguen todavía sin resolverse de forma satisfactoria, a pesar del tiempo transcurrido.

Posteriormente comienzan a desarrollarse los aspectos morfológicos (VIDAL BOX, 1930, 1932, 1936, 1937, 1942, 1948; HERNANDEZ PACHECO, F., 1932; BIROT, 1945, 1947; BIROT y SOLE, 1951 a, 1951 b, 1954, y DE PEDRO y SANCHEZ VEGA, 1956) y casi simultáneamente, al confeccionarse las primeras Hojas geológicas a escala 1:50.000, se inicia el estudio petrográfico de los materiales que constituyen la Sierra de Guadarrama (SAN MIGUEL, 1946, 1951, 1952, 1955; DE LA CONCHA, 1962; FEBREL et al., 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL et al., 1956, y SAN MIGUEL y DE PEDRO, 1960).

Por lo que respecta al estudio de los procesos metamórficos, los trabajos en los que se dedica especial atención a las asociaciones paragenéticas, clasificación de facies y tipos de metamorfismo son los de WAARD (1950), HEIM (1952) y FUSTER y DE PEDRO (1954 a, 1954 b, 1955), y más recientemente los de APARICIO y GARCIA CACHO (1970), FUSTER y GARCIA CACHO (1970, 1971), FUSTER y MORA (1970), PEINADO (1970, 1973), GARCIA CACHO (1973) y CASQUET (1974). Más o menos paralelamente a estos trabajos, otros autores (FEBREL, 1957; SOMMER, 1965; CAPOTE y VEGAS, 1968; CARLS, 1969; SCHAFER, 1969; BARD et al., 1970; BABIN, 1971; BULTYNICK y SOERS, 1971; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; MARTIN ESCORZA, 1971; SANCHEZ DE LA FUENTE et al., 1971; BISCHOFF, 1972; SOERS, 1972; BISCHOFF et al., 1973, y SCHMITZ y WALTER, 1974) han desarrollado los aspectos estratigráficos y tectónicos en relación o independientemente del metamorfismo.

A pesar de esta numerosa bibliografía sobre la geología de las Sierras de Guadarrama y Gredos, determinados aspectos (p. e., la petrología y geoquímica de las rocas graníticas y asociadas) son imperfectamente conocidos, y otros (p. e., la mineralogía de las rocas metamórficas) están prácticamente sin iniciarse.

En este trabajo se realiza, por una parte, una síntesis de los conocimientos estratigráficos, tectónicos y metamórficos de la Sierra de Guadarrama, y por otra, se establecen, por lo que respecta a este último aspecto, las zonas de estabilidad de los diferentes minerales índice y se estudia la influencia de la intensidad de metamorfismo y del quimismo de la roca huésped sobre la composición de granates y biotitas.

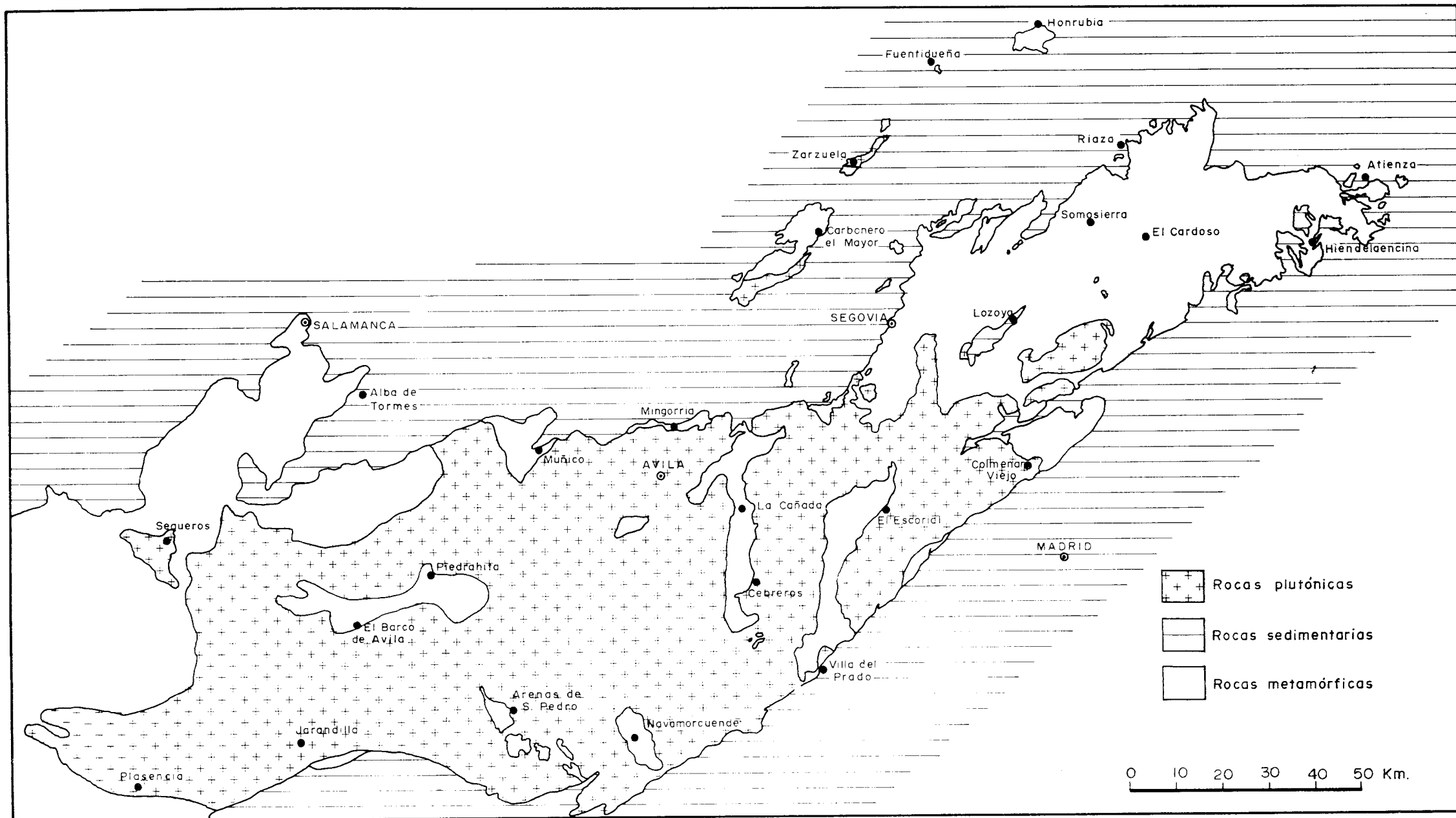


Fig. 1.—Esquema geológico del Sistema Central Español, según el Mapa geológico de España a escala 1:200.000, modificado.

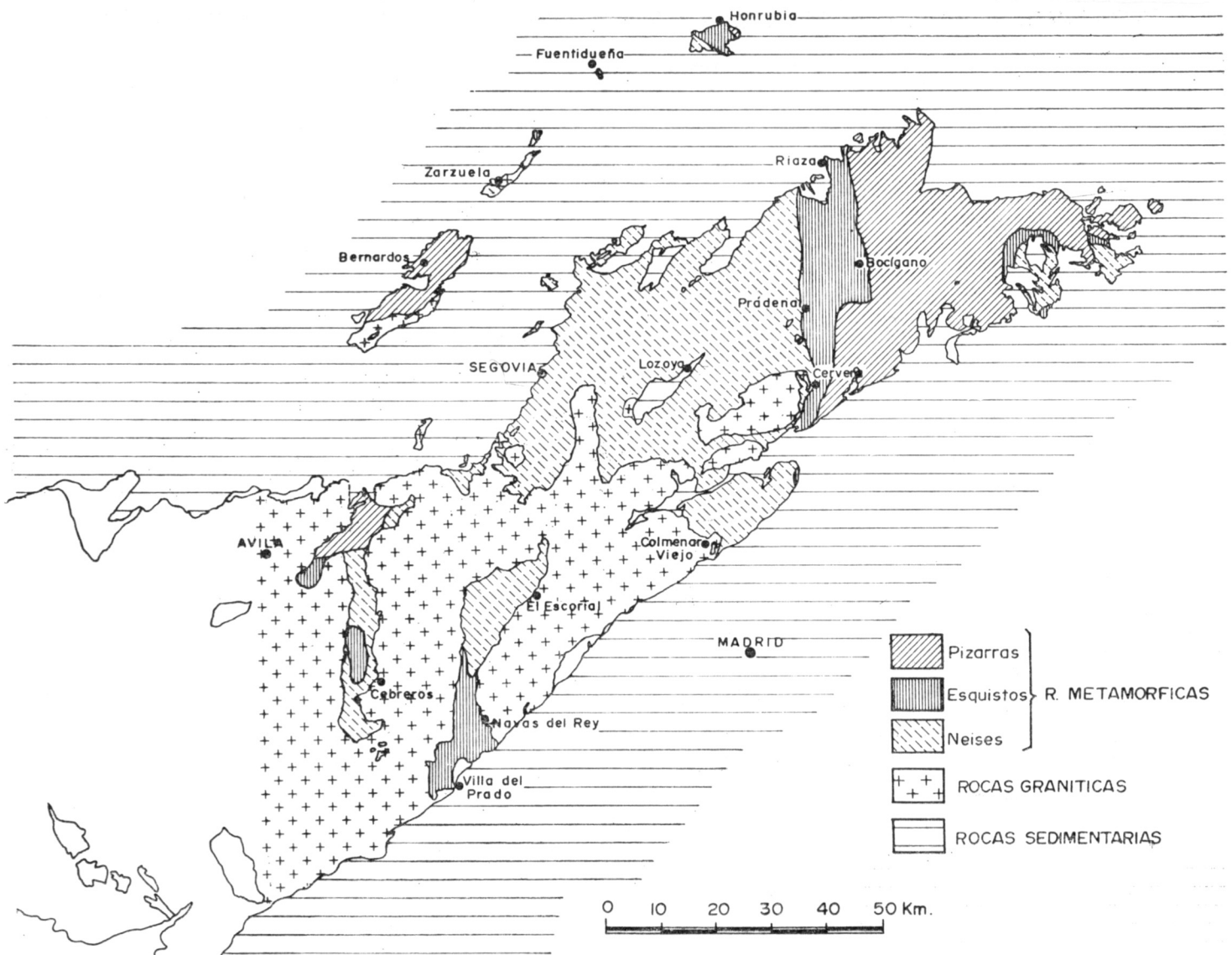


Fig. 2.—Distribución espacial de las rocas metapelíticas en la Sierra de Guadarrama.

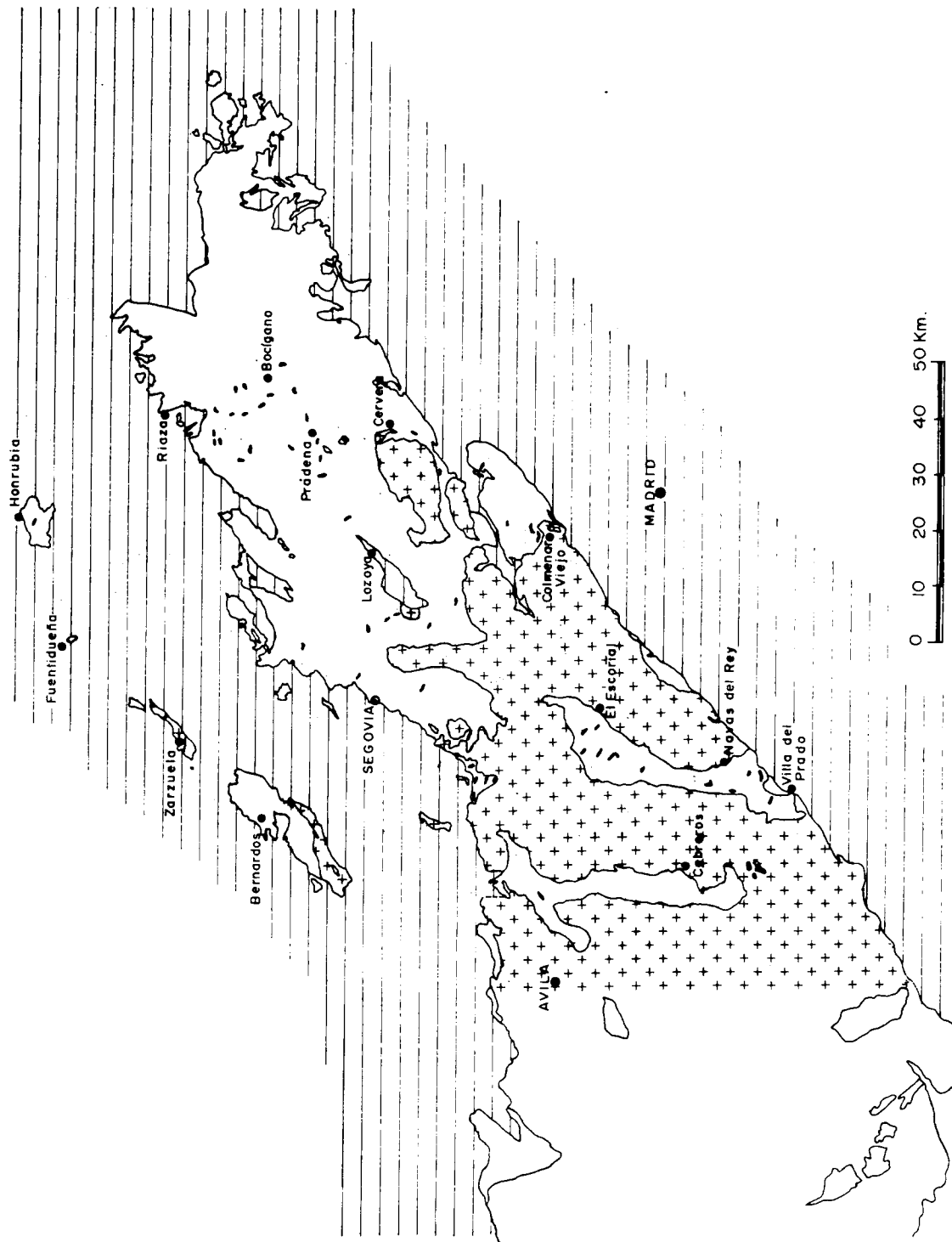


Fig. 3.—Distribución espacial de rocas carbonatadas y anfíbolíticas en la Sierra de Guadarrama.

1 ESTRATIGRAFIA

Existen numerosos interrogantes sobre la edad y naturaleza de las rocas metamórficas del Sistema Central, especialmente de aquellas en las que los procesos metamórficos han actuado más intensamente.

Los primeros autores (PALACIOS, 1879; MACPHERSON, 1883; MALLADA, 1895; CARANDELL, 1914; BERNALDO DE QUIROS y CARANDELL, 1915; FERNANDEZ NAVARRO, 1915, etc.) consideraron a estas rocas de edad arcaica y plegadas en un orógeno uroniano, y asignaron a la orogenia hercínica la intrusión plutónica, haciendo responsable a ésta de las grandes deformaciones existentes en las rocas metamórficas.

PENCK (1894), LOTZE (1929) y SCHROEDER (1930) rebajaron la edad de los materiales metamórficos al Paleozoico y los consideraron plegados durante la orogenia hercínica.

Esta nueva interpretación fue deducida del estudio del segmento más oriental de la Sierra de Guadarrama, en donde es posible observar una sucesión estratigráfica concordante, que va desde una serie preordovícica, puesto que está situada por debajo de unas cuarcitas del Ordovícico Inferior, y de unas pizarras silúricas, cuyas edades han sido determinadas paleontológicamente (PALACIOS, 1879; CORTAZAR, 1891; LOTZE, 1929; SCHROEDER, 1930; SOMMER, 1965; SCHAFFER, 1969; BULTYNICK y SOERS, 1971, y SOERS, 1972), hasta unos materiales pertenecientes al Devónico Inferior.

De acuerdo con esta sucesión, solamente los materiales más profundos (preordovícicos) —que son precisamente los que han sufrido el metamorfismo más intenso— plantean el problema de si corresponden al Cámbrico o, al menos en parte, al Precámbrico.

A este respecto existen actualmente dos grupos de autores: los que consideran que al menos parte de estos materiales profundos pueden asimilarse al Precámbrico (PARGA et al., 1964; CAPOTE y VEGAS, 1968; BARD et al., 1970 y 1972; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970 y 1971;

PARGA Y VEGAS, 1972; SANCHEZ DE LA FUENTE et al., 1971; SOERS, 1972, y CAPOTE, 1973), y los que sólo admiten la existencia de niveles cámbricos (FUSTER y FEBREL, 1959; SOMMER, 1965; APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970; BISCHOFF et al., 1973; GARCIA CACHO, 1973; APARICIO et al., 1973), o simplemente denominan preordovícicos a estos materiales (SCHAFER, 1969; FUSTER y MORA, 1970; PEINADO, 1970 y 1973; BABIN, 1971; MARTIN ESCORZA, 1971, y CASQUET, 1974).

Los autores del primer grupo utilizan como principal argumento la analogía litológica existente entre los gneises glandulares del Sistema Central y la formación también glandular del «Ollo de Sapo», a la que se considera de edad Precámbrico Superior. De acuerdo con esta idea, los gneises glandulares de la zona galaica enlazarían con los de las zonas centrales de la Sierra de Guadarrama, a través de los de Puebla de Sanabria, Honrubia y Hiendelaencina, constituyendo en conjunto todos ellos la llamada serie «Ollo de Sapo».

En nuestra opinión no existen datos que permitan establecer con seguridad la edad de esta formación, aunque la perfecta concordancia de los materiales están a favor de una edad Cámbrica. En cuanto a las analogías litológicas existentes entre esta serie preordovícica y otras series datadas del Macizo Hespérico, la situación estratigráfica y los caracteres litológicos de la formación glandular del Sistema Central —monotonía mineralógica de los gneises glandulares sólo interrumpida por la aparición de niveles de rocas calcáreas (asimilables en su mayor parte a las calizas con Arqueociátidos del Cámbrico Inferior) y anfibolíticas, la ausencia de niveles volcánicos intercalados, etc.— la hacen más equivalente a las series pelítico-calcáreas del Cámbrico Inferior situadas en los alrededores, que a la serie «Ollo de Sapo». En efecto, entre la serie preordovícica del Sistema Central y las series cámbricas de Toledo (APARICIO, 1970, 1971, y APARICIO y GIL, 1972), de Ojos Albos (CORTAZAR, 1891, y CAPOTE, 1973) y de Carboneros (CORTAZAR, 1891, y MELENDEZ, 1942), existen grandes analogías, siendo probablemente la única diferencia la distinta intensidad metamórfica sufrida por ambas, pues mientras la formación glandular del Sistema Central ha experimentado un metamorfismo meso-catazonal, las series del Cámbrico Inferior presentan un metamorfismo epizonal. Por último, a pesar de la cautela con que deben de considerarse, las determinaciones de edad absoluta realizadas en distintos niveles de esta serie también están a favor de una edad Cámbrica, puesto que los valores obtenidos están comprendidos entre 180 m.a. (gneises de Hiendelaencina) y 478 m.a. (BISCHOFF et al., 1973).

De lo anteriormente expuesto puede deducirse que probablemente en

el Sistema Central (y quizá en todo el Macizo Hespérico) los niveles precámbricos, si existen, deben quedar relegados a pequeños retazos, puesto que la mayor parte de ellos han debido fundir parcialmente y originar los grandes batolitos graníticos del macizo hercínico.

En cuanto a la naturaleza de estas formaciones glandulares, las hipótesis establecidas son: 1) Que derivan de un conglomerado originado por la erosión de granitos porfiroides y rocas volcánicas asociadas, por lo que las glándulas serían heredadas (PARGA et al., 1964; SOMMER, 1965; SCHAFER, 1969; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970, 1971; BABIN, 1971; SANCHEZ DE LA FUENTE et al., 1971; BISCHOFF et al., 1973, y CAPOTE, 1973), y 2) que derivan de rocas pelítico-psammíticas y que las glándulas son de origen metamórfico (HEIM, 1952; FUSTER y DE PEDRO, 1955; APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; PEINADO, 1970 y 1973; GARCIA CACHO, 1973, y CASQUET, 1974).

Los autores partidarios de la primera hipótesis se basan fundamentalmente en que los fenoblastos están siempre rodeados por la foliación, por lo que son anteriores a la fase o fases de deformación, y en la gradación existente en el tamaño de los fenoblastos de feldespatos de muro a techo. Por el contrario, los autores que admiten el origen metamórfico de las glándulas se basan en que la mayor parte de estas rocas están situadas en niveles próximos a la fusión anatética, o incluso en condiciones de anatexia parcial, en donde por procesos de blastesis, recristalización y diferenciación metamórfica, pueden explicarse todos los caracteres mineralógicos y texturales que presentan estas rocas.

Independientemente de la hipótesis genética admitida, la formación glandular del Sistema Central presenta los siguientes caracteres: 1) Se encuentra situada por debajo de las cuarcitas del Ordovícico Inferior; 2) presenta niveles microglandulares intercalados en la formación macroglandular; 3) existen dos niveles de gneises glandulares, uno superior, caracterizado por la presencia de cuarzos azulados y de glándulas de plagioclasa o de plagioclasa y feldespatos potásico, y otro inferior sin cuarzos azulados y con fenoblastos de microclina y ortosa; 4) los gneises cuyas glándulas son fundamentalmente de plagioclasa se encuentran en niveles metamórficos mesozonales (zona de la estaurilita), mientras que aquellos en los que predominan las glándulas de feldespatos potásico están siempre en niveles catazonales (zona de la sillimanita); 5) las relaciones texturales entre las glándulas y la foliación son variadas, puesto que las estructuras planares pueden enfrentarse, penetrar, quedar incluidas o adaptarse a los fenoblastos, y 6) las zonas más profundas de la formación presentan fenómenos de migmatización y representan el tránsito a rocas granitoides.

Del análisis de estos caracteres puede deducirse: a) Que la formación glandular del Sistema Central —como en general todas las formaciones

glandulares conocidas— aparece únicamente en niveles metamórficos meso-catazonales; *b*) que existe una estrecha relación entre la naturaleza de las glándulas y la intensidad de metamorfismo. Esta relación se pone de manifiesto de forma evidente en Honrubia (APARICIO y GARCIA CACHO, 1970), en la zona comprendida entre El Cardoso y Somosierra (SCHAFER, 1969; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970, y GARCIA CACHO, 1973) y en Hiendelaencina (SCHAFER, 1969) —aunque aquí de forma incompleta al no alcanzarse la zona de la sillimanita—, en donde se observa un aumento de glándulas de feldespato potásico y una disminución en el porcentaje de cuarzo azulado al aumentar el grado metamórfico; *c*) que la presencia de niveles microglandulares intercalados, sin relación alguna con el techo o muro de la unidad, parece ir en contra de la existencia de una granoselección en la roca sedimentaria antes de sufrir los procesos metamórficos; *d*) que las múltiples relaciones que presentan las glándulas con respecto a la foliación, implican que su crecimiento ha tenido lugar en condiciones pre, sin y post-cinemáticas, y *e*) que teniendo en cuenta la identidad existente entre la formación glandular y las series cámbricas y su proximidad geográfica, resulta difícil aceptar una naturaleza conglomerática para la primera y pelítico-calcárea para la segunda, puesto que ello implicaría áreas-madre, ambiente climático y condiciones paleogeográficas diferentes.

De las consideraciones anteriormente expuestas, puede concluirse que los gneises glandulares del Sistema Central se han originado exclusivamente por procesos metamórficos, puesto que sus caracteres mineralógicos, texturales, etc., pueden ser explicados por blastesis y recristalización en niveles profundos de gran movilidad geoquímica.

2 TECTONICA

El estudio tectónico ha seguido un desarrollo más o menos paralelo al estratigráfico. Después de la primitiva idea de MACPHERSON (1893), BERNALDO DE QUIROS (1915), FERNANDEZ NAVARRO (1915), etc., de la existencia de una orogenia uroniana responsable del plegamiento y de las transformaciones metamórficas, y de una intrusión granítica posterior (hercínica) que provoca nuevas deformaciones, se llega a un estado de conocimiento muy similar al actual, puesto que al plegamiento y al metamorfismo se les asigna una edad hercínica (PENCK, 1894; FISCHER, 1894; PEREZ COSSIO, 1920; LOTZE, 1929; SCHROEDER, 1930). Todos los trabajos posteriores (WAARD, 1950; FEBREL, 1957; FEBREL et al., 1958; FUSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL y DE PEDRO, 1960; SOMMER, 1965; CAPOTE y VEGAS, 1968; SCHAFER, 1969; APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; BARD et al., 1970; FUSTER y MORA, 1970; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970; PEINADO, 1970 y 1973; BABIN, 1971; MARTIN ESCORZA, 1971; SOERS, 1972; BISCHOFF et al., 1973; CAPOTE 1973; GARCIA CACHO, 1973, y CASQUET, 1974) consideran que las deformaciones son hercínicas. Sólo CAPOTE y VEGAS (1968) establecen además la existencia de movimientos prehercínicos que son considerados caledónicos por CAPOTE (1973).

Por lo que respecta al número de fases tectónicas, existen discrepancias entre los autores, puesto que se han reconocido de una a cuatro fases. Por otra parte, como estas fases han sido establecidas en áreas heterogéneas y alejadas entre sí, resulta difícil establecer su correlación.

En nuestra opinión, debieron de existir cuatro fases tectónicas, a las que denominaremos F_1 , F_2 , F_3 y F_4 independientemente del número de orden asignado por cada autor.

SCHAFER (1969), APARICIO y GARCIA CACHO (1970), BARD et al. (1970), FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1970), FUSTER y MORA (1970), BABIN (1971), MARTIN ESCORZA (1971), SOERS (1972), GARCIA CACHO

(1973), PEINADO (1973) y CASQUET (1974), admiten la existencia de una fase tectónica principal (F_2), sinmetamórfica y sinesquistosa, y cuyas direcciones macroestructurales tienden a ser submeridianas, aunque pueden llegar a ser E.-O. en Honrubia (APARICIO y GARCIA CACHO, 1970), NO.-SE. en Arenas de San Pedro (MARTIN ESCORZA, 1971), e incluso NE.-SO. en El Escorial-Villa del Prado (PEINADO, 1973).

Una tercera fase (F_3), desarrollada a continuación de la anterior, es reconocida por los autores ya citados, los cuales admiten —a excepción de BABIN (1971)— que no origina transformaciones metamórficas importantes, puesto que los débiles procesos de recristalización posteriores a F_2 citados por APARICIO y GARCIA CACHO (1970), FUSTER y MORA (1970), MARTIN ESCORZA (1971) y SOERS (1972), constituyen probablemente una prolongación del metamorfismo asociado a esta segunda fase o son debidos a un metamorfismo de contacto claramente posterior. Sus direcciones estructurales son variables, puesto que FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1970) y CAPOTE (1973) citan direcciones submeridianas, aunque con vergencias opuestas en sectores extremos (Somosierra y Muñico) del conjunto metamórfico, FUSTER y MORA (1970) y PEINADO (1973) definen pliegues de dirección E.-O. en las zonas centrales del Sistema, y BABIN (1971), MARTIN ESCORZA (1971) y CASQUET (1974) encuentran orientaciones NO.-SE. en otras zonas.

Además de las dos fases tectónicas citadas, en numerosos trabajos (BABIN, 1971; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1971; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; MARTIN ESCORZA, 1971; SOERS, 1972; CAPOTE, 1973, y GARCIA CACHO, 1973) se cita una nueva fase (F_4).

Todos los autores están de acuerdo en considerar a esta fase como la más débil y en que no ha generado metamorfismo. Por el contrario, existen divergencias de opinión en cuanto a las manifestaciones estructurales de F_4 , puesto que CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1971), CAPOTE (1973), y GARCIA CACHO (1973) la hacen responsable de estructuras tipo «Kink band» —que pueden alcanzar hasta niveles mesozonales (GARCIA CACHO, 1973)—, mientras que BABIN (1971) y MARTIN ESCORZA (1971) le asignan la generación de pliegues de direcciones variables (E.-O. y NE.-SO.).

Por último, BARD et al. (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1971), CAPOTE (1973), GARCIA CACHO (1973) y CASQUET (1974) reconocen la existencia de otra fase tectónica (F_1), anterior a las ya citadas. Todos los autores le asignan el doble carácter de sinmetamórfica y sinesquistosa y admiten que sólo es bien visible en niveles epi-mesozonales, ya que al ser la más antigua ha sido prácticamente borrada por F_2 en niveles catazonales. Los criterios que permiten reconocer F_1 varían con el nivel metamórfico. En niveles epizonales

es posible observar pliegues isoclinales, muy apretados, con esquistosidad de flujo de plano axial (BARD et al., 1970) que desaparecen progresivamente hacia la mesozona. Esta esquistosidad aparece conjugada y replegada por S_2 (ver Fig. 32). A partir de los niveles mesozonales, los criterios texturales desplazan a los direccionales, cada vez más escasos, salvo excepciones locales (ver Fig. 33), y S_1 sólo es posible reconocerla en las inclusiones orientadas de los fenoblastos, que a su vez están abrazados por S_2 (ver Figs. 20, 22, 23 y 26).

A pesar de lo expuesto, al ser ambas fases sinesquistosas y sinmetamórficas, desarrollan texturas prácticamente idénticas que sólo pueden ser diferenciadas tras un estudio microscópico detallado, tanto más subjetivo cuanto mayor es la intensidad de metamorfismo.

En resumen, parece evidente que las dos fases tectónicas fundamentales en el Sistema Central son F_1 y F_2 , puesto que son las responsables de las deformaciones más intensas y de los procesos metamórficos. Estas fases han sido citadas en los extremos del conjunto metamórfico, y son las que más fácilmente pueden correlacionarse. En las zonas centrales del Sistema donde predominan los niveles catazonales sólo es reconocible una de estas fases, la cual debe de corresponder a F_2 , teniendo en cuenta el tránsito gradual existente desde estas zonas al Guadarrama oriental, donde son reconocibles ambas fases.

3 METAMORFISMO

Del conjunto de materiales metamórficos del Sistema Central sólo serán considerados los del segmento más oriental; es decir, los pertenecientes a la Sierra de Guadarrama y a las primeras estribaciones de la Sierra de Gredos.

De acuerdo con los distintos tipos de metamorfismo establecidos en este segmento, se han diferenciado tres sectores dentro del mismo: a) *sector oriental*, entre Atienza-Hiendelaencina y el meridiano de Somosierra; b) *sector central*, desde Somosierra hasta el macizo metamórfico de La Cañada-Cebreros, y c) *sector occidental*, entre este último límite y el meridiano de Avila (ver Fig. 1).

Sector oriental

En este sector existe, de E. a O., una gradación metamórfica que pasa progresivamente desde niveles epizonales, poco afectados por las transformaciones metamórficas, hasta niveles claramente catazonales, en los que los procesos de migmatización y anatexia están generalizados.

El carácter del metamorfismo de este sector ha sido establecido por HEIM (1952), FEBREL et al. (1958), SCHAFER (1969), APARICIO y GARCIA CACHO (1970), BARD et al. (1970 y 1971), FUSTER y GARCIA CACHO (1970 y 1971), SOERS (1972), GARCIA CACHO (1973), BISCHOFF et al. (1973) y FUSTER et al. (1974).

La compleja variedad de paragénesis detectadas está condicionada, por una parte, por la relativa variedad litológica presente, y por otra, por la excelente gradación metamórfica existente. Este último factor, junto con la disposición megaestructural del conjunto, es la causa de que aparezcan, con relativa gran extensión, los distintos niveles metamórficos ocupando los núcleos de grandes anticlinorios y sinclinorios.

Los materiales menos metamorfizados corresponden a pizarras y filitas ampelíticas con paragénesis sencillas (cuarzo+moscovita+clorita±opacos). De forma muy esporádica puede aparecer también biotita, la cual va siendo progresivamente más abundante en los niveles inferiores (Fig. 4). En zonas muy localizadas (Honrubia) la entrada de biotita viene precedida o inmediatamente seguida por el granate (almandino).

La aparición de cloritoide (Fig. 5) marca el tránsito a rocas esquistosas, en las que ya se ha generalizado la presencia de biotita y granate, y en las que la clorita entra en regresión hasta su total desaparición, hecho que tiene lugar con la aparición de estaurólita (Fig. 6).

En la zona de la estaurólita desaparece el cloritoide tras una corta coexistencia con estaurólita, siendo la paragénesis más frecuente, en rocas de ascendencia pelítica, cuarzo+moscovita+biotita+granate+estaurólita.

La zona de la distena (Fig. 7) queda definida por todas aquellas rocas en las que este mineral aparece de forma generalizada. La paragénesis más frecuente en los esquistos con distena es: cuarzo+moscovita+biotita+plagioclasa±granate±estaurólita±sillimanita. En Honrubia, distena y sillimanita aparecen esporádicamente y siempre asociadas con estaurólita.

Localmente deben de haber existido condiciones metamórficas cercanas al punto triple, puestas de manifiesto por la coexistencia de los tres silicoaluminatos.

En las zonas de la estaurólita y de la distena aparecen intercalaciones esquistogneíscas de espesor variable y carácter glandular, en las que las glándulas están representadas por fenoblastos de plagioclasa (gneises del Cardoso) o de plagioclasa y feldespato potásico (gneises de Hiendelaencina, Honrubia, Riaza y Ermita de Nazaret).

La desaparición de estaurólita y distena —que marca el comienzo de la zona de la sillimanita (Fig. 8)— coincide a «grosso modo» con la aparición regional de feldespato potásico (Fig. 9), el cual aparece asociado con moscovita, biotita, granate, plagioclasa y sillimanita. No obstante, el feldespato potásico puede estar ausente en esta zona, y en este caso las rocas adquieren un aspecto esquistoso, siendo muy ricas en biotita, plagioclasa y sillimanita, y ocasionalmente en granate.

La moscovita, mineral estable en todos los materiales citados hasta ahora, permanece en asociación estable con el feldespato potásico y la sillimanita durante un corto intervalo en gneises de tipo laminar, a veces algo esquistosos, y por tanto, con un grado de migmatización variable, pero a partir de estos puntos desaparece, desarrollándose entonces rocas con texturas migmatíticas, e incluso glandulares, ricas en biotita, plagioclasa, sillimanita y feldespato potásico. A partir de estos materiales se inicia el tránsito hacia las facies de gneises glandulares, que son los ma-

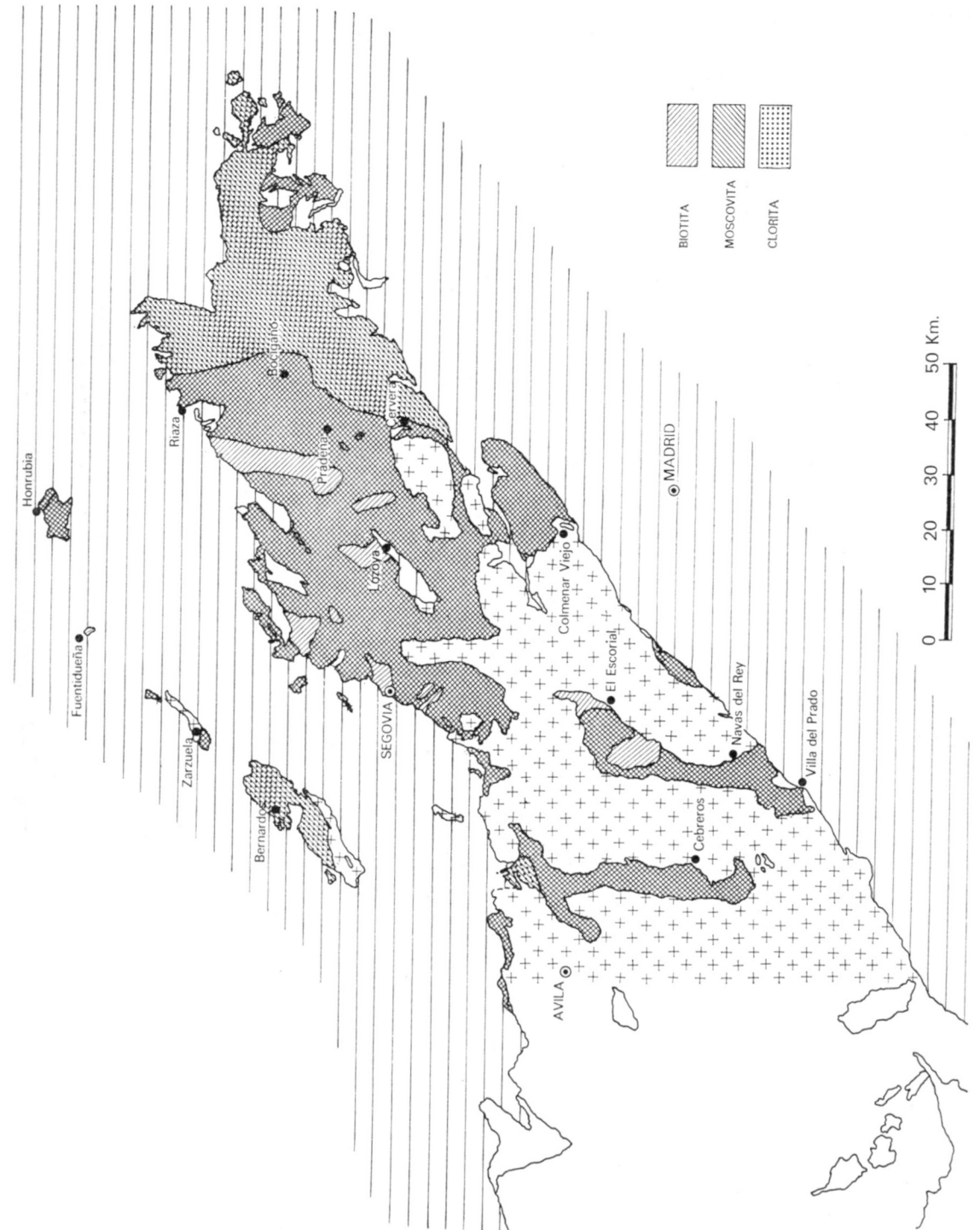


Fig. 4.—Zonas de aparición de clorita, moscovita y biotita.

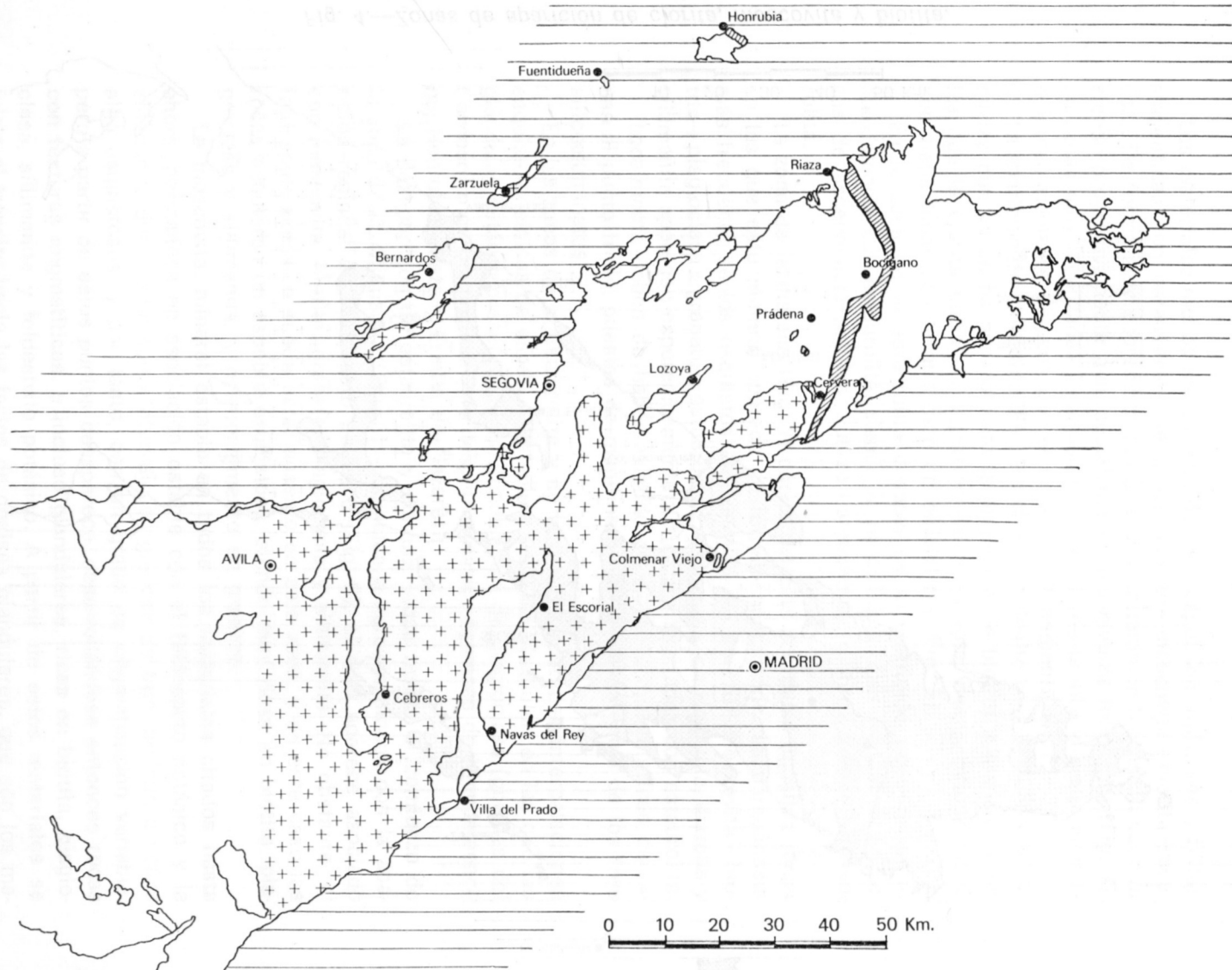


Fig. 5.—Zona de aparición de cloritoide.

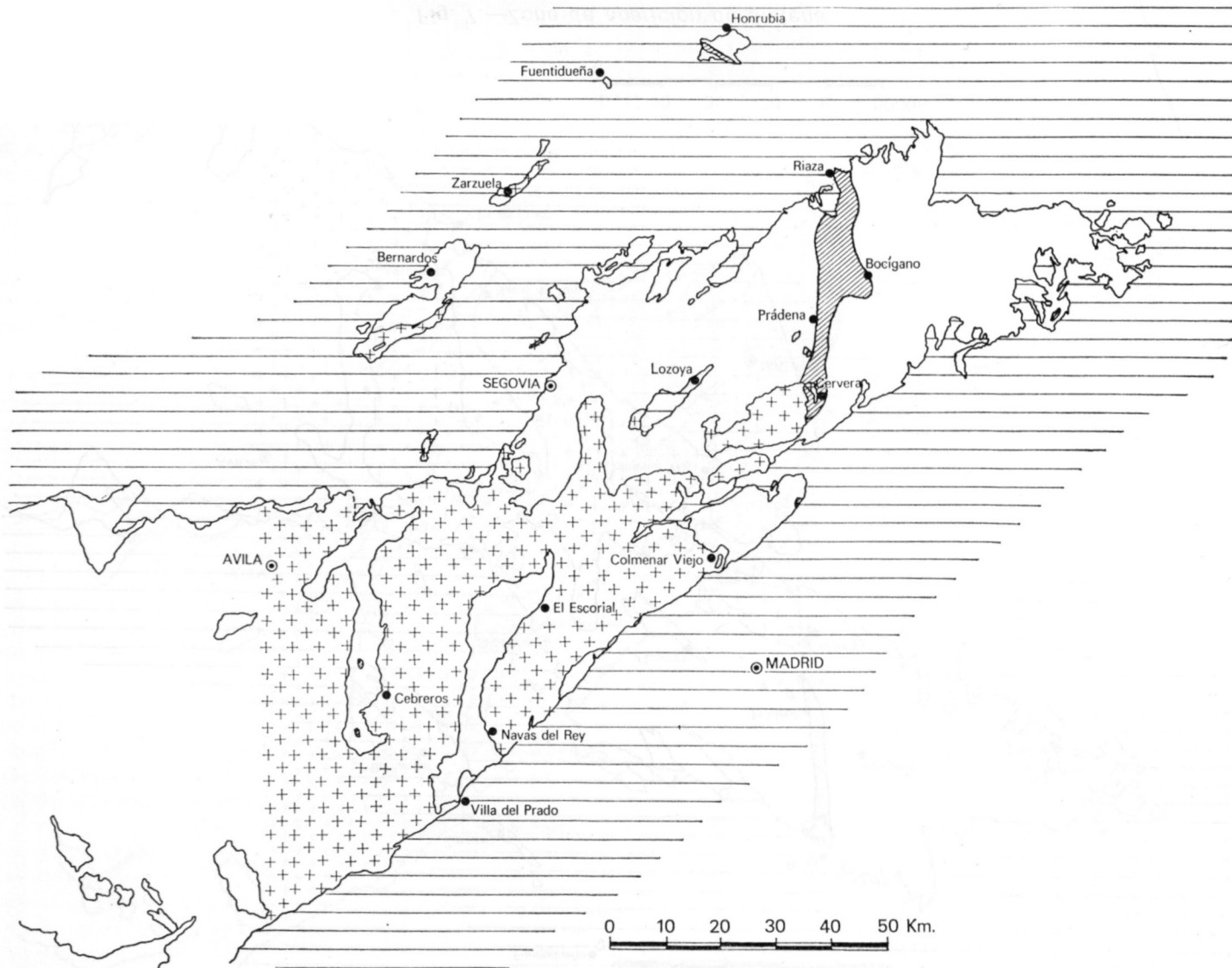


Fig. 6.—Zona de aparición de estauroлита.

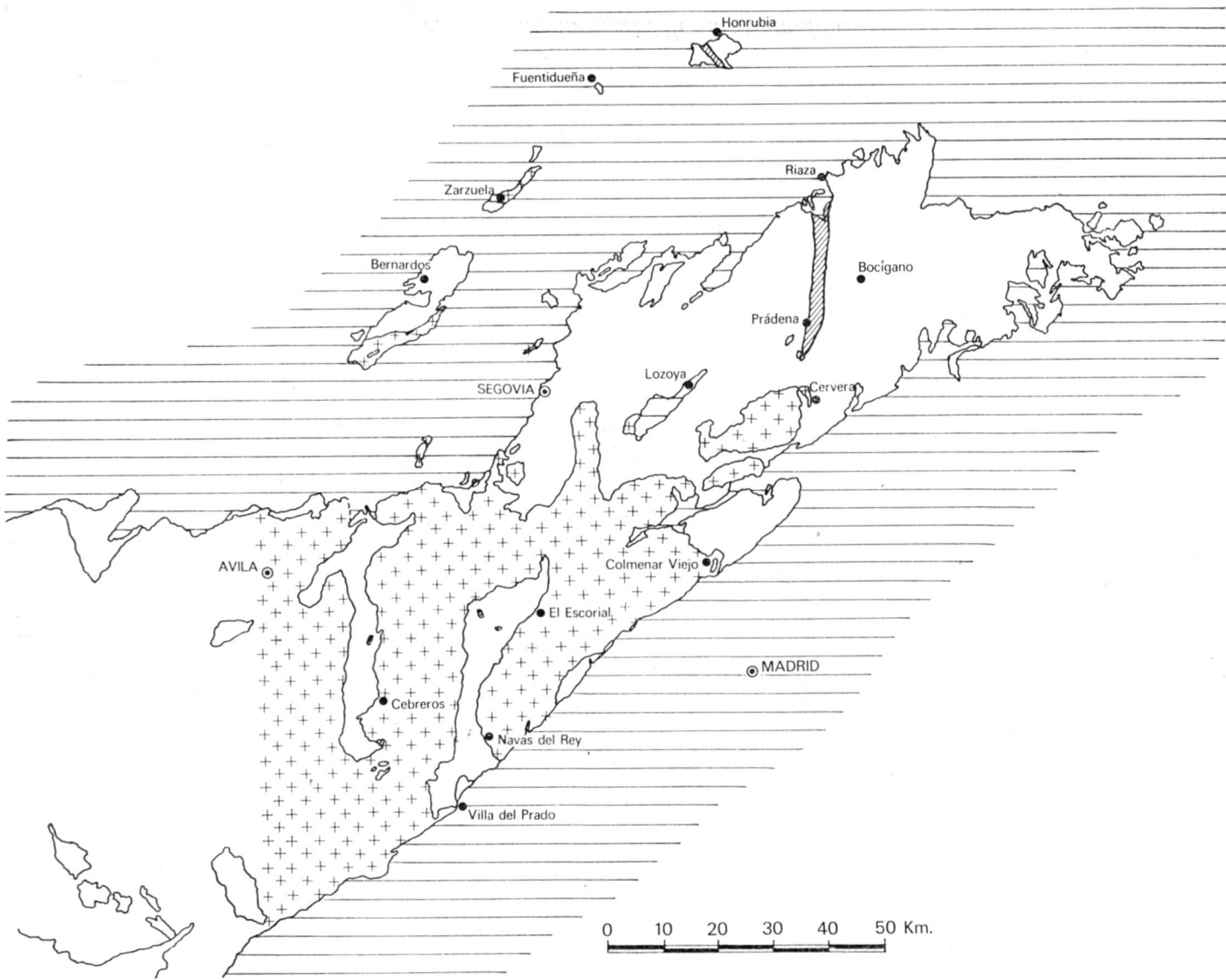


Fig. 7.—Zona de aparición de distena.

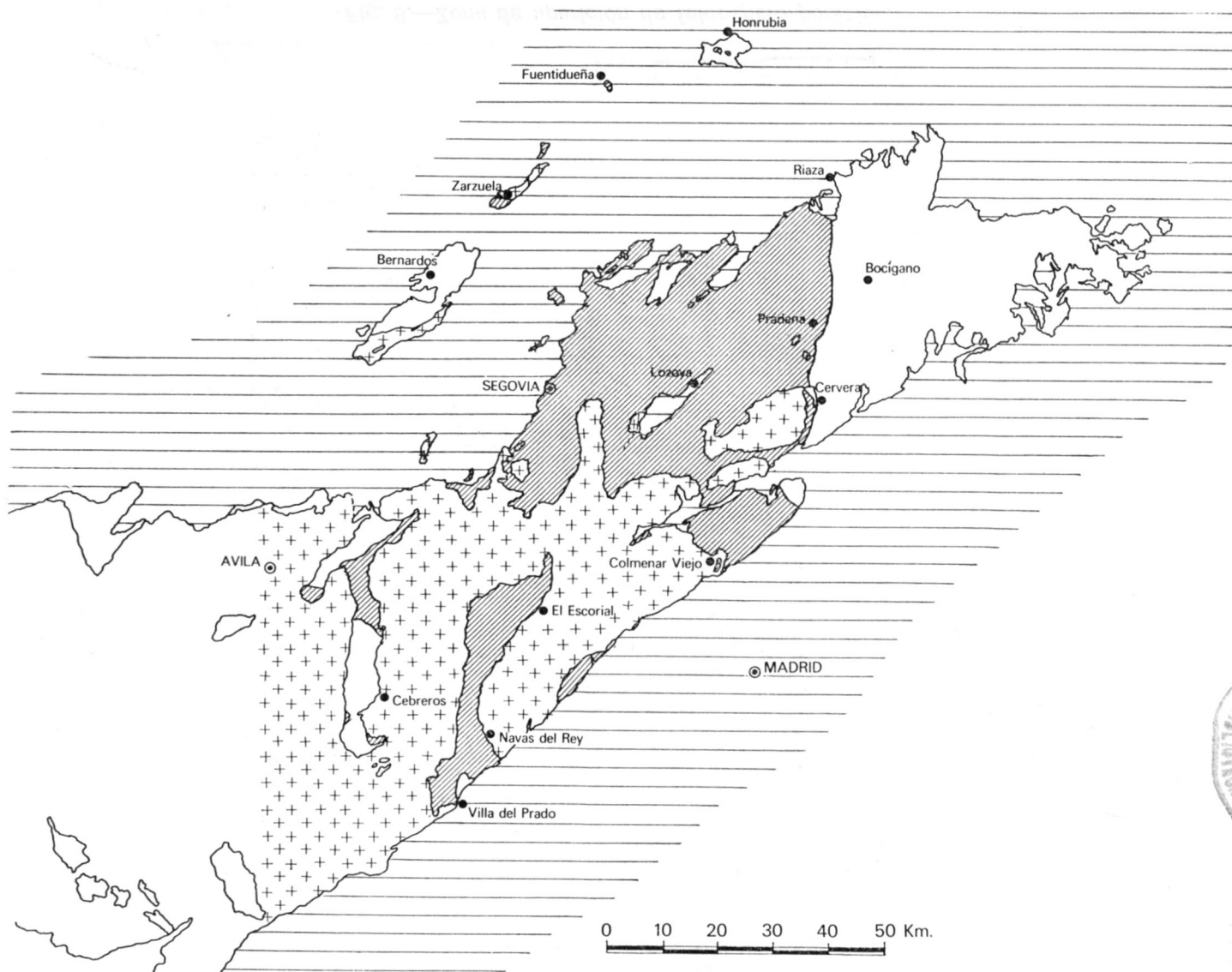


Fig. 8.—Zona de aparición de sillimanita.



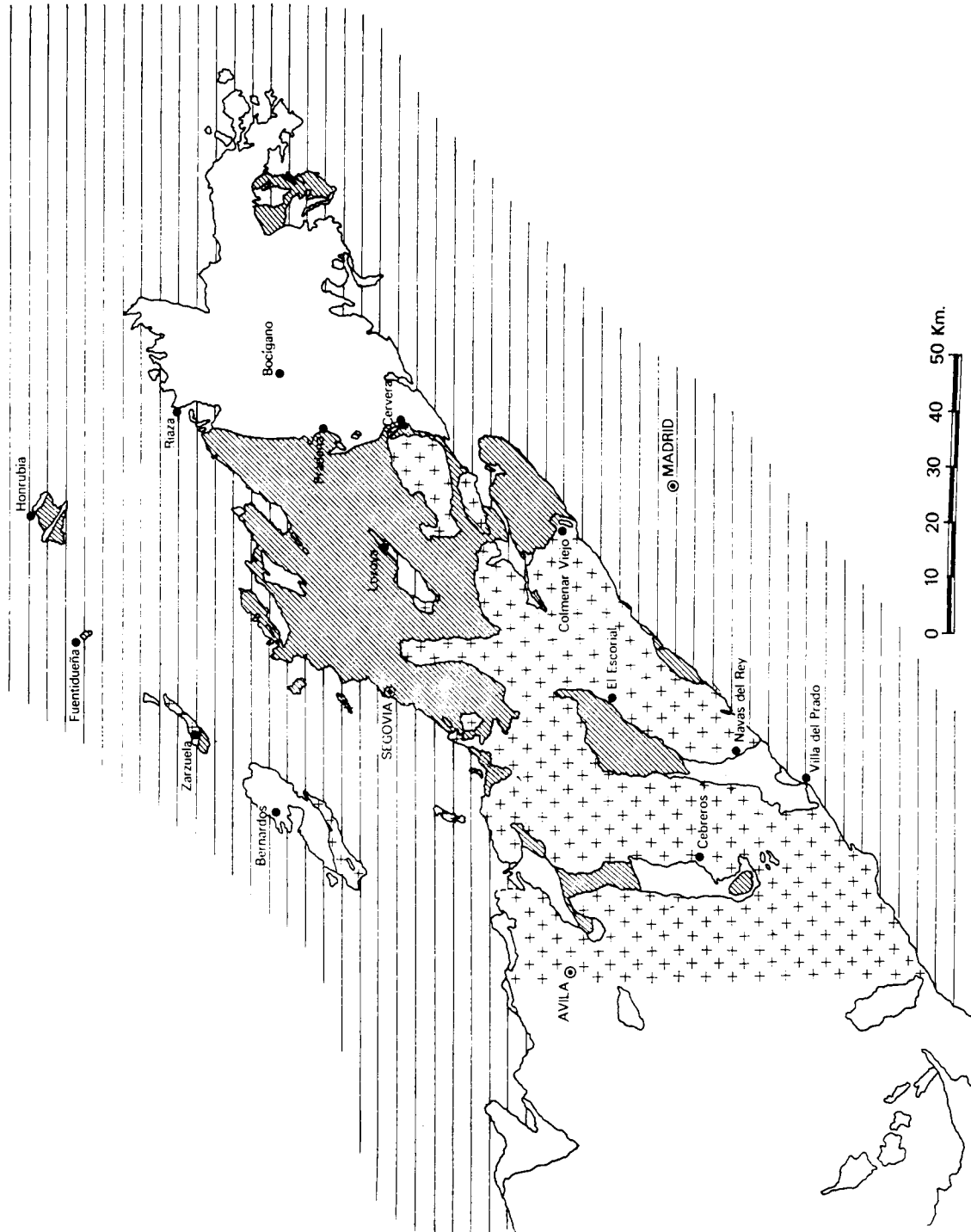


Fig. 9.—Zona de aparición de feldespato potásico.

teriales más representativos del sector central y de gran parte del sector occidental.

Dentro de la serie pelítico-psammítica de este sector, son relativamente frecuentes —salvo en los niveles epizonales— las intercalaciones de niveles calcáreos (ver Fig. 3), cuya potencia está comprendida entre unos pocos centímetros y unas decenas de metros, y que también presentan una secuencia mineralógica zonal. En niveles mesozonales las paragénesis más frecuentes son hornblenda + plagioclasa + grosularia + epidota, y a partir de la zona de la distena y hacia niveles más profundos aparece diópsido, coexistiendo con hornblenda y plagioclasa. En las calizas de Somosierra se ha detectado la presencia de wollastonita.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, el metamorfismo en este sector se caracteriza por la secuencia mineralógica progresiva: clorita-cloritoide-estaurolita-distena-sillimanita, para rocas de ascendencia pelítica. Esta secuencia zonal es típica de un metamorfismo tipo distena-sillimanita (MIYASHIRO, 1961).

A partir de los datos sobre condiciones de estabilidad de los minerales índice y de las asociaciones tipomórficas, FUSTER y GARCIA CACHO (1970, 1971) y GARCIA CACHO (1973) han deducido que el metamorfismo del sector oriental se desarrolló bajo un gradiente de $25 \pm 5^\circ \text{C}$, estando la presión (considerando $P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) comprendida entre 4-6 Kb. Sin embargo, SCHAFFER (1969) estableció un gradiente comprendido entre $30^\circ\text{-}50^\circ \text{C}$, y BARD et al. (1970) —para los que el metamorfismo de la Sierra de Guadarrama corresponde al tipo intermedio de baja presión—, determinaron un gradiente de $35 \pm 5^\circ \text{C}$, posteriormente rebajado a 30°C (BARD et al., 1971).

Sector central

Este sector se extiende desde el meridiano de Somosierra, en donde enlaza con el sector oriental, hasta el macizo de La Cañada-Cebreros, incluyéndose en él, además de las zonas centrales de la Sierra de Guadarrama, los macizos metamórficos de El Escorial-Villa del Prado, El Caloco, Valdemorillo y Fuentidueña (ver Fig. 1).

El sector central —estudiado total o parcialmente por CARANDELL (1914), WAARD (1950), HEIM (1952), FUSTER y DE PEDRO (1954 a, 1954 b y 1955), GARCIA FIGUEROLA (1956), SAN MIGUEL et al. (1956), FEBREL et al. (1958), FUSTER Y FEBREL (1959), SAN MIGUEL y DE PEDRO (1960), GAMONAL (1966), HERNAN (1970), BARD et al. (1970) y PEINADO (1970 y 1973)— se caracterizan por una gran monotonía, tanto litológica como de intensidad de metamorfismo, puesto que está constituido casi exclusiva-

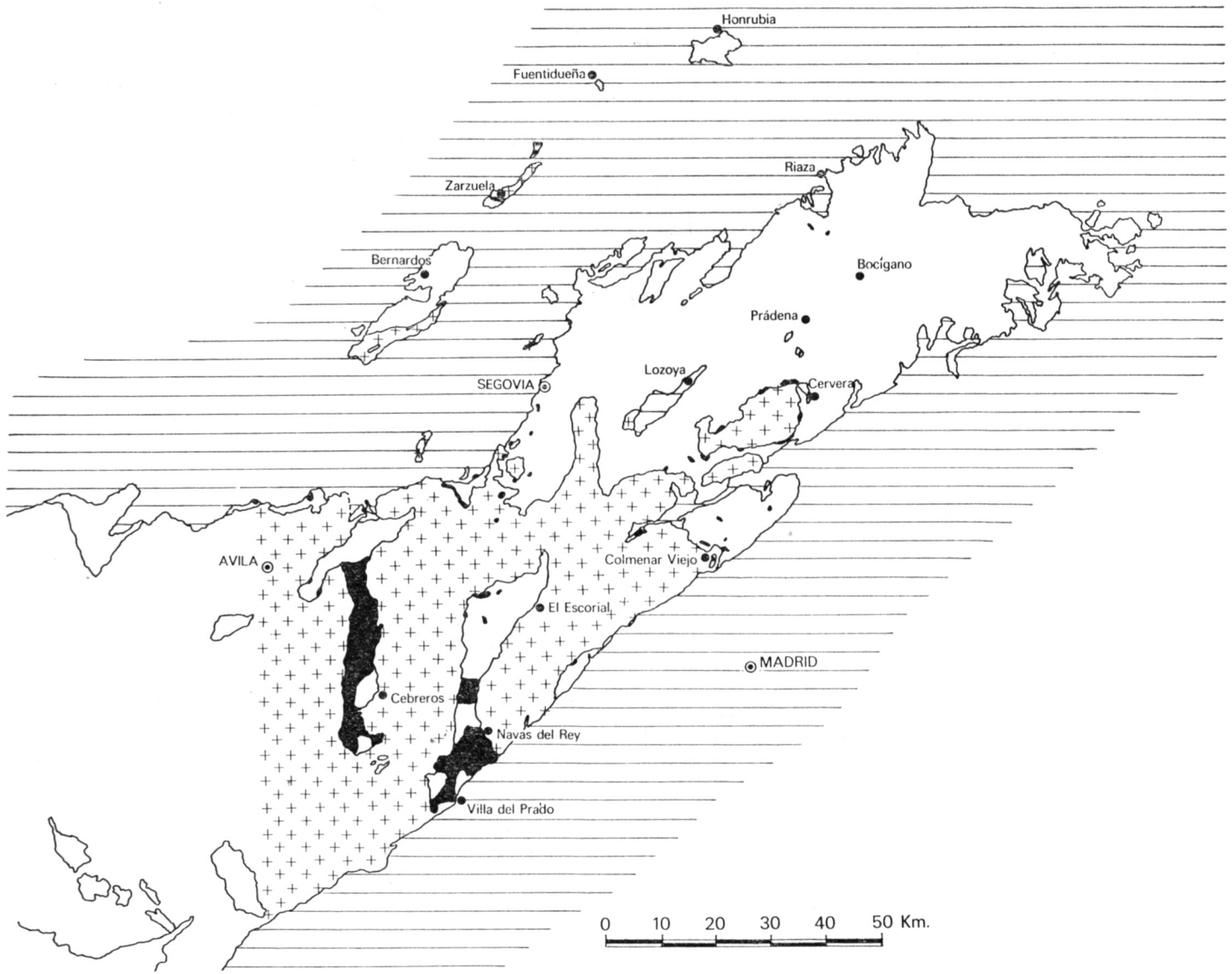
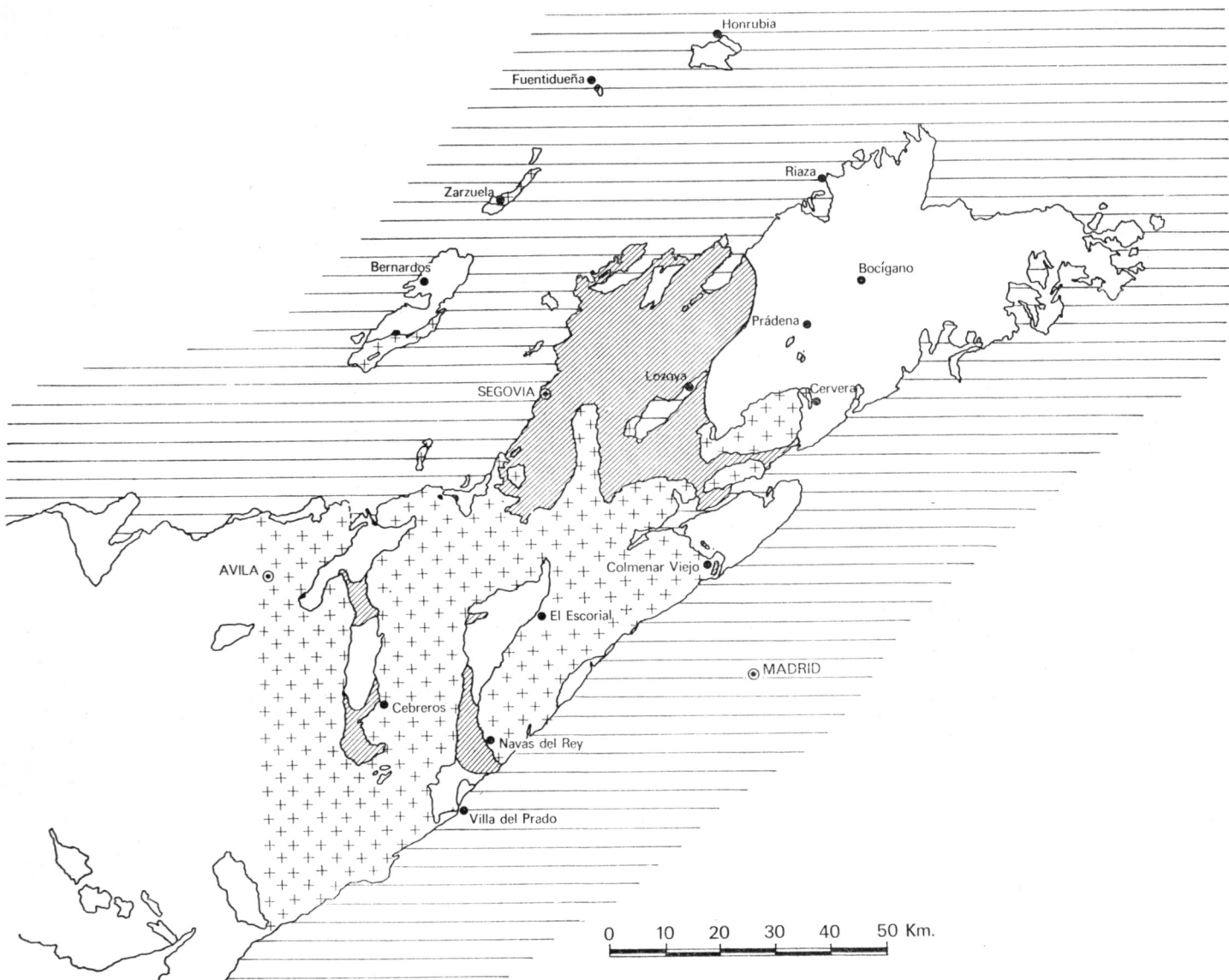


Fig. 10.—Zona de aparición de andalucita.



mente por gneises catazonales de los que aproximadamente un 90 por 100 son de tipo glandular, correspondiendo el resto a gneises bandeados de grano fino y a gneises plagioclásico-biotíticos pobres en feldespato potásico y localmente granatíferos, intercalados en la formación glandular (ver Figura 2). Los tipos glandulares derivan hacia gneises muy feldespáticos, pobres en biotita, en los que los fenoblastos de feldespato marcan la orientación, o hacia gneises migmatíticos y anatexitas.

Son también relativamente abundantes las intercalaciones calcáreas o calcodolomíticas, cuyo espesor es en general centimétrico, aunque en determinadas áreas constituyen importantes formaciones de calizas cristalinas, o de rocas de silicatos cálcicos (ver Fig. 3). La paragénesis más frecuente es diópsido+plagioclasa cálcica+granate (grosularia)+anfíbol cálcico±epidota±escapolita. En Colmenar Viejo, aparece además wollastonita.

Aunque las rocas pertenecen a niveles de alto metamorfismo (por debajo de la isograda de la sillimanita), puede establecerse una cierta variación en la intensidad de metamorfismo, puesta de manifiesto —en rocas metapelíticas— por la sucesión andalucita-cordierita-sillimanita-feldespato potásico (ver Figs. 8, 10 y 11), aunque en ocasiones, cordierita aparece antes que andalucita. El desarrollo regional de feldespato potásico coincide en general con la desaparición de moscovita (ver Figs. 4 y 9), si bien puede aparecer por encima de la isograda moscovita (—).

Este metamorfismo, cuyos caracteres encajan en el tipo intermedio de baja presión de MIYASHIRO (1961), debió de realizarse bajo unas temperaturas de 550-675° C, y unas presiones de 3-4 Kb., habiéndose calculado en el macizo de El Escorial-Villa del Prado un gradiente geotérmico de 50°±5° C (PEINADO, 1973).

Dentro del sector existe una variación espacial de las condiciones metamórficas, puesto que la andalucita (Fig. 10) es más abundante en las zonas occidentales que en las orientales, donde domina la cordierita (Figura 11), y en las que la andalucita aparece asociada a las rocas graníticas, lo que sugiere un origen de contacto; la aparición precoz de feldespato potásico es asimismo más frecuente en las zonas occidentales.

Sector occidental

En el sector occidental se incluyen los macizos metamórficos de La Cañada-Cebreros, Bernardos, Mingorría, Sierra Yemas y Muñico (ver Fig. 1). De todos ellos hemos considerado al de La Cañada-Cebreros, el de mayor extensión y mejor gradación metamórfica, como el más representativo de todo el sector.

El estudio más completo sobre el metamorfismo de este macizo ha sido realizado por FUSTER y MORA (1970), aunque descripciones generales del mismo se encuentran en PRADO (1862), MARTIN DONAYRE (1879), MALLADA (1895), SAN MIGUEL y DE PEDRO (1960) y MULAS (1961).

Según FUSTER y MORA (1970) el macizo está integrado por esquistos micáceos, esquistos andalucíticos, gneises bandeados de grano fino y gneises glandulares (ver Fig. 2), creciendo el metamorfismo desde las zonas centrales del macizo (constituidas por esquistos micáceos) hacia el N. y el S. En sentido creciente de metamorfismo y en rocas sílico-aluminosas, puede establecerse la siguiente sucesión mineral: biotita-andalucita-cordierita-feldespato potásico-sillimanita (Figs. 4, 8, 9, 10 y 11). Puesto que las isogradas definidas por estos minerales-índice se adaptan a las grandes estructuras de plegamiento, la blastesis metamórfica es sincinemática con respecto a la fase tectónica principal.

Durante la revisión de las rocas del macizo de La Cañada-Cebreros, los autores de este trabajo han detectado la presencia esporádica de estauroлита y distena (ver Figs. 6 y 7). La estauroлита presenta caracteres de inestabilidad, ya que aparece con bordes corroídos y rodeada de cristales de cordierita, mientras que la distena aparece incluida en cristales de plagioclasa, de forma similar a como se encuentra este sílico-aluminato en el sector central y en los niveles profundos del sector oriental. Las relaciones texturales indican que ambos minerales se han originado en un período de blastesis anterior a aquel en el que se ha originado la mineralogía anteriormente citada.

En nuestra opinión, tanto en el sector central —y más especialmente en sus zonas más occidentales (El Escorial-Villa del Prado)— como en el macizo de La Cañada-Cebreros, existe una relación muy íntima entre el desarrollo de determinadas fases mineralógicas y el emplazamiento de los plutones graníticos. Por esta razón, aunque FUSTER y MORA (1970), y PEINADO (1970, 1973), basándose en criterios texturales, consideran que la mayor parte de las andalucitas son debidas al metamorfismo regional, los autores de este trabajo no descartan la idea de que la mayoría de las andalucitas sean de origen térmico, puesto que la dimensión de los afloramientos y la existencia de contactos rocas metamórficas-graníticas casi horizontales, permiten suponer que la intrusión granítica se encuentra a muy poca profundidad.

En La Cañada-Cebreros, el proceso metamórfico se ha desarrollado bajo un gradiente geotérmico muy elevado, del orden de 70° C/Km., cercano al de metamorfismo de contacto. Para FUSTER y MORA (1970) este alto gradiente geotérmico no es debido a las rocas graníticas que rodean al complejo, puesto que las isogradas son cortadas por la intrusión, sino que está relacionado con la existencia en niveles relativamente superficial-

les de productos anatéticos que intruyen posteriormente, originando en los bordes del macizo un metamorfismo de contacto, puesto de manifiesto por la presencia de cristales de andalucita no orientados.

* * *

La sucesión mineral existente en cada uno de los sectores considerados indica que el metamorfismo se ha desarrollado bajo gradientes geotérmicos progresivamente más elevados al pasar del sector oriental al occidental. Como resumen de lo anteriormente expuesto, en las figuras 12, 13 y 14 se han representado las isogradas de los diferentes minerales-índice y la distribución de la temperatura y de la presión en el segmento metamórfico estudiado, teniendo en cuenta las determinaciones experimentales (HARKER y TUTTLE, 1956; WENCK, 1958 y 1962; CHINNER, 1961; GREENWOOD, 1963; WYNNE y HAY, 1963; MISCH, 1964, ALTHAUS, 1967, 1969 a y 1969 b; HIETANEN, 1967; WINKLER, 1967 y 1970; HIRSCHBERG y WINKLER, 1968; RICHARSON, 1968; RICHARSON et al., 1968; TURNER, 1968; HOSCHECK, 1969; STRECK, 1969; RICHARSON et al., 1969; WENCK y KELLER, 1969; METZ, 1970 a y 1970 b; NITSCH, 1970, y HOLDAWAY, 1971) del campo de estabilidad de las distintas asociaciones paragenéticas.

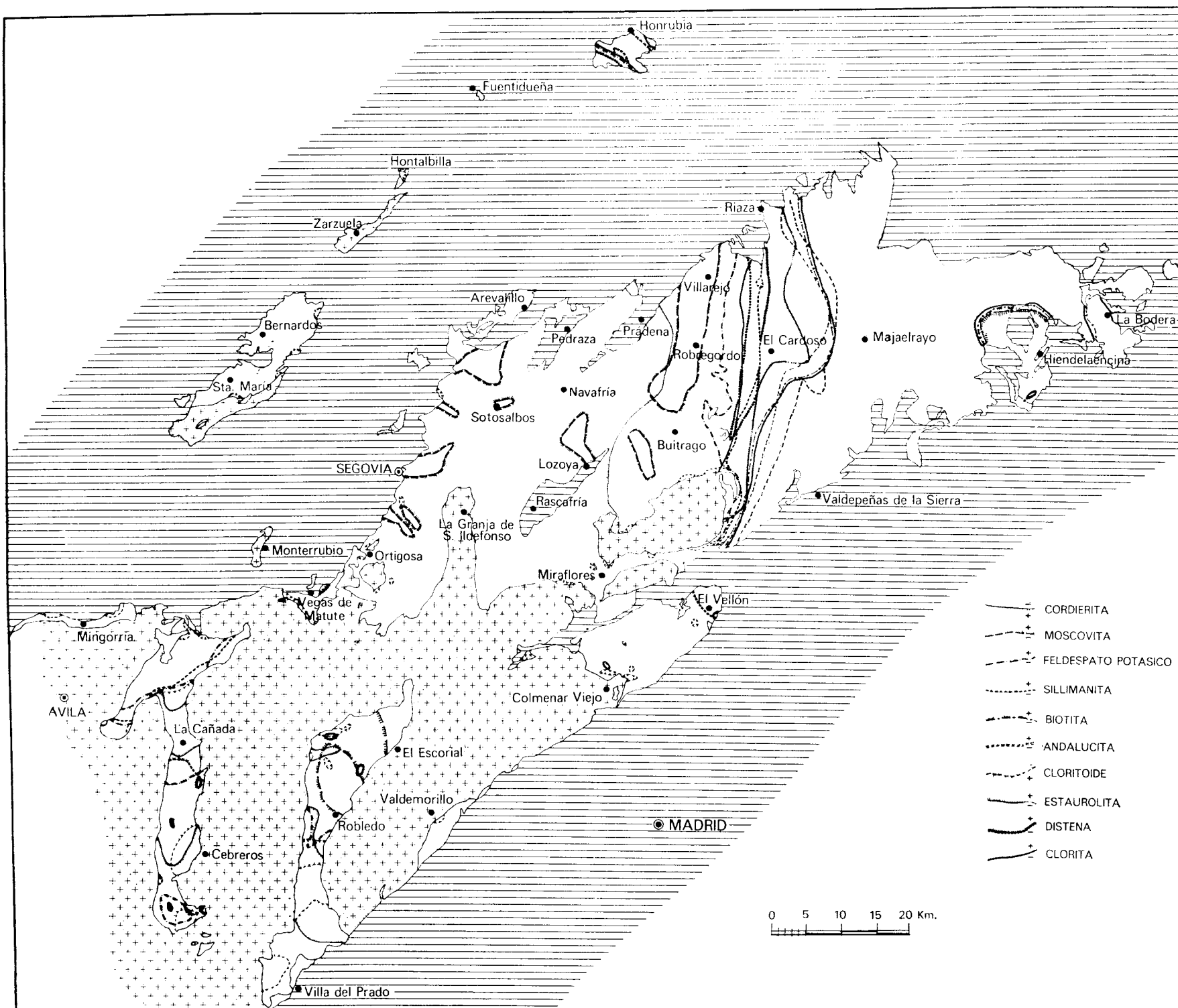


Fig. 12.—Mapa de isogradas.

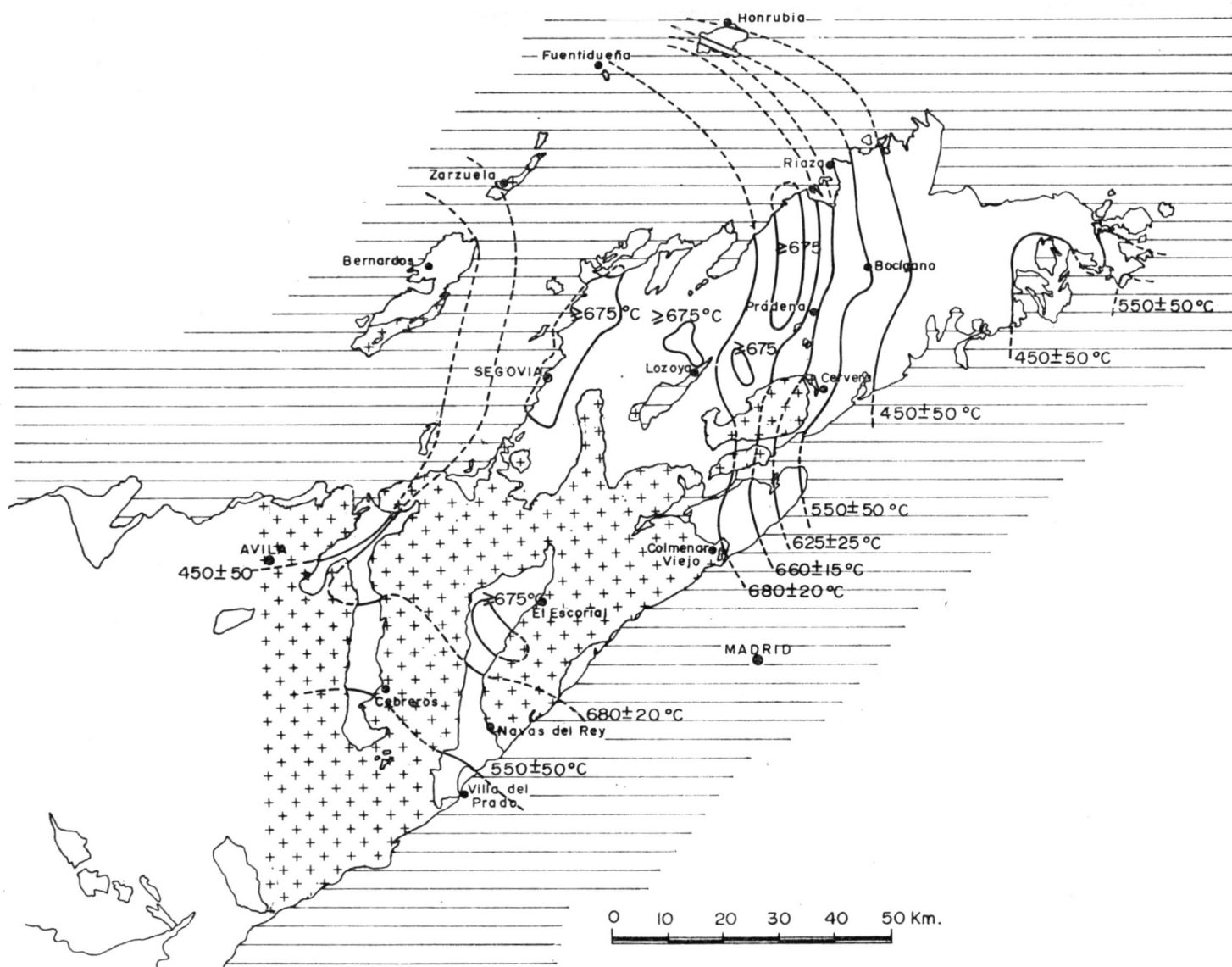


Fig. 13.—Mapa de isotermas.

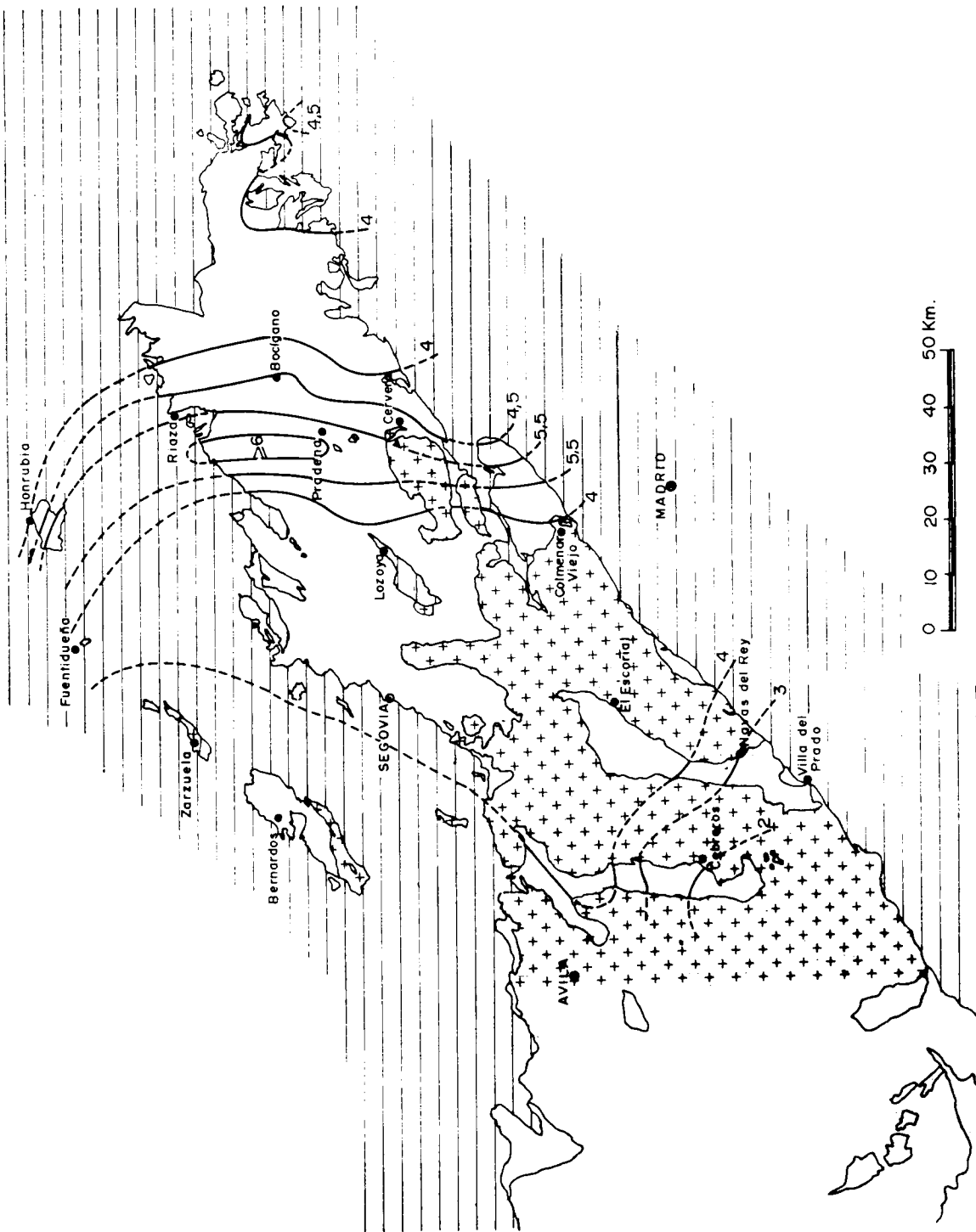


Fig. 14.—Mapa de isobaras.

4 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

El estudio de las relaciones entre el metamorfismo y la deformación se ha realizado basándose en el análisis microtextural (ZWART, 1962 y 1963; RAST, 1965; SPRY, 1963 y 1969; WHITTEN, 1969; MISCH, 1971, y WILSON, 1971) y de acuerdo con el esquema tectónico anteriormente expuesto, según el cual, de las cuatro fases tectónicas hercínicas reconocidas en el Sistema Central, únicamente F_1 y F_2 están estrechamente relacionadas con procesos metamórficos.

En las figuras 15, 16 y 17 se recogen los datos obtenidos para los sectores oriental, central y occidental, respectivamente, relacionando los fenoblastos de clorita, cloritoide, biotita, granate, estaurolita, distena, andalucita, cordierita, plagioclasa, sillimanita y feldespato potásico con las estructuras planares de la roca (S_1 y S_2), y en las figuras 18 a 33 se muestran algunos ejemplos de estas relaciones.

De acuerdo con las observaciones, el metamorfismo debió comenzar antes de las primeras manifestaciones de F_1 , dando lugar a una blastesis relativamente reducida en el número de fases mineralógicas y en el tamaño de los cristales.

Durante F_1 se desarrollan fundamentalmente micas, las cuales se orientan y constituyen S_1 , y un gran número de granates (Fig. 26).

En el período interfase muchos de los granates ya formados recrecen, al tiempo que otros nuevos comienzan a nuclearse (Figs. 19, 28, 29, 30 y 31); asimismo, continúa la blastesis de mica, especialmente biotita, que, al no estar afectada por un ambiente dinámico, aparece en fenoblastos (Figs. 20 y 21) y comienza la generación de cloritoide (Fig. 22), estaurolita (Fig. 23), distena (Fig. 27), andalucita, plagioclasa y feldespato potásico. Las relaciones entre estos minerales sólo pueden ser establecidas parcialmente. Por ejemplo, cloritoides y estaurolitas de este período son posteriores a granates y biotitas, y alguna generación de distena parece que antecede a estaurolitas, andalucitas y sillimanitas.

Durante F_2 se generan granates (Fig. 25) únicamente en niveles epimesozonales, micas, las cuales constituyen S_2 (Fig. 32), y andalucita, cordierita, plagioclasa, feldespato potásico y sillimanita en niveles mesocatazonales. En este período interrumpen su crecimiento cloritoide, estaurólita y distena, el cual se reanuda —junto con el de otros minerales— después de F_2 .

Las relaciones entre S_1 y S_2 quedan puestas de manifiesto en la figura 32, en la que S_1 , constituida por micas y cuarzo, se presenta bajo formas sigmoides, que se conjugan en planos más compactos, integrados casi exclusivamente por micas, que definen S_2 . En esta figura pueden observarse también las relaciones existentes entre S_1 , S_2 y la estratificación (S_0), representada por el microlentejón de cuarzo (parte superior izquierda de la fotografía). Como puede verse, S_1 y S_2 son paralelas-subparalelas a S_0 . Estas texturas son frecuentes en zonas epizonales, disminuyendo la probabilidad de encontrarlas a medida que se alcanzan niveles más metamórficos en los que, salvo excepciones muy locales (Fig. 33), predomina S_2 , observándose S_1 únicamente en las inclusiones de los porfiroblastos (Figs. 20, 22 y 23).

De lo expuesto se deduce que cloritoide, estaurólita y distena no presentan facilidad de nucleación en ambiente dinámico, mientras que el resto de los minerales se generan tanto en presencia como en ausencia de esfuerzos tectónicos. Por otra parte, es de destacar la ausencia en los niveles profundos de todo el conjunto metamórfico de granate y en los niveles correspondientes de los sectores central y occidental de estaurólita y distena.

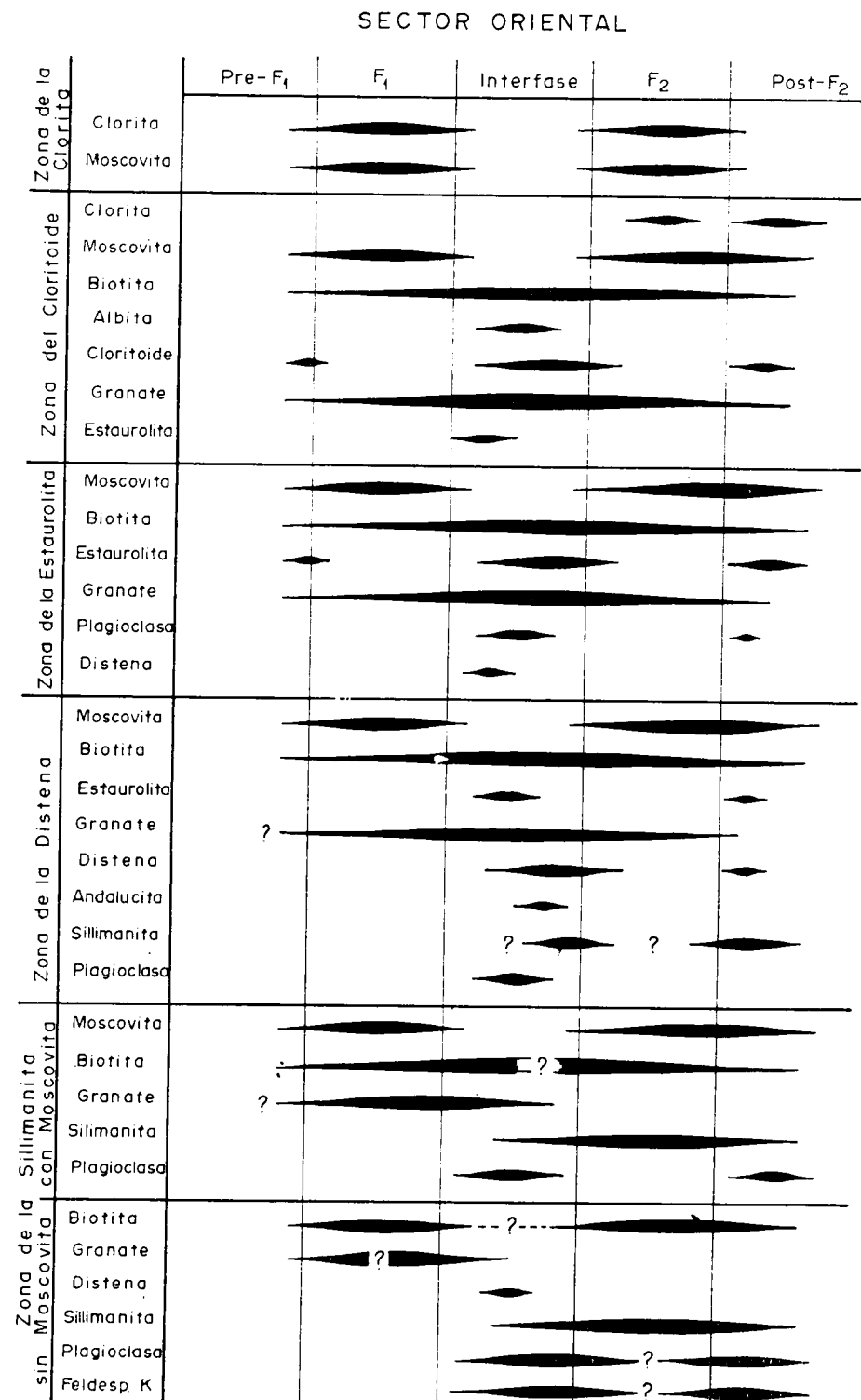
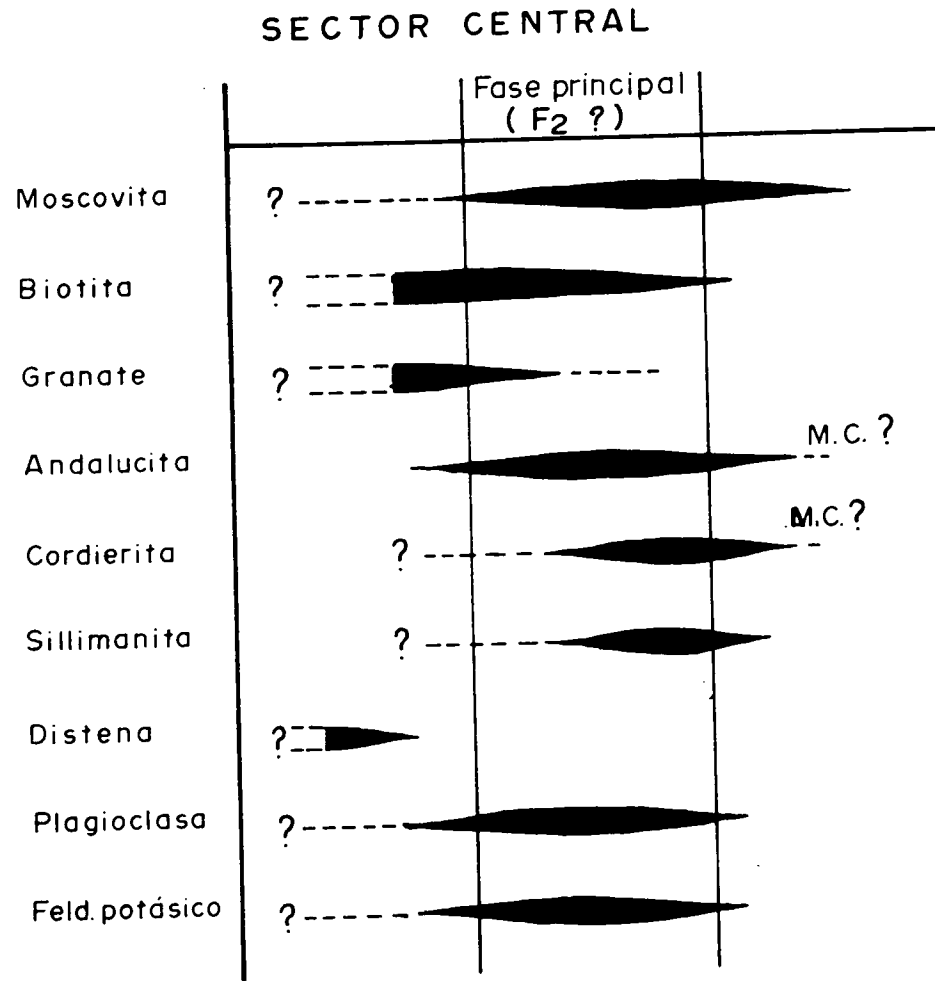
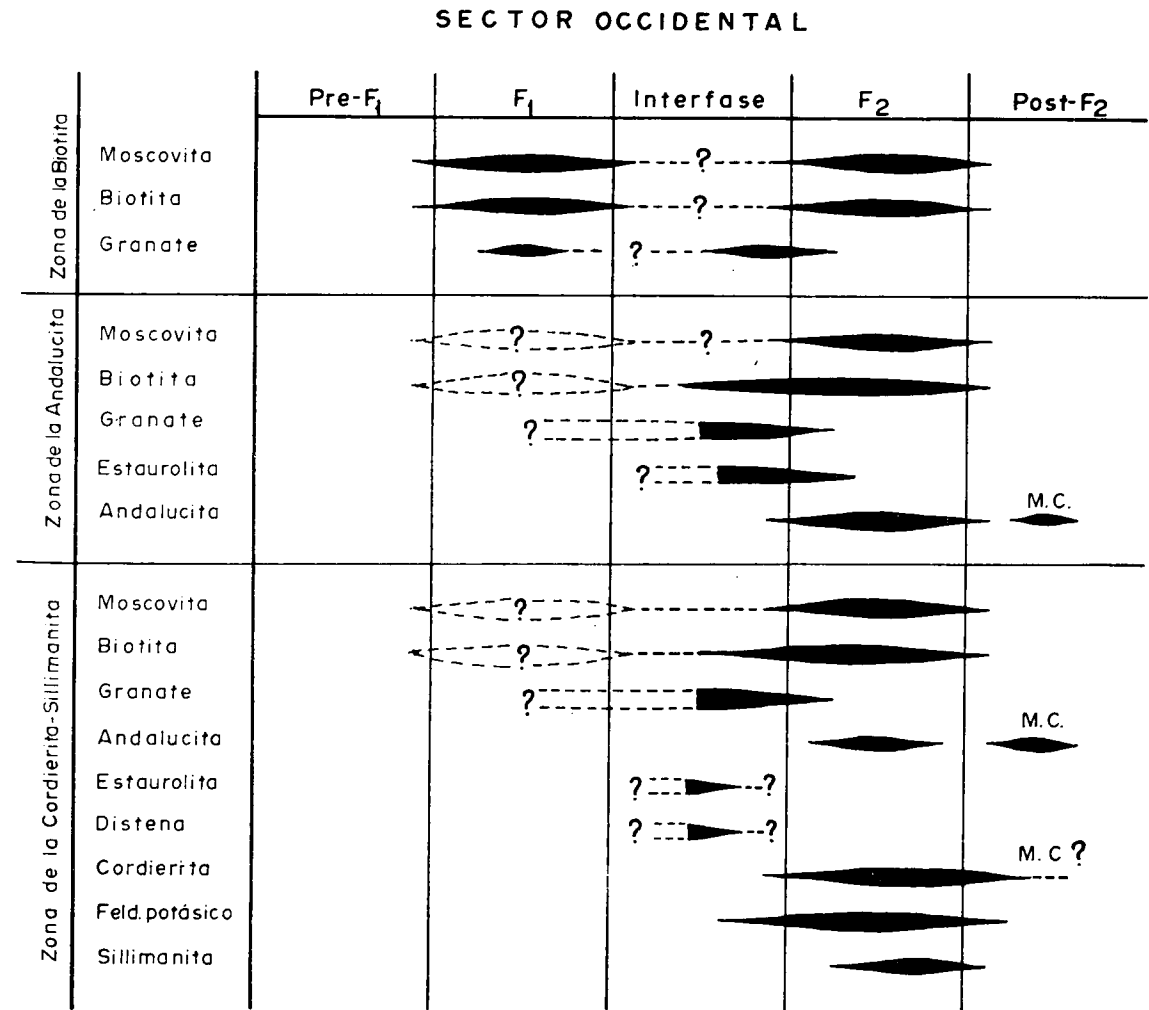


Fig. 15.—Relaciones blastesis-deformación en el sector oriental.



M.C.: Metamorfismo de contacto.

Fig. 16.—Relaciones blastesis-deformación en el sector central.



M.C.: Metamorfismo de contacto

Fig. 17.—Relaciones blastesis-deformación en el sector occidental.

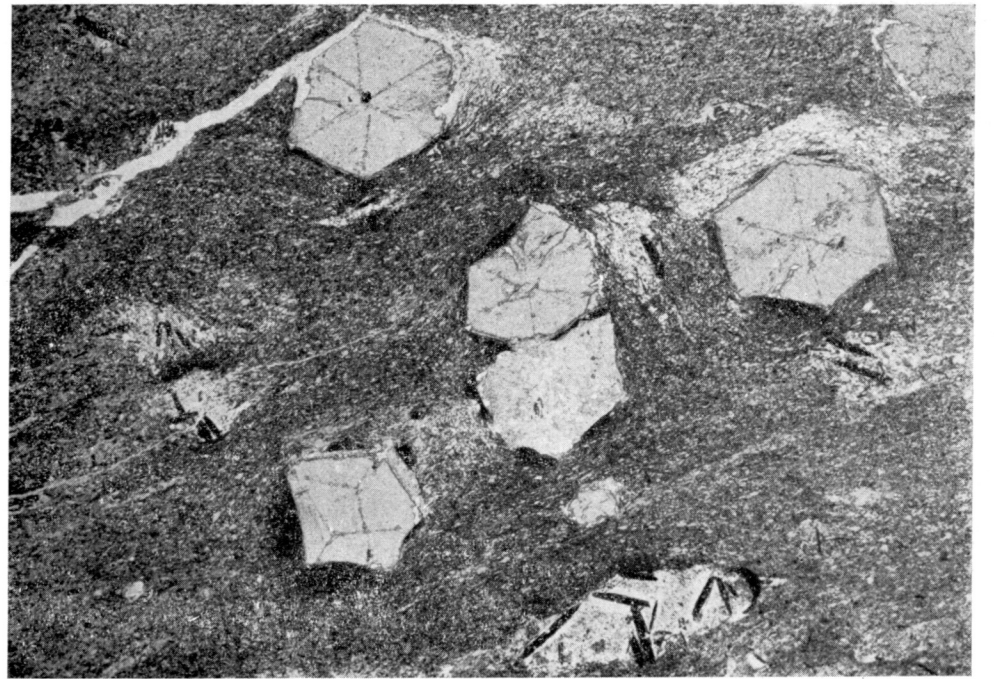


Fig. 18.—(33.037 I.L.M.). Granates idioblásticos de la zona del cloritoide con inclusiones de pirita-calcopirita en disposición geométrica según planos cristalográficos. Los granates son probablemente post- F_2 . N //.

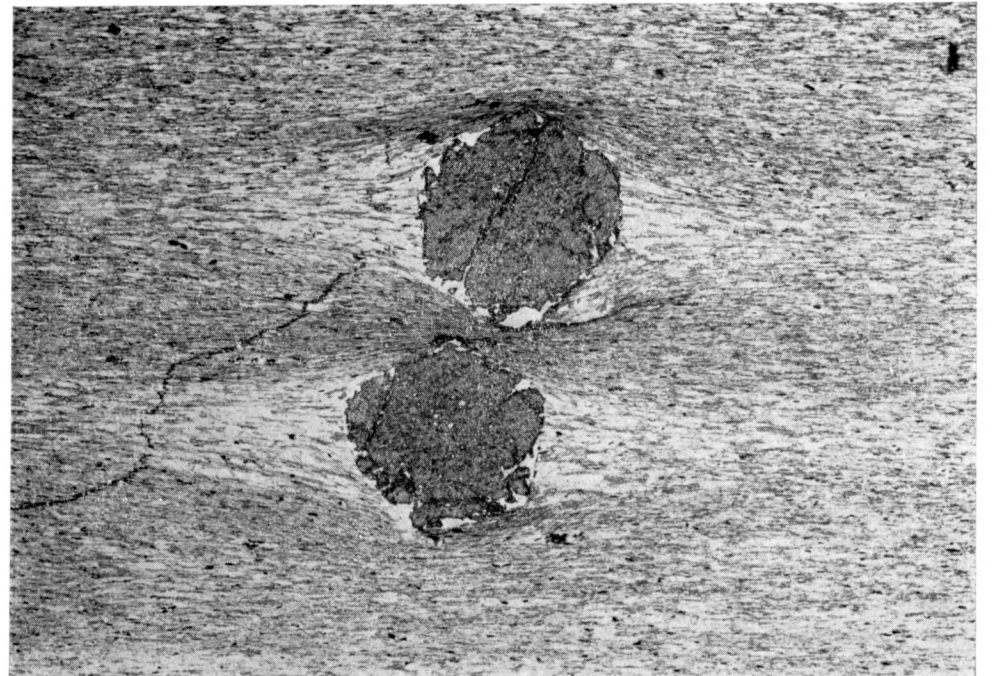


Fig. 19.—(36.358 I.L.M.). Granates pre- F_2 . Obsérvese la fracturación del granate y la sombra de presión. N //.

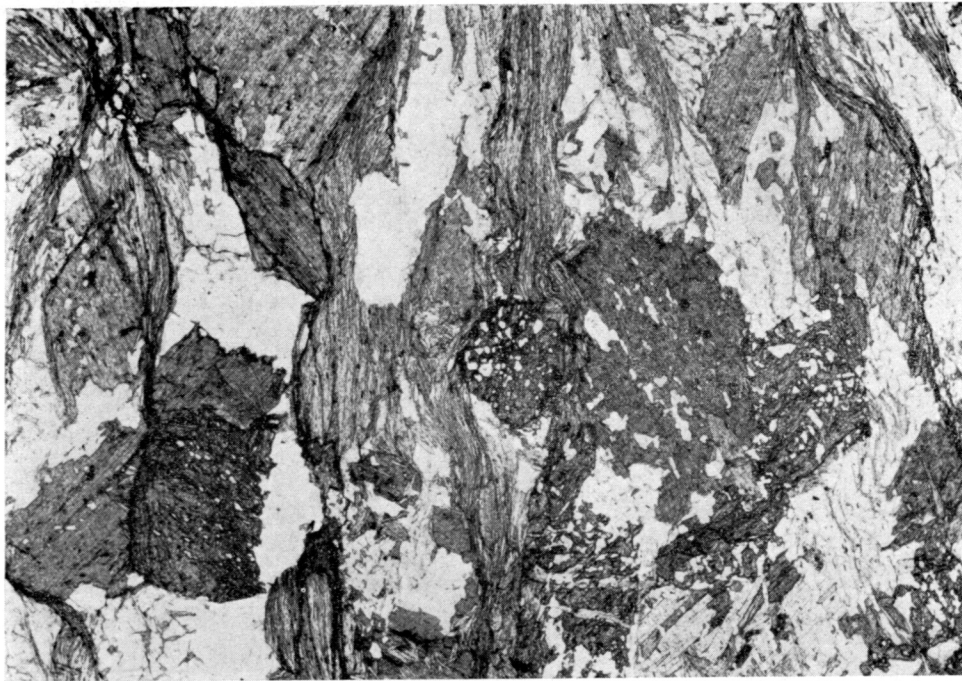


Fig. 20.—(37.098 I.L.M.). Fenoblastos de biotita interfase de la zona del cloritoide con inclusiones S_1 rectilíneas. N //.

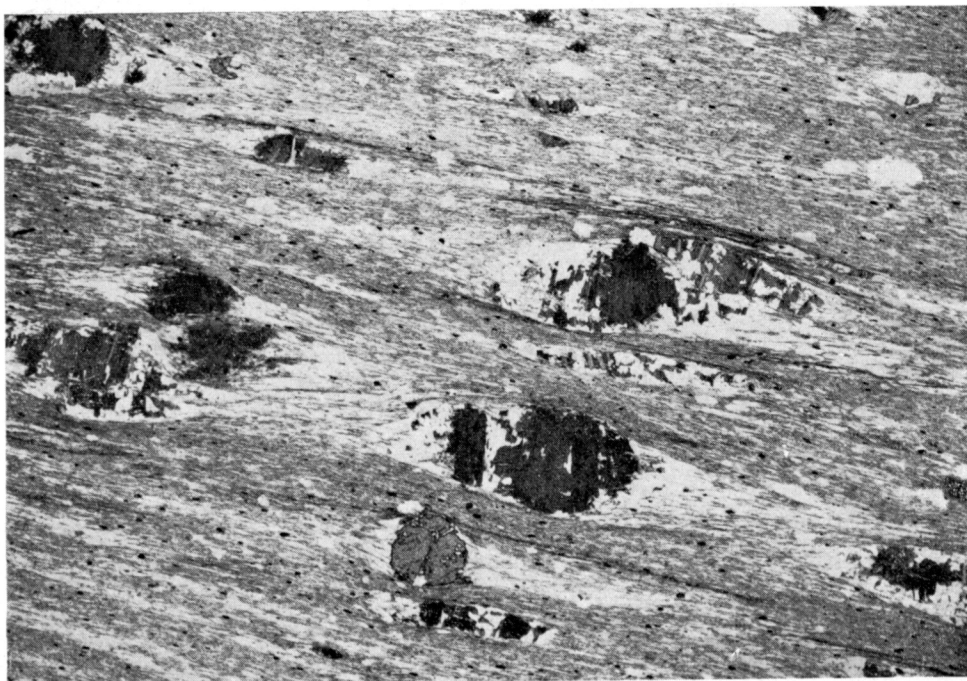


Fig. 21.—(36.327 I.L.M.). Fenoblastos de biotita pre- F_2 , de la zona del cloritoide con sombra de presión. N //.

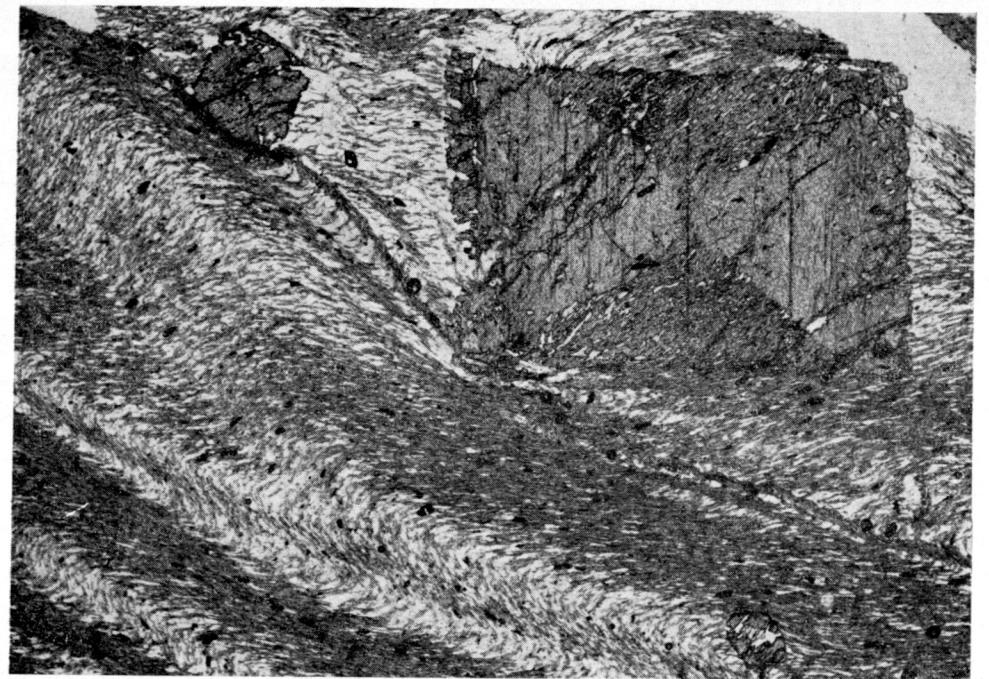


Fig. 22.—(33.023 I.L.M.). Fenoblasto de cloritoide interfase, ligeramente sin F_2 . Obsérvese la suave crenulación de las inclusiones S_1 , la deformación de S_2 frente al fenoblasto y el ligero recrecimiento del mismo post- F_2 . N //.

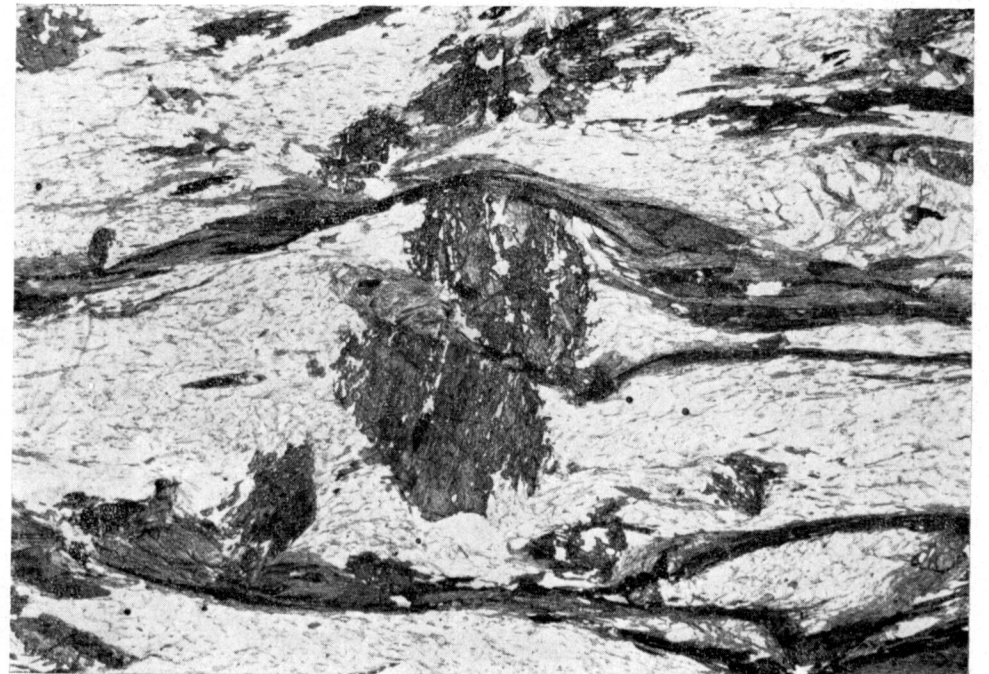


Fig. 23.—(36.253 I.L.M.). Fenoblastos de estauroilita interfase con inclusiones de S_1 rectilíneas. S_2 se deforma muy acusadamente frente a los fenoblastos de estauroilita. N //.

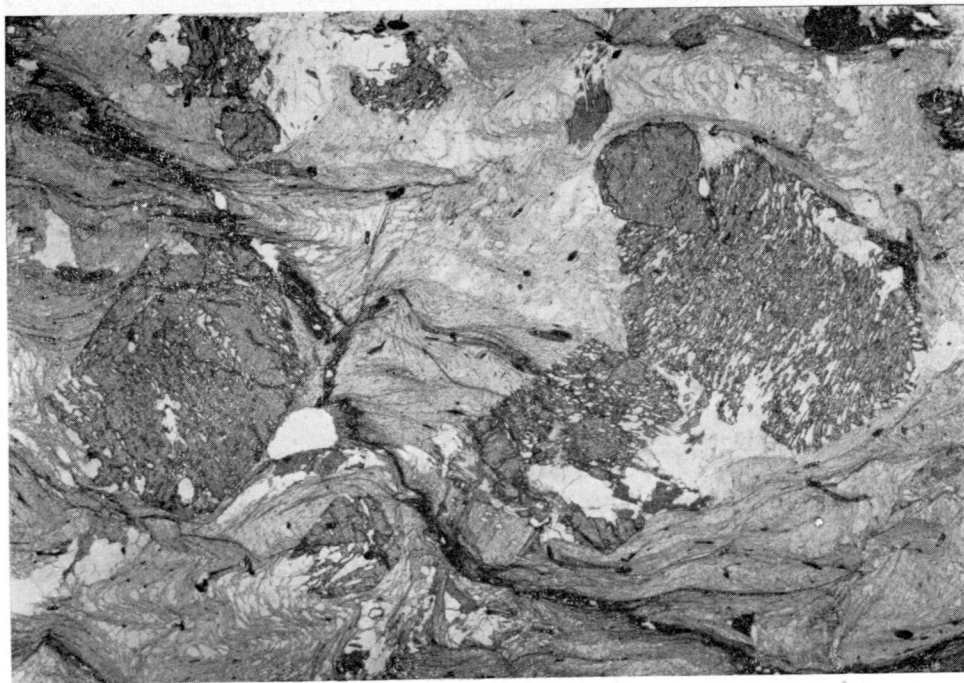


Fig. 24.—(35.263 I.L.M.). Fenoblastos de estaurolita post- F_2 que incluyen todo tipo de estructuras curvadas sin deformarlas y desarrollan bordes idioblásticos donde las micas son más abundantes. N //.



Fig. 25.—(36.400 I.L.M.). Granate de la zona de la estaurolita con estructura rotacional (snowball) sin- F_2 . N //.



Fig. 26.—(37.151 I.L.M.). Granates rotacionales sin- F_1 de la zona de la estaurolita. N //.



Fig. 27.—(38.189 I.L.M.). Fenoblasto de distena fuertemente curvado por F_2 y parcialmente incluido en plagioclasa. N //.

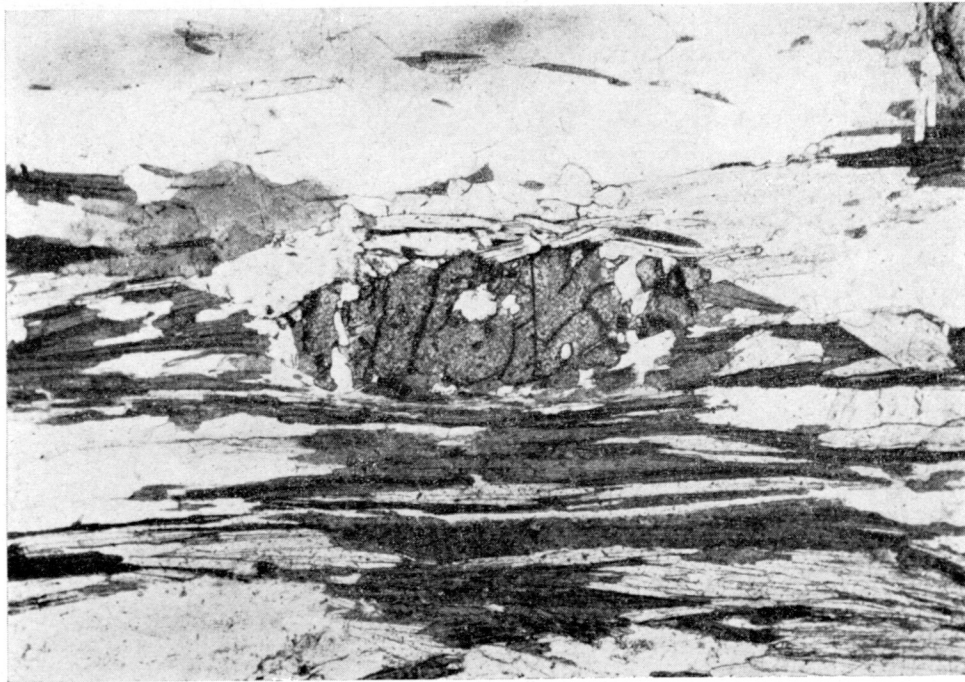


Fig. 28.—(36.267 I.L.M.). Granate pre-F₂ aplastado entre las micas S₂. N //.

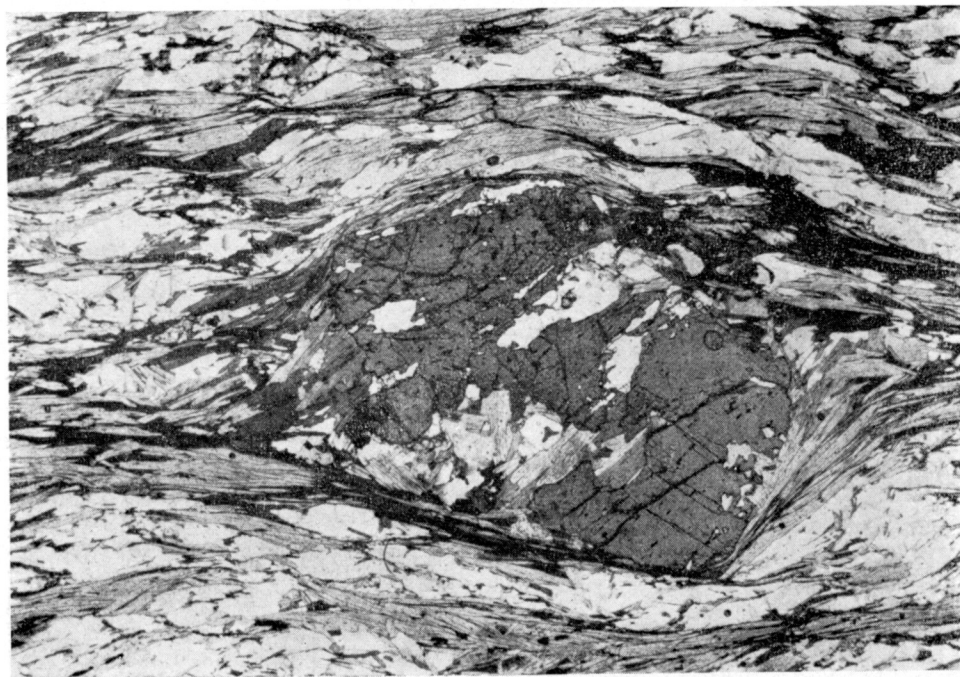


Fig. 29.—(33.316 I.L.M.). Granates pre-F₂ de la zona de la distena, fracturado entre las micas de S₂ y parcialmente transformado en moscovita y biotita. N //.

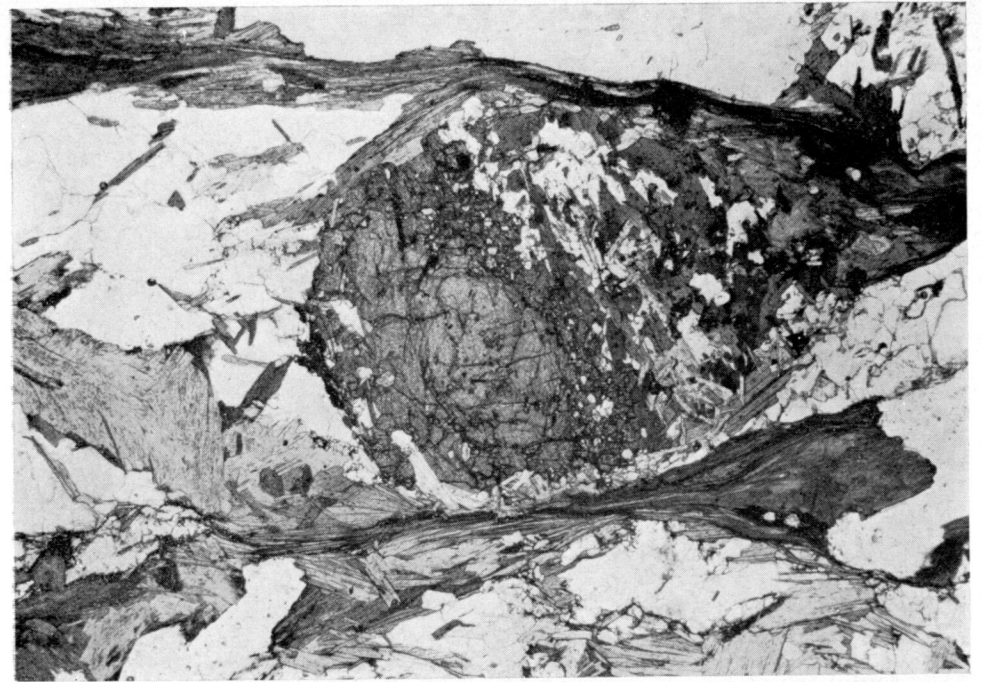


Fig. 30.—(36.999 I.L.M.). Granate pre-F₂ de la zona de la sillimanita, parcialmente transformado en biotita, fibrolita, moscovita y plagioclase. Parte de la fibrolita está asociada a la biotita que procede de la transformación del granate. N //.



Fig. 31.—(37.036 I.L.M.). Granate pre-F₂ de la zona de la sillimanita con estructura en atolón, parcialmente transformado en biotita, moscovita, plagioclase, cuarzo y fibrolita. N //.

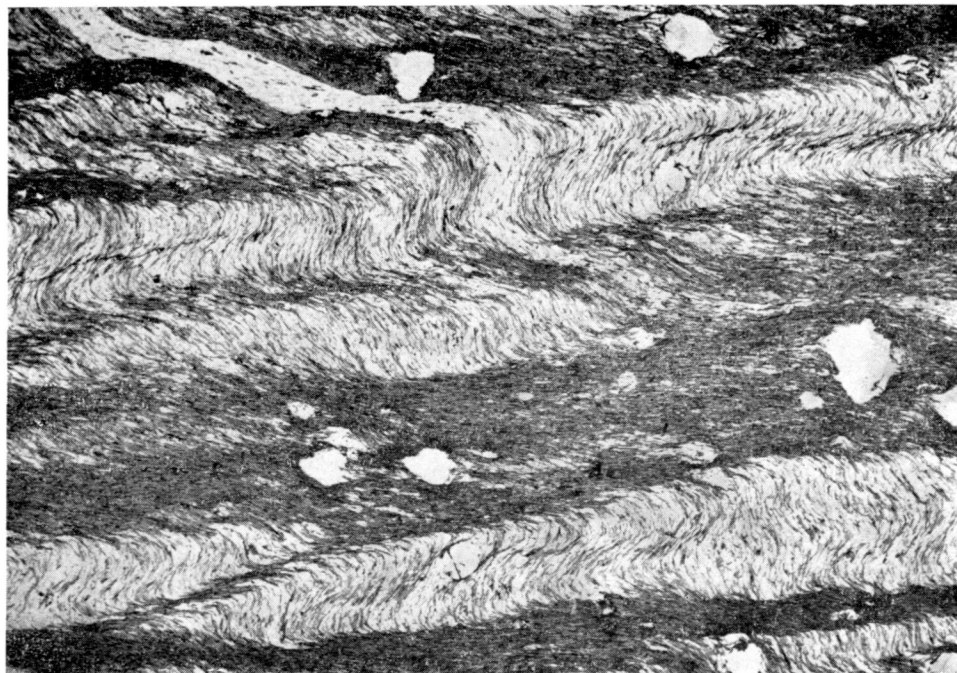


Fig. 32.—(37.115 I.L.M.). Esquistosidades S_1 y S_2 conjugadas (explicación en el texto). N //.

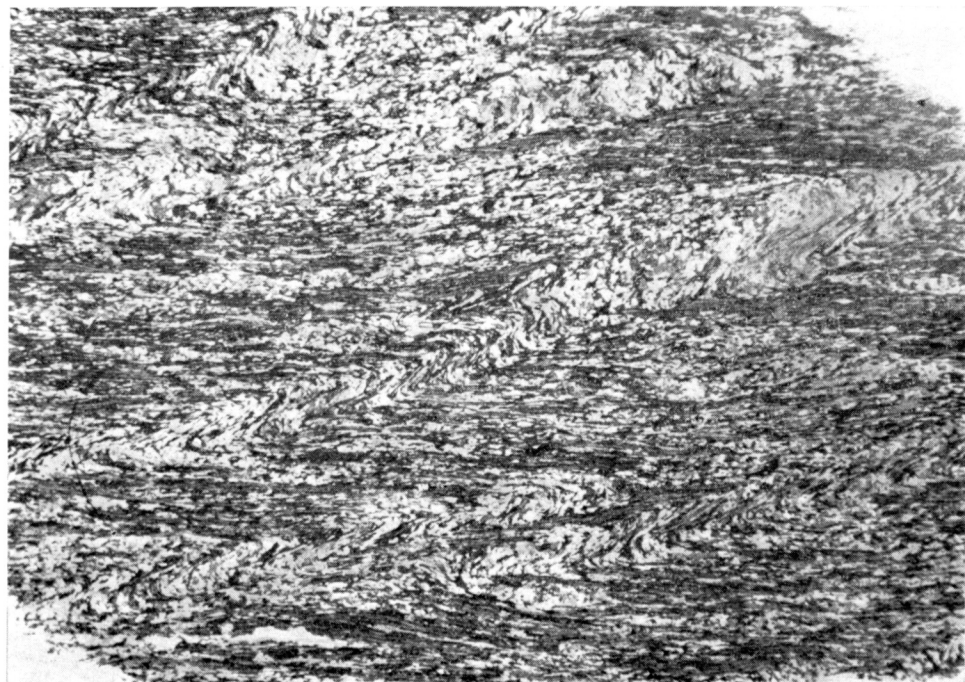


Fig. 33.—(36.414 I.L.M.). Esquistosidades S_1 y S_2 conjugadas (explicación en el texto). N //.

5 EVOLUCION TEMPORAL DEL METAMORFISMO

Como ha sido expuesto anteriormente, en la Sierra de Guadarrama existen tres tipos de metamorfismo, desarrollados bajo gradientes geotérmicos diferentes. Puesto que todos ellos se han originado durante la orogenia hercínica, es evidente que debe existir entre ellos una íntima relación.

En efecto, considerando en conjunto los diagramas de blastesis-deformación de los tres sectores metamórficos considerados (ver Figs. 15, 16 y 17), se puede concluir que el proceso metamórfico se realizó en dos etapas, cuyo límite de separación puede situarse aproximadamente durante la segunda fase de deformación.

La primera etapa, desarrollada bajo un gradiente geotérmico relativamente bajo, comienza un poco antes de la primera fase de deformación y alcanza su máximo desarrollo en el período interfase, mientras que la segunda etapa, desarrollada bajo gradientes geotérmicos altos, tiene lugar durante e inmediatamente después de la segunda fase tectónica.

De acuerdo con las paragénesis minerales actualmente predominantes, el metamorfismo originado en la primera etapa alcanzó su mayor desarrollo en el sector oriental, mientras que el originado en la segunda etapa está bien representado en los sectores central y occidental. La presencia de cristales más o menos esporádicos de granate, estauroлита y distena, intensamente elongados y fracturados y parcialmente transformados, en los sectores central y occidental, representan los restos de la primera etapa metamórfica y la ausencia en los niveles de más alto grado metamórfico del sector oriental de granates sin y post- F_2 , los claros síntomas de inestabilidad de los anteriormente cristalizados, y sobre todo la aparición de cordierita regional sin a postcinemática con respecto a F_2 en la zona de tránsito entre los sectores central y oriental, reflejan la existencia de la segunda etapa de metamorfismo en este último sector.

Esta variación espacial y temporal del metamorfismo del Sistema Central Español justifica la denominación de plurifacial y polifásico recientemente dada por FUSTER et al. (1974).



6 ESTUDIO DE GRANATES Y BIOTITAS

Desde hace años se admite que en las rocas metamórficas la composición de determinados minerales es función de la composición de la roca inicial, del grado de metamorfismo, de la composición mineral de la roca huésped y de la repartición de los distintos elementos entre los minerales presentes en la roca.

Por lo que respecta a los granates, BUDDINGTON (1952), TROGER (1959), GOOSSENS (1970), MULLER y SCHNEIDER (1971), LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO (1974), etc., han encontrado una cierta relación entre la composición de la roca y la del granate, la cual es evidentemente tanto más clara cuanto más dispar es la composición de las rocas huésped (compárese, p. e., la composición de los granates de un esquistos pelítico con la de los de una anfibolita).

Eliminando el «grosso modo» el efecto que las diferencias de composición de la roca inicial puede introducir en la composición de los granates —es decir, refiriéndose exclusivamente a rocas pelíticas—, MIYASHIRO (1953, 1958), ENGEL y ENGEL (1960), STURT (1962), BANNO (1964), NANDI (1967), ATHERTON (1968), etc., han puesto de manifiesto que al aumentar el metamorfismo se observa en general una disminución en los porcentajes de MnO y CaO y un aumento en los de FeO y MgO.

Diversos autores (KRETZ, 1959; FROST, 1962; ALBEE, 1965; SAXENA, 1968; SEN y CHAKRABORTY, 1968; HIETANEN, 1969; LYONS y MORSE, 1970; FEDIUKOVA, 1971 y FLEMING, 1973) han establecido la repartición de Mg y Fe entre granate y otros minerales coexistentes (especialmente biotita), llegando a la conclusión de que existe una estrecha dependencia entre el coeficiente de distribución $K_D^{\text{Gr-Bi}}_{\text{Mg-Fe}}$ y la temperatura, aunque factores tales como el contenido en Mn del granate, la relación de oxidación, la relación granate-estaurolita y la presión, también ejercen influencia.

Por lo que respecta a las biotitas, SNELLING (1957), ENGEL y ENGEL (1960), OKI (1961), BUTLER (1965, 1967), GHOSE (1971), etc., han intentado relacionar la composición de las biotitas con los factores anteriormente expuestos. Aunque las variaciones de Fe y Mg no son claras, parece que

existe un aumento de Al tetravalente, Ti, Mn y probablemente álcalis con el grado de metamorfismo, si bien estas variaciones son frecuentemente borradas por las debidas a la paragénesis.

La existencia en la Sierra de Guadarrama de tres sectores con diferente tipo de metamorfismo, junto con la perfecta gradación zonal que aparece —especialmente en los sectores oriental y occidental—, son «a priori» condiciones idóneas para establecer en esta zona la influencia del tipo y grado de metamorfismo, así como la del quimismo de la roca huésped, sobre la composición de granates y biotitas. Por esta razón, se han estudiado un total de 53 muestras, de las que se ha determinado, además de su composición modal, su composición química y la de granates y biotitas. Los análisis químicos de las rocas se han realizado utilizando técnicas de análisis rápido, y los de granates y biotitas mediante microsonda electrónica (CAMECA MS 46 y JEOL 50-A).

Petrografía y quimismo de las rocas estudiadas

En el sector oriental las rocas estudiadas son esquistos y gneises, cuya composición modal se recoge en el Cuadro 1, que pertenecen a las zonas del cloritoide (núms. 1, 2, 3), estaurólita (núms. 4 al 16), distena (núms. 17 al 22) y sillimanita (núms. 23 al 29).

Por su composición química (Cuadro 2) corresponden a pelitas-semipelitas bastante homogéneas, a excepción de los números 10, 14 y 16, cuyos contenidos relativamente elevados de CaO y MgO, y sobre todo el exceso de Na₂O sobre K₂O, indican un carácter grauwáckico, y de los números 20, 23, 26 y 29, con porcentajes de SiO₂ ≥ 71 por 100 y de Al₂O₃ < 14 por 100 y bajos contenidos en FeO y MgO, que tienen un marcado carácter psammítico.

Las rocas del sector central son esquistos, gneises glandulares y migmatíticos, que pertenecen a las zonas de la andalucita-sillimanita (núms. 1, 2 y 3), cordierita-sillimanita (núms. 4, 5 y 6) y cordierita-sillimanita-feldespato potásico (núms. 7 al 18), cuya composición mineralógica se resume en el Cuadro 3.

Como en el caso anterior, por su composición química (Cuadro 5) corresponden a rocas pelíticas, grauwáckicas (núm. 4) y psammíticas (números 2, 3, 7, 8, 10, 17 y 18).

Por último, las rocas del sector occidental (macizo de La Cañada-Cebreros), cuyas composiciones modal y química se encuentran en los Cuadros 5 y 6, respectivamente, corresponden a esquistos y esquistos gneísicos y pertenecen a las zonas de la biotita (núms. 1, 2 y 3), de la andalucita (núm. 4) y de la cordierita-sillimanita (núms. 5 y 6).

CUADRO 1
Composición modal de las rocas estudiadas del sector oriental

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cuarzo ...	22,5	31,5	27,0	22,5	19,0	37,0	20,5	21,0	34,5	48,0
Clorita ...	2,5	19,5	1,0	0,5	1,0	—	—	—	—	—
Moscovita ...	68,0	11,5	61,5	48,0	41,0	53,0	56,5	57,5	38,0	—
Biotita ...	—	2,0	5,5	12,0	3,5	2,5	12,5	7,5	14,5	11,0
Granate ...	3,0	8,0	1,5	2,5	0,5	5,0	1,5	4,0	4,5	22,5
Cloritoide ...	2,5	—	2,0	13,0	34,5	—	—	—	—	—
Estaurólita ...	—	—	—	1,0	—	0,5	7,5	8,5	7,5	—
Distena ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sillimanita ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Plagioclasa ...	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	16,0
Feldespato potásico ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cordierita ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacos ...	1,5	2,5	1,5	0,5	0,5	2,0	1,5	1,5	1,0	2,0
Epidota ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5

1.—33.023 I.L.M. Esquisto moscovítico con granate y cloritoide.

2.—33.037 I.L.M. Filita granatífera.

3.—36.329 I.L.M. Esquisto moscovítico con cloritoide.

4.—37.117 I.L.M. Esquisto con cloritoide.

5.—37.152 I.L.M. Esquisto moscovítico con cloritoide.

6.—36.328 I.L.M. Esquisto moscovítico con estaurólita.

7.—35.266 I.L.M. Esquisto moscovítico-estaurolítico.

8.—35.263 I.L.M. Idem.

9.—35.566 I.L.M. Idem.

10.—35.230 I.L.M. Esquisto granatífero.

CUADRO 1 (Continuación)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Cuarzo	49,0	38,5	41,0	28,5	26,5	39,0	51,5	34,0	33,0	56,0
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Moscovita	19,0	32,0	43,0	—	12,0	1,0	13,5	31,0	20,5	27,0
Biotita	5,0	15,5	7,0	21,0	25,0	25,5	27,0	22,5	31,0	12,0
Granate	5,5	8,5	4,0	5,5	0,5	1,5	1,0	2,0	1,5	4,5
Cloritoide	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Estaurolita	21,0	0,5	4,0	—	26,5	—	5,5	0,5	4,0	—
Distena	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—
Sillimanita	—	—	—	—	0,5	—	—	1,5	1,0	—
Plagioclasa	—	—	—	44,5	8,0	32,0	1,0	8,0	6,5	—
Feldespatopotásico	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cordierita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacos	0,5	0,5	1,0	0,5	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	0,5
Epidota	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

11.—37.113 I.L.M. Esquisto moscovítico-estaurolítico.

12.—35.325 I.L.M. Esquisto moscovítico-granífero con estaurolita.

13.—35.326 I.L.M. Esquisto moscovítico-granífero-estaurolítico.

14.—47.203 I.L.M. Esquisto biotítico con granate.

15.— 7.269 I.L.M. Esquisto estaurolítico.

16.—50.028 I.L.M. Esquisto biotítico.

17.—37.075 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico-estaurolítico.

18.—37.074 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico.

19.—36.267 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico con estaurolita.

20.—33.313 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico con granate.

CUADRO 1 (Continuación)

	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Cuarzo	48,0	28,5	53,0	42,0	15,5	59,5	50,0	46,0	60,0
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Moscovita	14,0	14,0	19,5	3,0	29,0	18,0	14,0	24,0	—
Biotita	14,0	38,5	16,5	28,0	30,5	14,0	15,0	20,5	25,5
Granate	11,0	8,0	1,5	5,0	12,0	6,0	1,5	7,0	4,5
Cloritoide	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Estaurolita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Distena	1,0	0,5	—	—	—	—	—	—	—
Sillimanita	0,5	6,0	5,5	3,5	12,5	—	0,5	—	—
Plagioclasa	11,5	4,0	3,5	18,0	0,5	2,0	17,5	2,0	7,0
Feldespatopotásico	—	—	—	—	—	—	1,0	—	2,5
Cordierita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacos	—	0,5	0,5	0,5	—	0,5	0,5	0,5	0,5
Epidota	—	—	—	—	—	—	—	—	—

21.—37.065 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico con granate.

22.—37.041 I.L.M. Idem.

23.—37.043 I.L.M. Gneis esquistoso moscovítico-biotítico.

24.—31.970 I.L.M. Gneis esquistoso biotítico-granífero.

25.—37.036 I.L.M. Gneis esquistoso granífero de dos micas.

26.—37.083 I.L.M. Gneis esquistoso moscovítico-biotítico.

27.—38.215 I.L.M. Idem.

28.—47.172 I.L.M. Idem.

29.— 8.481 I.L.M. Gneis esquistoso biotítico con granate.

CUADRO 2
Análisis químicos de rocas del sector oriental

	1 (*)	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,60	58,10	61,30	56,20	53,70	63,50	58,70
Al ₂ O ₃	20,67	16,31	19,88	23,70	25,23	20,90	22,94
Fe ₂ O ₃	0,97	0,83	2,22	3,06	1,97	1,30	2,51
FeO	5,26	3,07	4,87	3,97	5,46	3,57	3,88
MnO	0,08	0,04	0,07	0,09	0,08	0,11	0,05
MgO	1,41	0,81	1,31	0,91	1,31	0,60	1,41
CaO	0,56	7,29	0,42	0,84	0,70	0,70	0,28
Na ₂ O	0,57	0,59	0,70	0,65	0,81	1,07	0,65
K ₂ O	3,59	3,70	4,17	4,67	4,74	4,38	4,62
TiO ₂	1,14	0,68	1,19	1,02	1,15	1,06	1,14
P ₂ O ₅	0,19	4,04	0,21	0,37	0,20	0,12	0,12
H ₂ O	3,67	4,58	3,16	3,73	4,05	2,30	3,64
	99,71	100,04	99,50	99,21	99,40	99,61	99,94

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 1.

CUADRO 2 (Continuación)

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	54,70	61,65	52,40	54,20	56,70	65,60	63,60
Al ₂ O ₃	25,10	20,39	23,96	24,84	22,12	18,92	16,64
Fe ₂ O ₃	3,75	1,21	2,14	2,39	3,90	2,03	1,83
FeO	3,51	5,19	4,80	5,43	4,89	2,37	3,28
MnO	0,04	0,08	0,20	0,15	0,12	0,07	0,03
MgO	2,44	1,71	2,02	1,93	3,16	1,73	3,87
CaO	0,28	0,42	6,03	0,28	0,28	0,14	3,11
Na ₂ O	1,24	0,46	4,44	1,46	0,75	1,27	3,77
K ₂ O	5,30	3,95	0,94	5,13	3,85	4,07	0,96
TiO ₂	0,09	0,89	1,03	1,09	0,38	0,87	0,80
P ₂ O ₅	0,32	0,39	0,21	0,18	0,13	0,13	0,19
H ₂ O	2,87	3,33	1,78	2,84	3,27	2,79	1,93
	99,64	99,67	99,95	99,92	99,54	99,99	100,01

CUADRO 2 (Continuación)

	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	66,20	62,40	61,80	57,30	71,20	59,30	55,80
Al ₂ O ₃	15,81	19,44	21,11	20,65	14,52	19,44	23,21
Fe ₂ O ₃	1,87	3,28	0,81	2,85	1,53	2,98	0,80
FeO	3,20	3,36	4,04	4,52	3,32	6,21	6,41
MnO	0,09	0,11	0,05	0,11	0,04	0,21	0,14
MgO	2,25	3,25	3,46	2,62	1,11	2,04	2,52
CaO	1,71	0,14	0,70	0,44	0,70	0,71	0,42
Na ₂ O	2,78	1,46	2,59	1,67	0,64	0,75	0,86
K ₂ O	2,19	2,77	3,18	4,00	3,71	3,35	4,20
TiO ₂	0,52	1,13	0,19	1,06	0,82	0,97	1,06
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,15	0,16	0,07	0,22	0,12
H ₂ O	2,78	2,22	1,84	3,95	2,29	3,35	4,35
	99,61	99,68	99,92	99,33	99,95	99,53	99,89

CUADRO 2 (Continuación)

	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	71,00	52,60	53,30	80,40	67,00	58,10	70,10
Al ₂ O ₃	14,90	24,73	24,98	7,98	16,31	21,06	13,78
Fe ₂ O ₃	1,13	0,98	0,19	0,59	1,40	1,66	1,10
FeO	2,54	7,92	8,22	2,74	3,72	3,88	3,19
MnO	0,11	0,12	0,50	0,04	0,10	0,09	0,02
MgO	1,61	2,52	1,71	2,24	2,02	1,83	2,24
CaO	0,42	1,26	0,70	0,28	0,56	2,55	1,98
Na ₂ O	1,56	2,37	0,75	1,13	1,91	1,56	1,61
K ₂ O	3,00	4,07	4,45	2,24	2,89	5,49	3,17
TiO ₂	0,80	1,02	0,85	0,68	0,77	0,94	0,62
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,09	0,17	0,15	0,11	0,13
H ₂ O	2,68	2,28	3,61	1,02	3,18	2,56	1,98
	99,90	99,98	99,35	99,51	100,01	99,83	99,92

CUADRO 3
Composición modal de las rocas estudiadas del sector central

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cuarzo	28,5	73,0	78,5	43,0	32,0	29,0	35,0	39,5	26,5
Feldespato potásico ...	—	—	—	0,5	—	9,0	21,5	33,5	—
Plagioclasa	4,0	10,0	—	30,0	3,0	2,0	26,0	14,5	—
Moscovita	4,5	—	—	0,5	42,5	1,4	3,5	0,5	—
Biotita	27,0	14,5	7,0	24,5	14,0	30,0	7,0	2,0	6,0
Sericita	28,5	—	—	—	—	5,5	2,0	7,0	61,0
Granate	6,5	2,5	5,5	1,0	7,0	4,0	3,0	2,5	3,0
Sillimanita	0,5	—	0,5	—	1,0	12,0	2,0	—	0,5
Cordierita	—	—	—	—	—	6,5	—	—	—
Andalucita	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Opacos	0,5	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—	0,5	3,0
Anfíbol cálcico	—	—	8,0	—	—	—	—	—	—

1.—32.640 I.L.M. Gneis esquistoso granatífero.
 2.—36.468 I.L.M. Idem.
 3.—36.503 I.L.M. Cuarzita anfibólico-granatífera.
 4.—34.809 I.L.M. Gneis esquistoso plagioclásico.
 5.—34.842 I.L.M. Esquisto granatífero.

6.—32.501 I.L.M. Gneis cordierítico-sillimanítico.
 7.—22.035 I.L.M. Gneis glandular moscovítico-biotítico.
 8.—37.673 I.L.M. Gneis feldespático.
 9.—42.388 I.L.M. Gneis esquistoso con granate.

CUADRO 3 (Continuación)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Cuarzo	30,5	47,5	45,0	40,0	67,5	50,0	19,5	34,5	46,5
Feldespato potásico ...	23,0	8,0	24,0	0,5	1,5	22,0	—	43,0	10,5
Plagioclasa	41,0	13,0	7,5	10,5	5,0	15,5	0,5	0,5	35,0
Moscovita	0,5	6,0	—	22,0	—	0,5	—	10,0	—
Biotita	4,0	22,0	17,0	18,0	20,0	9,0	9,0	1,0	4,5
Sericita	—	—	—	—	—	1,0	63,0	—	—
Granate	1,0	2,5	5,0	8,0	5,0	1,5	6,5	1,5	3,0
Sillimanita	—	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	5,0	0,5
Cordierita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Andalucita	—	—	0,5	—	—	—	—	4,0	—
Opacos	—	0,6	0,5	0,5	0,5	—	0,5	0,5	—
Anfíbol cálcico	—	—	—	—	—	—	—	—	—

10.—39.832 I.L.M. Gneis migmatítico.
 11.— 7.728 I.L.M. Gneis moscovítico-biotítico.
 12.—36.764 I.L.M. Gneis biotítico.
 13.— 7.729 I.L.M. Gneis esquistoso granatífero.
 14.—16.966 I.L.M. Idem.

15.— 5.276 I.L.M. Gneis biotítico.
 16.—32.785 I.L.M. Gneis esquistoso granatífero.
 17.— 7.215 I.L.M. Gneis moscovítico con andalucita y sillimanita.
 18.— 4.142 I.L.M. Gneis biotítico-granatífero.

CUADRO 4
Análisis químicos de rocas del sector central

	1 (*)	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60,50	77,30	82,60	63,30	57,60	57,20	71,70	75,70	56,20
Al ₂ O ₃	19,76	7,54	3,12	17,68	21,85	21,85	13,00	13,00	20,54
Fe ₂ O ₃	2,35	1,65	3,35	1,47	3,42	1,24	0,56	0,59	2,60
FeO	4,38	5,71	6,45	3,34	5,15	7,59	1,80	0,45	6,68
MnO	0,02	0,10	0,10	0,06	0,03	0,20	0,07	0,03	0,03
MgO	2,44	0,81	0,20	2,23	2,04	2,44	2,85	0,41	3,26
CaO	1,13	2,83	0,85	2,54	0,57	1,13	1,41	0,57	0,85
Na ₂ O	1,86	0,86	0,54	4,64	0,54	0,70	2,85	3,28	1,08
K ₂ O	2,98	1,30	0,58	2,31	3,08	4,28	4,86	5,29	3,41
TiO ₂	0,75	0,65	0,76	0,75	1,26	1,29	0,24	0,07	1,25
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,18	0,03	0,08	0,02	0,10	0,08	0,02
H ₂ O	3,51	1,02	1,09	1,69	4,15	1,87	0,60	0,43	3,88
	99,77	99,81	99,82	100,04	99,77	99,81	100,04	99,90	99,80

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 3.

CUADRO 4 (Continuación)

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	76,00	64,85	64,50	61,80	55,60	68,00	55,00	74,50	71,00
Al ₂ O ₃	11,44	15,60	15,34	18,98	22,88	15,60	21,32	15,60	15,08
Fe ₂ O ₃	0,84	1,84	1,05	1,51	0,93	0,60	1,97	0,59	1,06
FeO	0,57	4,34	5,76	4,15	7,65	1,68	6,41	1,07	1,89
MnO	0,01	0,10	0,10	0,01	0,03	0,01	0,10	0,01	0,03
MgO	0,61	3,05	2,44	2,04	3,46	0,41	3,05	0,41	0,41
CaO	2,27	1,70	2,54	2,26	0,85	2,55	1,42	1,98	1,42
Na ₂ O	2,05	1,78	2,26	0,86	1,57	3,23	0,86	0,54	3,23
K ₂ O	4,67	3,52	3,51	5,05	4,68	6,16	3,85	3,18	4,53
TiO ₂	0,08	0,75	1,15	1,02	0,98	0,27	1,35	0,08	0,26
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,37	0,14	0,06	0,23	0,06	0,27	0,07
H ₂ O	1,27	2,23	1,12	2,18	0,99	1,07	4,54	1,50	0,91
	99,97	99,89	100,14	100,00	99,68	99,81	99,93	99,73	99,89

CUADRO 5

Composición modal de las rocas estudiadas del sector occidental

	1	2	3	4	5	6
Cuarzo	32,5	56,3	41,5	26,5	31,4	30,5
Clorita	—	0,2	—	—	—	—
Moscovita	45,8	26,0	40,5	61,5	12,0	23,0
Biotita	18,8	14,2	12,5	10,0	22,6	24,5
Granate	0,4	0,9	1,5	0,5	0,6	1,0
Plagioclasa	—	1,3	3,5	—	30,4	20,0
Feldespato potásico .	—	—	—	—	2,4	0,5
Apatito	—	—	—	—	0,2	—
Turmalina	—	—	—	—	0,03	—
Opacos	2,5	0,9	0,5	1,5	0,03	0,5

1.—33.834 I.L.M. Esquisto moscovítico-biotítico con granate.

2.—33.371 I.L.M. Idem.

3.—33.822 I.L.M. Idem.

4.—32.573 I.L.M. Idem.

5.—33.347 I.L.M. Esquisto gneísico moscovítico-biotítico con granate.

6.—36.150 I.L.M. Idem.

CUADRO 6

Análisis químicos de rocas del sector occidental

	3 (*)	6
SiO ₂	59,20	57,60
Al ₂ O ₃	19,50	19,50
Fe ₂ O ₃	2,14	3,02
FeO	4,74	4,70
MnO	0,12	0,50
MgO	2,44	3,05
CaO	1,70	1,42
Na ₂ O	1,29	1,86
K ₂ O	3,13	3,67
TiO ₂	0,91	0,75
P ₂ O ₅	0,10	0,09
H ₂ O	4,29	3,42
Total	99,56	99,58

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 5.

Granates

En el sector oriental los granates aparecen en cualquier tipo de roca y en todo el ámbito metamórfico —si exceptuamos la zona de la clorita—, siendo especialmente frecuentes en la zona de la estaurilita. Sus dimensiones son muy variables, desde microscópicas hasta milimétricas, dependiendo del tipo de roca. En las zonas del cloritoide y de la estaurilita existen granates pre-F₁, F₁, interfase, F₂ y post-F₂, mientras que a partir de la zona de la distena no se han encontrado granates posteriores a la segunda fase de deformación y los existentes presentan claros síntomas de inestabilidad, comenzando a transformarse en biotita, plagioclasa y sillimanita fundamentalmente.

Por el contrario, en los sectores central y occidental, aunque los granates también aparecen en todo el ámbito metamórfico, son en general poco frecuentes. Todos ellos son pre-F₂ y están intensamente fracturados, y parcialmente transformados en clorita, moscovita, epidota, biotita y cuarzo.

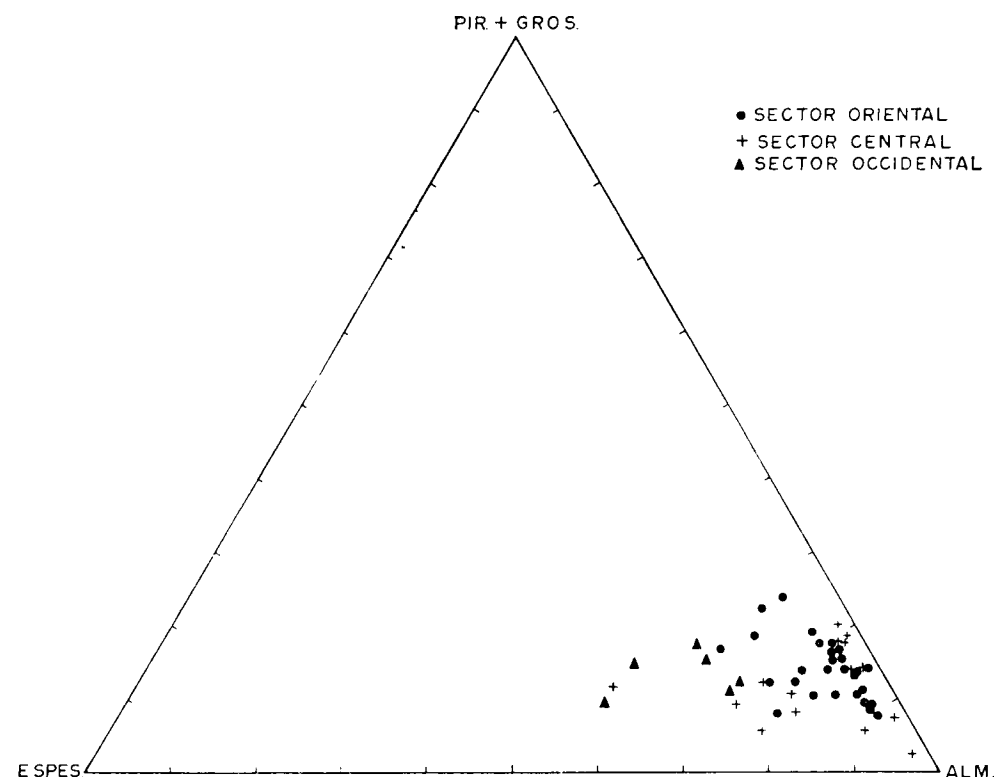


Fig. 34.—Composición molecular de granates de la Sierra de Guadarrama.

CUADRO 7

Análisis químicos de granates del sector oriental (centro del cristal)

	1 (*)	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ . . .	38,10	37,64	36,14	36,10	36,94	38,73	38,85	35,70
Al ₂ O ₃ . .	20,30	20,94	20,49	20,56	19,50	22,66	19,86	19,90
FeO . . .	32,42	32,26	39,65	38,58	38,69	35,38	35,06	35,76
CaO . . .	4,39	5,15	1,23	1,47	1,41	2,26	2,17	1,68
MgO . .	0,74	0,60	0,53	0,93	1,16	0,98	1,46	1,55
MnO . .	3,93	4,06	2,72	2,26	2,09	5,09	3,44	2,90
	99,88	100,65	100,76	99,90	99,79	105,10	100,84	97,49
Si	6,152	6,059	5,939	5,948	6,086	5,984	6,230	6,000
Al	—	—	0,061	0,052	—	0,016	—	—
Al	3,862	3,972	3,907	3,939	3,784	4,116	3,760	3,957
Fe	4,376	4,341	5,447	5,315	5,329	4,578	4,705	5,035
Ca	0,758	0,888	0,216	0,259	0,248	0,372	0,377	0,233
Mg	0,177	0,143	0,129	0,228	0,284	0,223	0,348	0,385
Mn	0,537	0,553	0,378	0,315	0,291	0,661	0,464	0,415
Alm. . .	74,80	73,20	88,30	86,90	86,70	78,50	79,90	83,00
Gros. . .	13,00	15,00	3,50	4,20	4,00	6,40	6,40	3,80
Pir. . . .	3,00	2,40	2,10	3,70	4,60	3,80	5,90	6,30
Espes. .	9,20	9,40	6,10	5,20	4,70	11,30	7,80	6,90

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 1.

CUADRO 7 (Continuación)

	9	10	11	12	13	17	18	19
SiO ₂ . . .	35,80	34,36	36,40	37,88	38,29	37,36	36,82	35,65
Al ₂ O ₃ . .	21,13	21,66	19,70	21,62	21,70	20,28	22,34	22,91
FeO . . .	36,65	25,33	33,62	31,04	34,90	32,05	35,13	33,71
CaO . . .	2,31	8,33	2,96	4,12	1,75	2,78	0,73	5,82
MgO . .	1,44	0,75	0,98	0,76	1,80	1,47	3,21	0,74
MnO . .	2,73	7,34	7,12	6,14	4,39	6,62	3,70	1,94
	100,06	97,77	100,78	101,56	102,83	100,56	101,93	100,77
Si	5,840	5,705	5,964	6,035	6,031	6,053	5,837	5,697
Al	0,160	0,295	0,036	—	—	—	0,163	0,303
Al	3,901	3,952	3,776	4,057	4,026	3,871	4,022	4,011
Fe	4,998	3,520	4,612	4,134	4,596	4,342	4,662	4,504
Ca	0,402	1,480	0,523	0,702	0,295	0,482	0,124	0,995
Mg	0,349	0,190	0,237	0,180	0,422	0,354	0,764	0,175
Mn	0,376	1,030	0,978	0,828	0,585	0,908	0,497	0,262
Alm. . . .	81,60	56,60	72,70	70,80	77,90	71,30	77,10	75,90
Gros. . .	6,60	23,80	8,20	12,00	5,00	7,90	2,10	16,80
Pir. . . .	5,70	3,00	3,70	3,10	7,20	5,90	12,60	2,90
Espes. .	6,10	16,60	15,40	14,10	9,90	14,90	8,20	4,40

CUADRO 7 (Continuación)

	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂ . . .	35,74	38,45	37,18	35,91	37,17	37,00	35,82	35,74
Al ₂ O ₃ . .	22,28	21,88	21,18	21,47	19,88	20,86	22,96	19,55
FeO . . .	36,53	32,41	34,90	29,02	36,53	32,24	37,98	34,25
CaO . . .	3,89	5,58	4,64	3,99	1,58	0,56	1,68	1,26
MgO . . .	1,25	0,84	1,41	0,87	1,83	1,61	0,93	3,93
MnO . . .	0,73	3,26	3,21	8,61	3,55	8,13	2,54	5,35
	100,42	102,42	102,52	99,87	100,54	100,40	101,91	100,08
Si	5,794	6,045	5,880	5,859	6,051	6,012	5,758	5,831
Al	0,206	—	0,120	0,141	—	—	0,242	0,169
Al	4,050	4,053	3,826	3,986	3,814	3,994	4,107	3,588
Fe	4,951	4,260	4,615	3,958	4,971	4,379	5,104	4,671
Ca	0,675	0,940	0,785	0,696	0,275	0,097	0,289	0,219
Mg	0,302	0,196	0,331	0,210	0,443	0,389	0,222	0,954
Mn	0,099	0,433	0,429	1,188	0,489	1,119	0,346	0,738
Alm. . . .	82,10	73,10	74,90	65,40	80,50	73,20	85,60	71,00
Gros. . . .	11,20	16,10	12,70	11,50	4,40	1,60	4,90	3,30
Pir. . . .	5,00	3,40	5,40	3,50	7,20	6,50	3,70	14,50
Espes. . .	1,70	7,40	7,00	19,60	7,90	18,70	5,80	11,20

CUADRO 8

Análisis químicos de granates del sector oriental (conjunto del cristal)

	1 (*)	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ . . .	38,41	37,36	36,51	36,17	36,94	38,20	38,85	35,70
Al ₂ O ₃ . .	20,22	20,64	20,60	20,40	19,50	23,13	19,86	19,94
FeO . . .	36,90	36,53	39,62	38,16	36,03	40,11	37,52	37,06
CaO . . .	3,54	4,69	1,37	1,37	1,31	1,62	1,47	1,35
MgO . . .	0,75	1,15	1,25	1,19	2,27	1,69	2,60	1,38
MnO . . .	1,52	1,90	1,58	1,62	1,42	1,89	1,86	1,66
	101,34	102,27	100,93	98,91	97,47	106,64	102,16	97,09
Si	6,157	5,969	5,947	5,986	6,132	5,847	6,165	6,006
Al	—	0,031	0,053	0,014	—	0,153	—	—
Al	3,827	3,863	3,909	3,972	3,822	4,027	3,721	3,961
Fe ²⁺ . . .	4,953	4,887	5,404	5,288	5,008	5,140	4,980	5,221
Ca	0,608	0,803	0,238	0,242	0,233	0,265	0,248	0,243
Mg	0,180	0,274	0,304	0,294	0,562	0,386	0,612	0,347
Mn	0,204	0,256	0,217	0,225	0,198	0,243	0,248	0,325
Alm. . . .	83,40	78,60	87,70	87,40	83,40	85,20	81,80	86,40
Gros. . . .	10,20	12,90	3,90	4,00	3,90	4,40	4,10	4,00
Pir. . . .	3,00	4,40	4,90	4,90	9,40	6,40	10,00	5,70
Espes. . .	3,40	4,10	3,50	3,70	3,30	4,00	4,10	3,90

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 1.

CUADRO 8 (Continuación)

	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	36,29	34,36	36,40	37,06	38,06	38,70	37,43
Al ₂ O ₃	20,84	21,66	19,70	21,52	21,79	23,24	22,15
FeO	37,68	31,77	40,28	33,47	33,33	31,31	35,89
CaO	1,54	6,34	1,26	1,58	1,40	5,42	3,63
MgO	1,41	1,40	0,99	1,33	2,92	1,86	2,00
MnO	1,87	3,11	1,65	2,68	1,94	4,52	2,22
	99,63	98,64	100,28	97,64	99,44	105,05	103,32
Si	5,951	5,676	5,999	6,084	6,085	5,909	5,876
Al	0,049	0,324	0,001	—	—	0,091	0,127
Al	3,985	3,901	3,832	4,171	4,113	4,098	3,981
Fe ²⁺	5,173	4,394	5,558	4,601	4,461	4,003	4,717
Ca	0,271	1,138	0,222	0,278	0,240	0,887	0,611
Mg	0,345	0,345	0,243	0,325	0,697	0,424	0,469
Mn	0,258	0,433	0,229	0,371	0,261	0,581	0,293
Alm.	85,50	69,60	88,90	82,60	78,80	67,90	77,50
Gros.	4,50	18,00	3,50	4,90	4,20	15,00	10,00
Pir.	5,70	5,50	3,90	5,80	12,30	7,20	7,70
Espes.	4,30	6,90	3,70	6,70	4,60	9,90	4,80

CUADRO 8 (Continuación)

	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	39,30	37,26	36,13	35,58	35,48	38,01	36,76
Al ₂ O ₃	21,68	20,31	22,12	22,74	22,28	21,49	20,64
FeO	30,05	33,28	36,01	34,59	35,62	34,79	34,93
CaO	4,75	2,22	1,05	4,25	2,95	3,29	3,56
MgO	1,22	1,33	2,82	1,88	1,24	1,33	1,56
MnO	5,39	4,54	4,31	2,50	0,62	1,61	1,42
	102,39	98,94	102,44	101,54	98,19	100,52	98,87
Si	6,143	6,102	5,759	5,698	5,841	6,079	6,016
Al	—	—	0,241	0,302	0,159	—	—
Al	3,998	3,927	3,922	3,997	4,172	4,058	3,988
Fe ²⁺	3,936	4,563	4,806	4,638	4,910	4,658	4,786
Ca	0,791	0,390	0,180	0,729	0,521	0,564	0,624
Mg	0,282	0,325	0,671	0,449	0,304	0,317	0,380
Mn	0,706	0,626	0,579	0,338	0,085	0,217	0,195
Alm.	68,90	77,30	77,00	75,40	84,40	80,90	80,00
Gros.	13,80	6,60	2,90	11,80	8,90	9,80	10,40
Pir.	4,90	5,50	10,80	7,30	5,20	5,50	6,30
Espes.	12,40	10,60	9,30	5,50	1,50	3,80	3,30

CUADRO 8 (Continuación)

	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	36,06	37,38	36,51	35,91	35,99	38,10	34,83
Al ₂ O ₃	21,17	20,06	20,67	22,43	20,36	23,62	23,56
FeO	32,65	36,02	36,61	41,01	35,91	28,69	36,86
CaO	2,91	2,39	1,42	1,45	1,01	3,60	1,92
MgO	0,91	1,80	1,68	1,97	1,37	1,50	2,56
MnO	6,21	2,65	4,20	1,54	6,84	7,40	2,24
	99,91	100,30	101,09	104,31	101,48	102,91	101,97
Si	5,901	6,065	5,927	5,682	5,876	5,923	5,572
Al	0,099	—	0,073	0,318	0,124	0,077	0,428
Al	3,991	3,842	3,888	3,782	3,801	4,258	4,022
Fe ²⁺	4,474	4,893	4,976	5,433	4,909	3,734	4,938
Ca	0,510	0,415	0,246	0,246	0,176	0,599	0,329
Mg	0,222	0,436	0,407	0,465	0,333	0,348	0,611
Mn	0,857	0,363	0,575	0,205	0,941	0,970	0,302
Alm.	73,80	80,10	80,20	85,60	77,20	66,10	79,90
Gros.	8,40	6,80	4,00	3,90	2,80	10,60	5,30
Pir.	3,70	7,10	6,50	7,30	5,20	6,10	9,90
Espes.	14,10	5,90	9,30	3,20	14,80	17,20	4,90

CUADRO 9

Análisis químicos de los granates del sector central

	2 (*)	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ ...	41,68	40,60	36,57	38,41	37,73	38,15	36,27	38,39
Al ₂ O ₃ . .	18,41	19,59	21,66	22,28	20,82	22,84	21,34	21,62
FeO ...	43,09	43,71	25,62	38,24	34,40	33,34	40,16	38,02
CaO ...	0,82	0,60	0,91	0,66	2,10	0,42	0,39	0,92
MgO . .	0,70	0,22	2,39	1,12	1,68	1,02	1,15	4,36
MnO . .	2,19	0,78	15,03	4,36	6,59	7,76	2,74	0,78
	106,89	105,50	102,18	105,07	103,32	103,53	102,05	104,09
Si	6,422	6,321	5,846	5,972	5,981	5,979	5,868	5,942
Al	—	—	0,154	0,028	0,019	0,021	0,132	0,058
Al	3,347	3,601	3,935	4,062	3,876	4,204	3,943	3,897
Fe ²⁺ ...	5,559	5,693	3,429	4,974	4,563	4,373	5,439	4,925
Ca . . .	0,288	0,103	0,154	0,571	0,353	0,066	0,068	0,149
Mg . . .	0,158	0,047	0,568	0,262	0,401	0,236	0,273	1,007
Mn . . .	0,130	0,113	2,023	0,112	0,878	1,029	0,370	0,103
Alm. . .	90,68	95,50	55,50	84,02	73,70	76,70	88,50	79,70
Gros. . .	4,70	1,70	2,50	9,65	5,70	1,10	1,10	2,40
Pir. . . .	2,58	0,80	9,20	4,43	6,40	4,10	4,40	16,20
Espes. .	2,12	2,00	32,80	1,90	14,20	18,10	6,00	1,70

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 3.

CUADRO 9 (Continuación)

	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	37,02	38,71	38,66	35,21	38,40	36,93	35,53
Al ₂ O ₃	20,90	23,86	21,80	21,66	23,00	20,00	22,72
FeO	33,87	31,53	35,97	36,31	36,41	36,07	37,54
CaO	1,00	1,18	1,04	2,93	0,78	0,76	0,84
MgO	1,20	1,43	2,66	2,63	4,69	2,22	4,27
MnO	5,43	8,41	1,52	0,69	0,81	5,45	1,08
	99,42	105,12	101,65	99,43	104,09	101,43	101,98
Si	6,050	5,934	6,088	5,755	5,887	5,980	5,650
Al	—	0,066	—	0,245	0,113	0,020	0,350
Al	4,033	4,262	4,053	3,935	4,051	3,804	3,916
Fe ²⁺	4,634	4,067	4,742	4,970	4,674	4,890	4,999
Ca	0,175	0,194	0,175	0,513	0,127	0,132	0,143
Mg	0,292	0,327	0,625	0,642	1,074	0,536	1,014
Mn	0,748	1,087	0,201	0,094	0,104	0,744	0,145
Alm.	79,20	71,60	82,60	79,90	78,20	77,60	79,30
Gros.	3,00	3,40	3,00	8,20	2,10	2,10	2,30
Pir.	5,00	5,80	10,90	10,30	18,00	8,50	16,10
Espes.	12,80	19,20	3,50	1,50	1,70	11,80	2,30

CUADRO 10

Análisis químicos de granates del sector occidental

	1 (*)	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,64	36,56	40,26	37,15	35,54	38,08
Al ₂ O ₃	20,60	22,99	22,25	23,30	20,79	21,59
FeO	28,17	26,65	31,63	31,42	24,25	26,24
CaO	2,69	3,46	2,29	2,32	1,48	0,92
MgO	1,62	1,71	1,45	1,11	2,48	1,94
MnO	8,90	8,29	7,71	8,61	12,04	16,22
	98,62	99,66	105,59	103,91	96,58	104,99
Si	6,017	5,873	6,134	5,817	5,938	5,937
Al	—	0,127	—	0,183	0,062	0,063
Al	3,994	4,234	4,002	4,125	4,039	3,912
Fe ²⁺	3,873	3,585	4,035	4,119	3,392	3,426
Ca	0,473	0,595	0,373	0,389	0,265	0,153
Mg	0,397	0,410	0,329	0,259	0,619	0,452
Mn	1,233	1,123	0,990	1,137	1,696	2,132
Alm.	64,82	62,75	70,44	69,77	56,80	55,59
Gros.	7,91	10,42	6,52	6,58	4,43	2,48
Pir.	6,64	7,18	5,75	4,39	10,37	7,33
Espes.	20,63	19,65	17,29	19,25	28,40	34,60

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 5.

En los Cuadros 7 y 8 se recogen los análisis químicos de los granates del sector oriental (valores del centro y del conjunto del cristal, respectivamente), y en los Cuadros 9 y 10 los de los sectores central y occidental (valores del conjunto del cristal). En la figura 34 se ha representado la composición molecular de todos los granates analizados, y en las figuras 35, 36, 37 y 38 la de los granates de los sectores oriental (valores del centro y del conjunto del cristal), central y occidental, respectivamente, utilizando en cada una de ellas diferentes símbolos para las distintas zonas metamórficas establecidas.

Puesto que normalmente los granates presentan una gradual variación de composición centro-borde, en cada cristal se han realizado, para cada elemento, un cierto número de determinaciones —proporcional a las dimensiones del grano— y a partir del valor medio de éstas, se ha calculado la composición del conjunto del cristal. Los valores centro —únicamente realizados en los granates del sector oriental— se han calculado a partir

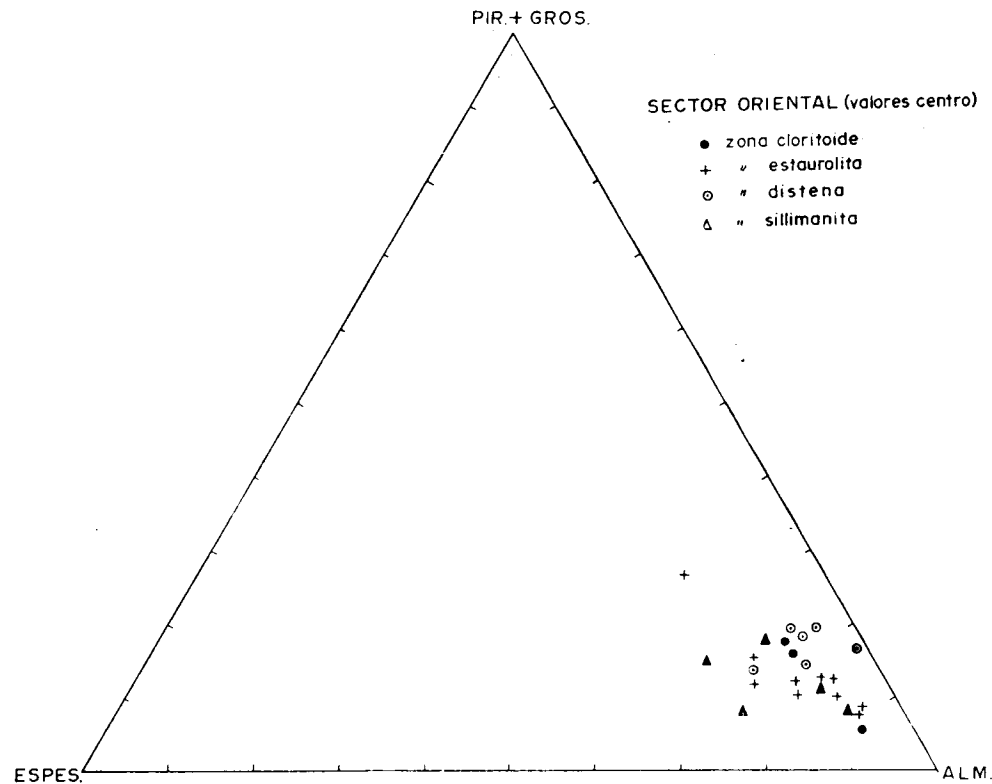


Fig. 35.—Composición molecular de granates del sector oriental (valores centro del cristal).

de un reducido número de determinaciones en una pequeña zona en torno al centro geométrico del cristal. Para paliar el efecto de corte, siempre se ha analizado el cristal de mayores dimensiones de la lámina delgada. Por otra parte, en todos los granates analizados se han realizado traverses borde-centro-borde para Mg, Fe, Mn y Ca —y en algunos casos también para Si y Al.

En los granates del sector oriental la molécula dominante es la de almandino (66,1-88,9 por 100), estando los porcentajes de las otras moléculas comprendidos entre 18,0-2,8 por 100 (grosularia), 3,0-12,3 por 100 (piropo) y 1,5-17,2 por 100 (espesartina). En general, los granates de las zonas del cloritoide y de la estaurolita tienen un contenido de espesartina muy uniforme (< 5 por 100) —y relativamente variable el de los restantes componentes—, mientras que los de las zonas de la distena y de la sillimanita presentan un notable enriquecimiento en espesartina, compensado por un decrecimiento en almandino (Fig. 36).

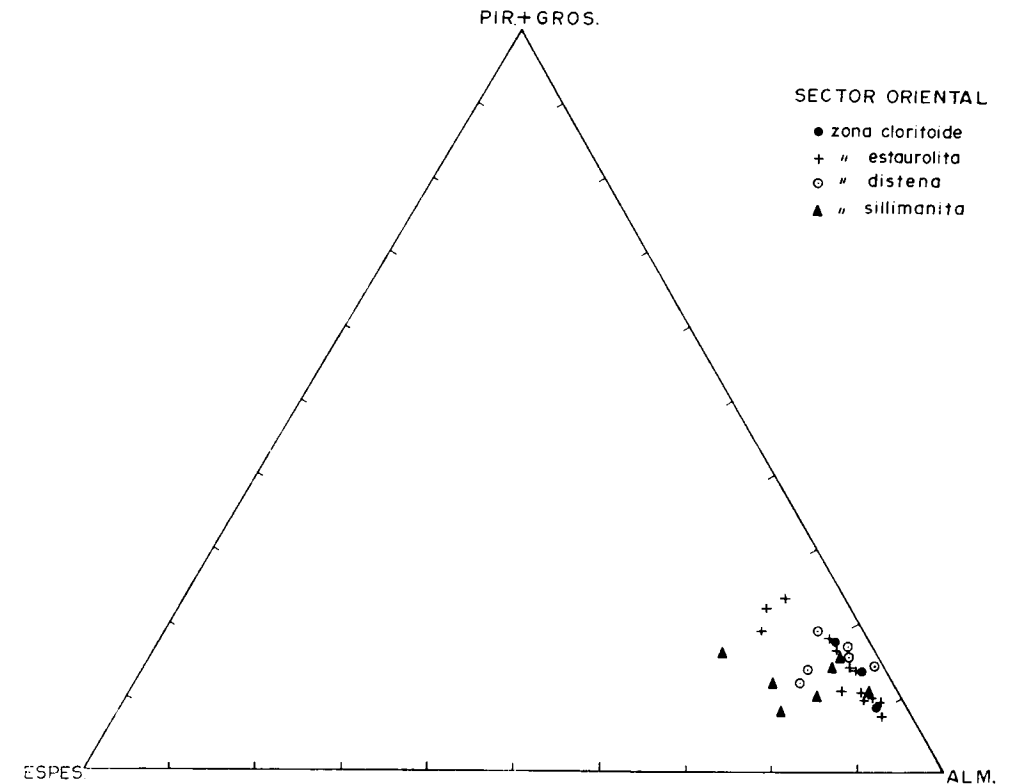


Fig. 36.—Composición molecular de granates del sector oriental (valores conjunto del cristal).

Fig. 37.—Composición molecular de granates del sector central.

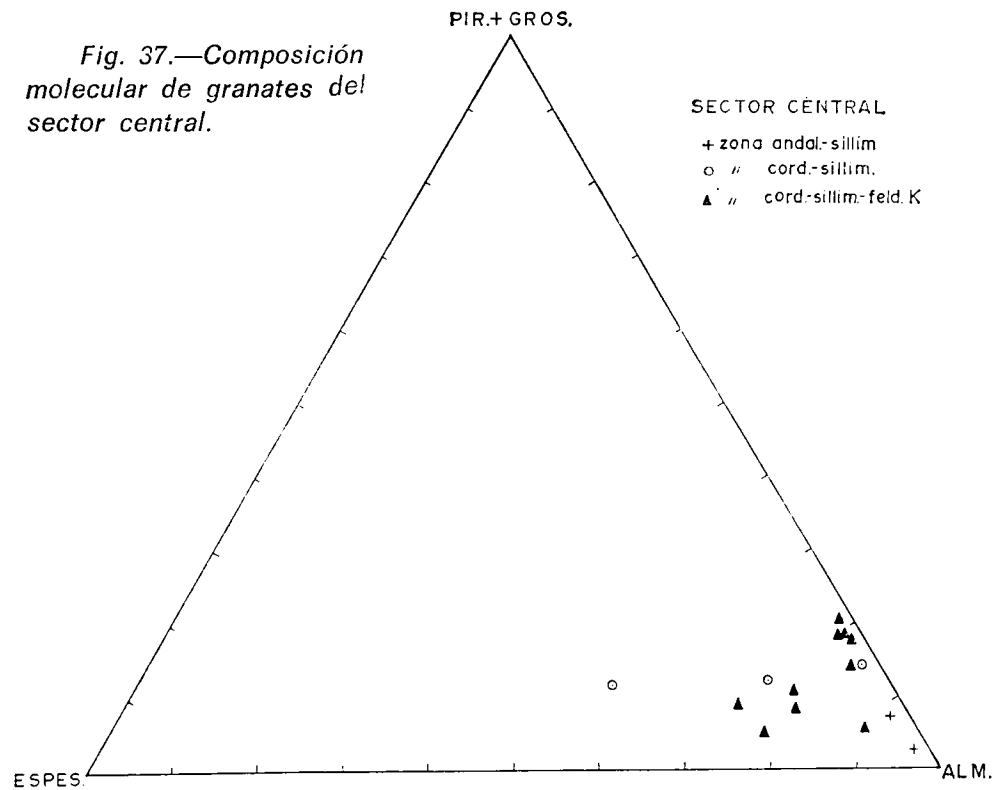
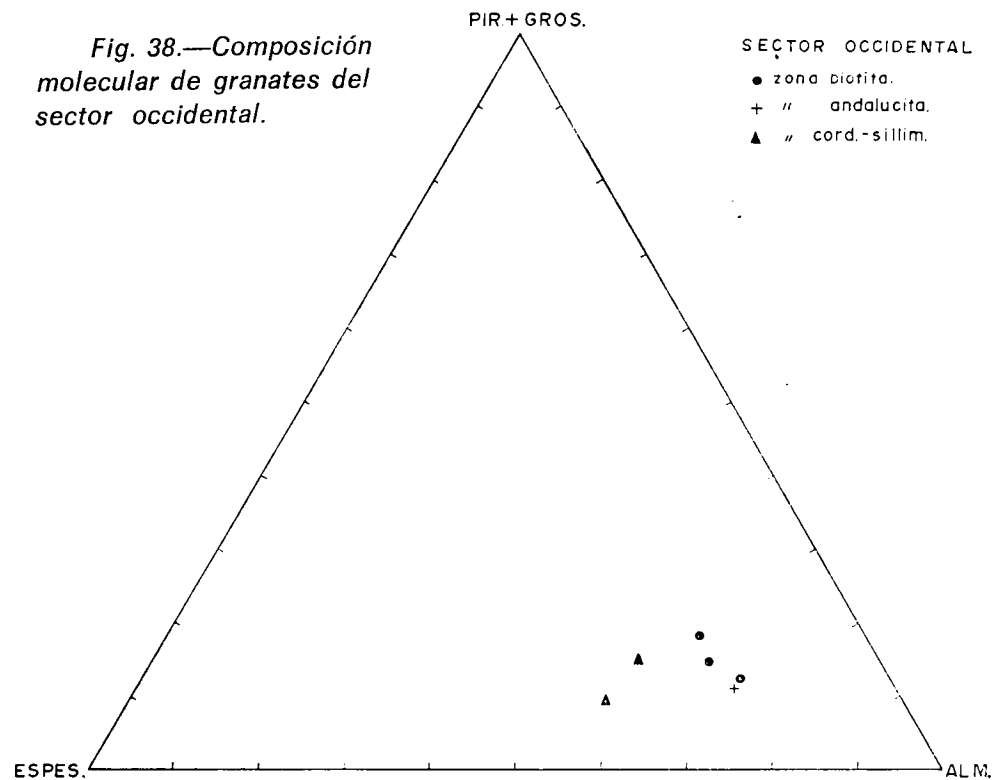


Fig. 38.—Composición molecular de granates del sector occidental.



Si se comparan estos resultados con los valores correspondientes al centro, se observa en general un enriquecimiento en MnO y CaO y un empobrecimiento en FeO y MgO en estos últimos (Fig. 35).

Los granates del sector central también son predominantemente almandínicos, aunque, en general, presentan un mayor enriquecimiento en MnO que los del sector oriental (Fig. 37). En este caso, los porcentajes extremos de los diferentes componentes moleculares son: almandino, 55,5-95,5 por 100; grosularia, 1,1-9,6 por 100; piropo, 0,8-18,0 por 100, y espesartina, 1,5-32,8 por 100.

Por último, los granates del sector occidental son los más ricos en espesartina (17,3-34,6 por 100) —y por consiguiente, los más empobrecidos en almandino (55,7-70,4 por 100)—, manteniéndose los porcentajes de CaO y MgO relativamente constantes (Fig. 38).

Atendiendo a las curvas de distribución borde → centro → borde (criptozonación), pueden distinguirse los siguientes tipos de granates en la Sierra de Guadarrama:

- Tipo a) Normales: los contenidos en Mn y Ca disminuyen, y los de Mg y Fe aumentan, desde el centro al borde del cristal (Fig. 39). Las curvas de distribución de Mn y Fe son perfectamente graduales, en tanto que las correspondientes al Ca y al Mg presentan numerosas irregularidades en algunos casos. Por lo que respecta a la distribución del Mn, la curvatura varía de unos cristales a otros (Fig. 40), e incluso dentro de una misma lámina delgada, debiéndose en este caso el mayor o menor aplanamiento de la curva al efecto de corte, si todos los granates corresponden al mismo período de blastesis.
- Tipo b) Enriquecidos en Mn en el borde más externo del cristal. La mayor parte del cristal conserva una distribución de Mn, Fe, Ca y Mg similar a la del tipo a), pero en la zona más periférica del mismo —del orden de las 30 μ — aumenta el porcentaje de Mn, superando en algunos cristales el valor correspondiente al centro del mismo, y disminuyen los de Fe y Mg (Figs. 41 y 42).
- Tipo c) Inversos: el contenido en Mn —y menos evidentemente el de Ca— aumenta, y los de Mg y Fe disminuyen desde el centro al borde del cristal (Fig. 43). En algunos cristales esta variación sólo se observa en la periferia del cristal, siendo la zona central prácticamente homogénea.
- Tipo d) Homogéneos: sin variaciones de concentración de cualquiera de los elementos considerados entre las distintas zonas del cristal (Fig. 44).

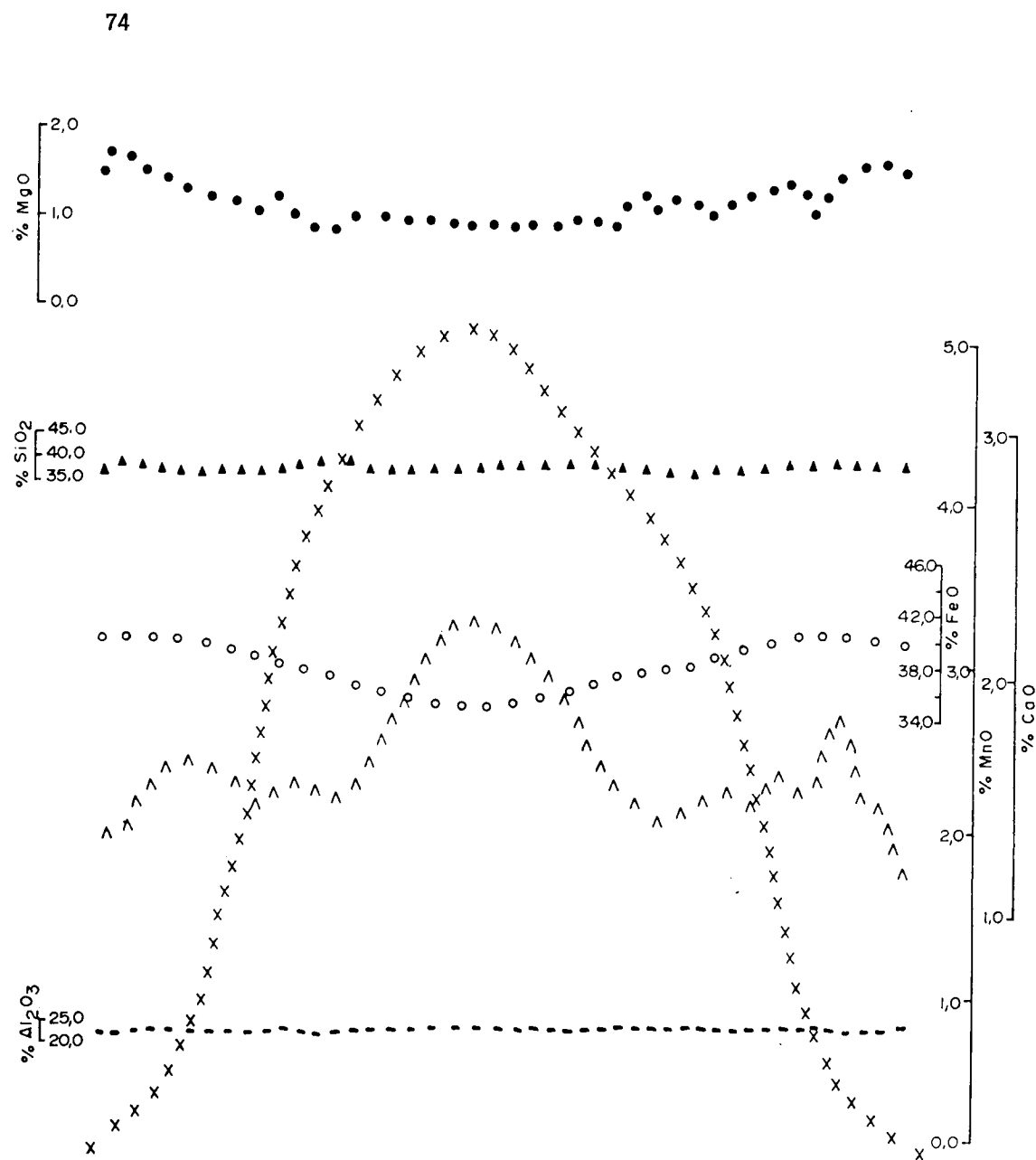


Fig. 39.—(36.328 I.L.M.). Curvas de distribución borde-centro-borde de Mg, Al, Si, Ca, Mn y Fe en un granate interfase de la zona de la estaurólita (sector oriental).

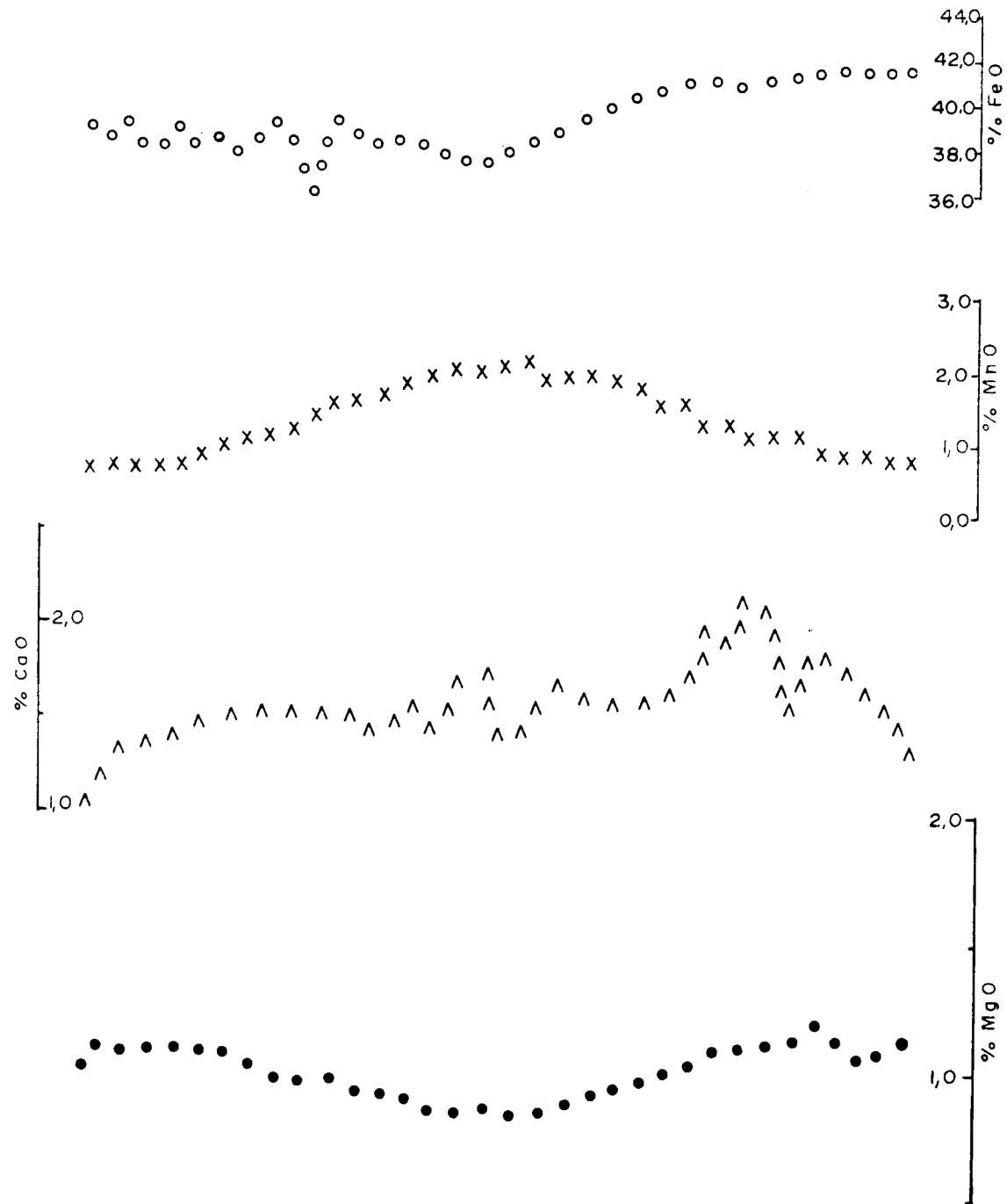


Fig. 40.—(37.117 I.L.M.). Curvas de distribución borde-centro-borde de Mg, Ca, Mn y Fe en un granate interfase de la zona de la estaurólita (sector oriental).

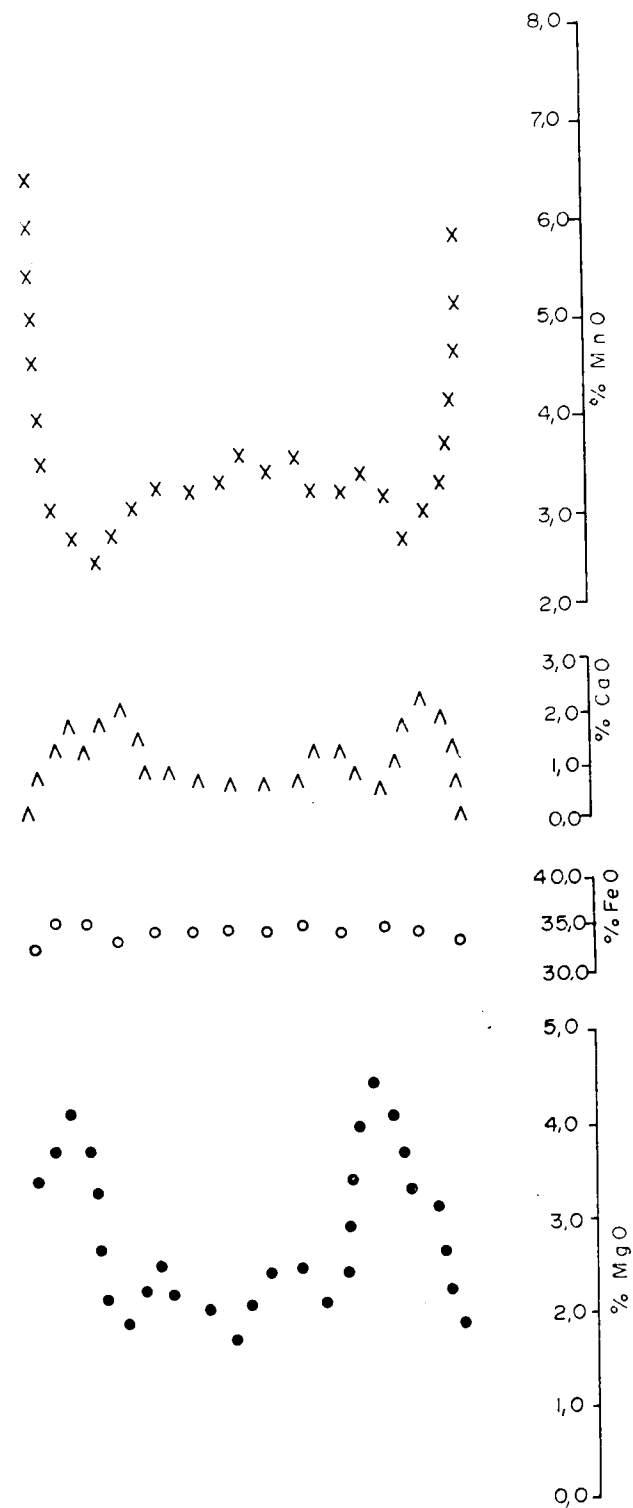


Fig. 41.—(37.074 I.L.M.). Curvas de distribución borde-centro-borde de Mg, Ca, Mn y Fe en un granate de la zona de la distena (sector oriental).

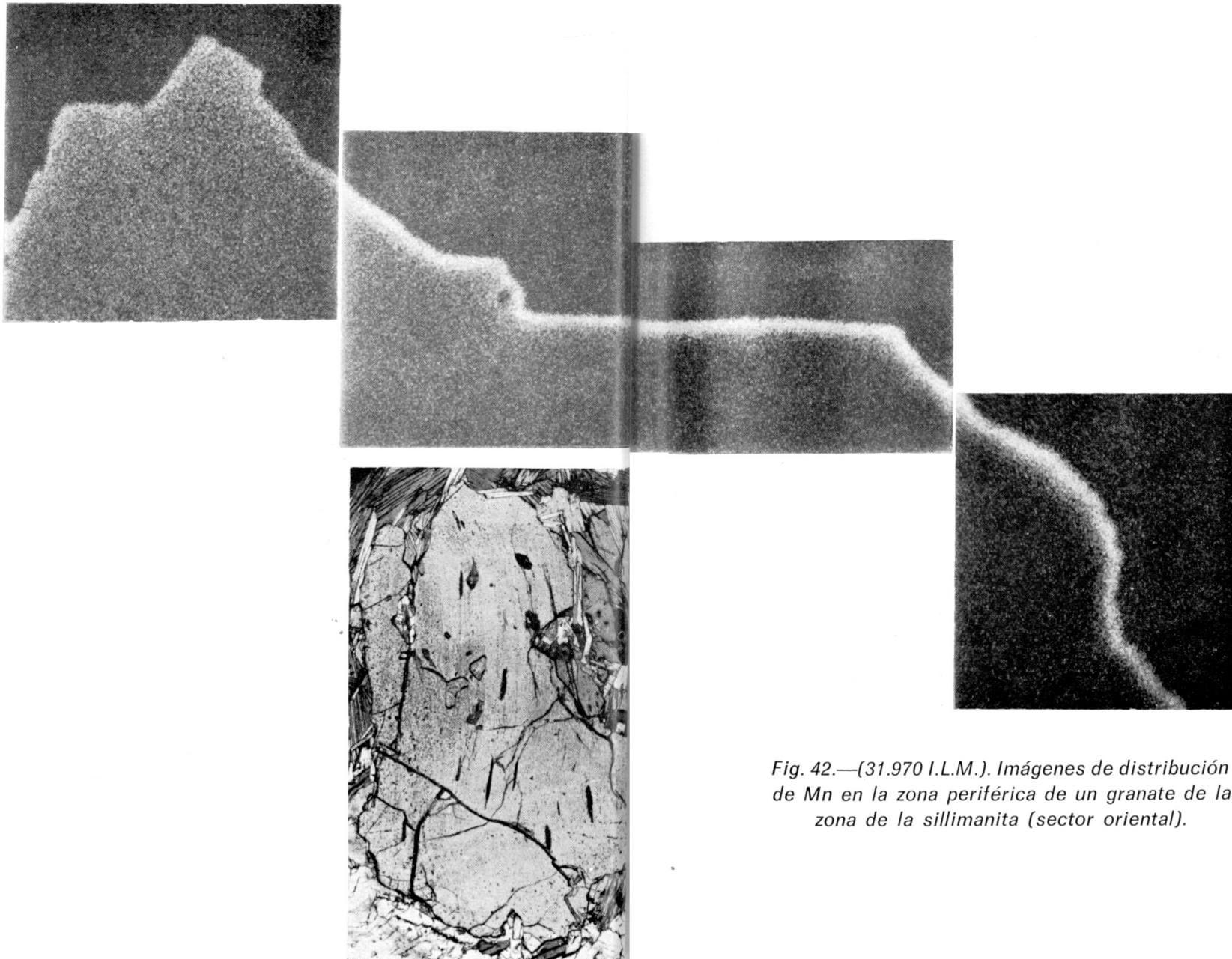


Fig. 42.—(31.970 I.L.M.). Imágenes de distribución de Mn en la zona periférica de un granate de la zona de la sillimanita (sector oriental).

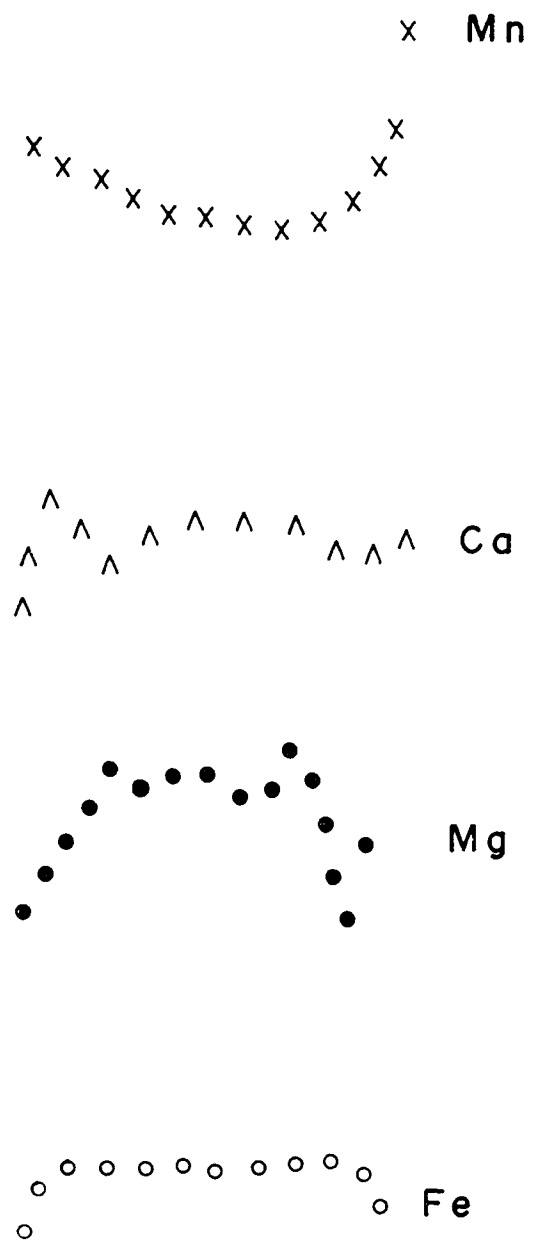


Fig. 43.—(34.809 I.L.M.). Curvas de distribución borde-centro-borde de Mg, Ca, Mn y Fe en un granate de la zona de la cordierita-sillimanita (sector central).

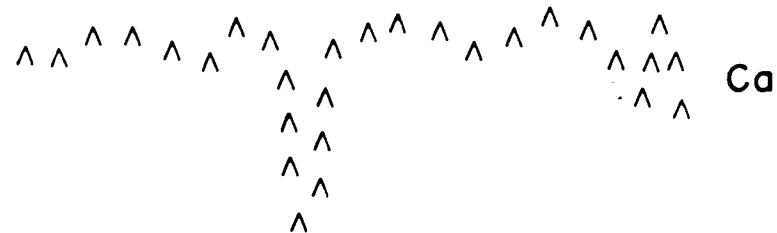
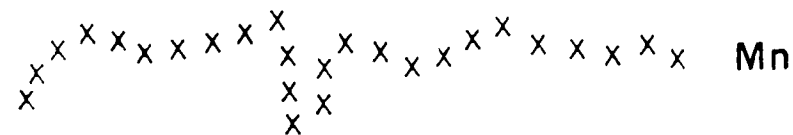


Fig. 44.—(36.503 I.L.M.). Curvas de distribución borde-centro-borde de Mg, Ca, Mn y Fe en un granate de la zona de la andalucita-sillimanita (sector central).

Los granates de las zonas del cloritoide y estauroлита del sector oriental presentan zonado normal, mientras que los de la zona de la biotita del sector occidental muestran un ligero enriquecimiento en Mn en el borde del cristal, el cual pasa a ser muy marcado en los granates de las zonas de la distena y sillimanita del sector oriental y de la andalucita del sector occidental; por último, los granates del sector central y los de la zona de mayor intensidad de metamorfismo del sector occidental presentan zonado inverso o son prácticamente homogéneos.

Discusión de los resultados

Con la utilización de las técnicas de microanálisis puntual, diversos autores (BANNO, 1965; DE BETHUNE et al., 1965, 1968; ATHERTON y EDMUNDS, 1966; CRAWFORD, 1966; HARTE y HENLEY, 1966; HOLLISTER, 1966, 1969; BROWN, 1967; LEAKE, 1967; ATHERTON, 1968; BIZOUARD et al., 1970; EDMUNDS y ATHERTON, 1971; FEDUKOVA y VEJNAR, 1971; MULLER y SCHNEIDER, 1971; GRANT y WEIBLEN, 1971; PIERI y GALETTI, 1972; BIRK, 1973; MIYASHIRO y SHIDO, 1973; LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO, 1974, y LOPEZ RUIZ et al., 1974) han puesto de manifiesto la existencia de diversos tipos de zonación en los granates de rocas metamórficas e ígneas.

De acuerdo con HOLLISTER (1966) y ATHERTON (1968), la zonación normal (tipo a) es una característica intrínseca al mecanismo de crecimiento de los granates y se origina por la tendencia que tiene el Mn^{2+} , y en menor proporción el Ca^{2+} , a entrar preferentemente en la estructura de este mineral frente a cualquier otra fase que esté cristalizando simultáneamente. Como consecuencia de esta tendencia, al continuar el crecimiento del granate, el medio, inicialmente pobre sobre todo en MnO , irá quedando progresivamente empobrecido en este elemento, por lo que la composición del granate será cada vez menos manganesífera (y cálcica) y más férrico-magnésica, para así contrabalancear el empobrecimiento en aquellos elementos.

Aunque por lo que respecta al Mn, esta zonación puede explicarse por un proceso de segregación de este elemento desde la matriz (otras fases coexistentes) al granate en crecimiento, la forma que muy frecuentemente tiene la curva de distribución del Ca, sugiere además la influencia de otros factores, tales como variaciones en la velocidad de difusión de este catión y/o la aparición o desaparición de minerales cálcicos —plagioclasa y epi-

dota fundamentalmente— (HOLLISTER, 1966; HARTE y HENLEY, 1966; LEAKE, 1967; ATHERTON, 1968, etc.).

Granates del tipo *b* han sido citados por varios autores (p. e., CHINNER, 1962; DE BETHUNE et al., 1968; EDMUNDS y ATHERTON, 1971, y BIRK, 1973) en zonas que han experimentado un metamorfismo polifásico. El borde enriquecido en Mn representa la zona del cristal recrecida por un aumento brusco de temperatura (EDMUNDS y ATHERTON, 1971), o es la consecuencia de un proceso de reabsorción del granate debido a un cambio de las condiciones termodinámicas (descenso de presión y aumento de temperatura o descenso de presión únicamente) (CHINNER, 1962, y DE BETHUNE et al., 1968).

Si este cambio en las condiciones termodinámicas persiste durante un intervalo considerable de tiempo, el granate, presentará zonado inverso (tipo *c*) (GRANT y WEIBLEN, 1971; BIRK, 1973), para tender finalmente a su completa homogeneización (tipo *d*)

A priori, puede resultar contradictorio admitir que los granates del tipo *b* —y sobre todo los del tipo *c*— se han originado como consecuencia de la reestructuración interna experimentada por el cristal al cambiar las condiciones metamórficas, puesto que los granates que pudiéramos denominar «primarios», es decir, los originados bajo unas condiciones de temperatura constante o creciente (tanto en un proceso ígneo como metamórfico) presentan una zonación que implica ausencia de difusión interna. Sin embargo, puesto que en ningún caso existen evidencias para admitir un brusco incremento en el contenido de Mn de la roca, por aporte externo de este elemento o como consecuencia de la inestabilidad de algún mineral manganesífero (p. e., ilmenita), es preciso concluir que la fuente principal de Mn se encuentra en el propio granate y que la regresión de las condiciones metamórficas —la cual puede ponerse de manifiesto por la transformación parcial del granate en biotita, plagioclasa, sillimanita, clorita, etc., fases en las que pueden entrar todos los elementos del granate, excepto el Mn— es la responsable de los bordes enriquecidos en este último elemento y, si estas nuevas condiciones persisten, del zonado inverso.

De acuerdo con estas ideas y teniendo en cuenta los diferentes tipos de zonado que presentan los granates de la Sierra de Guadarrama, éstos se generaron en una primera etapa metamórfica, caracterizada por un gradiente geotérmico intermedio. Posteriormente tuvo lugar un descenso importante de la presión y un aumento de la temperatura, y bajo estas nuevas condiciones los granates (y otras fases minerales originadas durante la primera etapa, como, por ejemplo, estaurolita y distena) sufren un proceso de reabsorción —el cual queda evidenciado por el enriqueci-

miento en Mn en el borde del cristal, o, cuando el proceso ha sido intenso, por la existencia de zonado inverso—, al mismo tiempo que, según lo ya expuesto, se desarrollan, especialmente en los sectores central y occidental, las nuevas paragénesis actualmente predominantes.

Ahora bien, puesto que únicamente los granates de las zonas del cloritoide y estaurolita del sector oriental presentan zonado normal, esta segunda etapa de metamorfismo ha afectado a todo el conjunto metamórfico de la Sierra de Guadarrama, a excepción de los niveles epi-mesozonales del sector oriental.

En resumen, la zonación que presentan los granates de los sectores oriental, central y occidental de la Sierra de Guadarrama confirman la idea de las dos etapas de metamorfismo intuidas por GARCIA CACHO (1973), PEINADO (1973), FUSTER et al. (1974), y por los autores de este trabajo en los preliminares del mismo, la cual estaba basada: 1) En la aparición en el sector central y en los niveles profundos del sector occidental de granate, estaurolita y distena precinemáticos con respecto a F_2 y mostrando claros signos de inestabilidad; 2) en el amplio desarrollo en estos sectores de andalucita y cordierita, generadas durante o después de la segunda fase de deformación, cuyas condiciones de formación contrastan con las de los minerales anteriores, y 3) en la ausencia en las zonas profundas del sector oriental de minerales típicos de presión intermedia posteriores a F_2 , presentando los existentes efectos retrometamórficos evidentes.

* * *

Por lo que respecta a la composición de los granates, en un trabajo previo sobre los granates del sector oriental de la Sierra de Guadarrama, LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO (1974) pusieron de manifiesto la inexistencia de un control de la intensidad de metamorfismo, encontrándose, por el contrario, una cierta relación entre la composición de la roca huésped y la del granate.

A partir de los nuevos análisis de granates realizados se llega a la misma conclusión, puesto que en ninguno de los sectores considerados se observan las variaciones de composición establecidas por MIYASHIRO (1953, 1958), ENGEL y ENGEL (1960), STURT (1962), BANNO (1964), NANDI (1967), ATHERTON (1968), etc. En efecto, considerando la composición media de los granates de cada una de las zonas metamórficas de los distintos sectores (Cuadros 11, 12, 13 y 14) y representando estos valores

CUADRO 11

Composición química media de los granates del sector oriental
(centro del cristal)

	1	2	3	4
SiO ₂	37,29	36,90	36,87	36,33
Al ₂ O ₃	20,58	20,83	21,81	20,94
FeO	34,78	34,50	34,12	34,00
CaO	3,59	2,85	3,91	1,81
MgO	0,62	1,18	1,49	1,83
MnO	3,57	4,35	3,24	5,64
	100,43	100,61	101,44	100,55
Si	6,051	5,982	5,899	5,904
Al	—	0,018	0,101	0,096
Al	3,943	3,969	4,018	3,925
Fe ²⁺	4,722	4,678	4,569	4,631
Ca	0,626	0,498	0,665	0,313
Mg	0,147	0,283	0,357	0,441
Mn	0,489	0,596	0,434	0,773
Alm.	78,96	77,32	75,89	75,30
Gros.	10,46	8,23	11,04	5,08
Pir.	2,45	4,67	5,93	7,17
Espes.	8,17	9,85	7,20	12,56

1.—Zona cloritoide.
2.—Zona estaurolita.
3.—Zona distena.
4.—Zona sillimanita.

CUADRO 12

Composición química media de los granates del sector oriental
(conjunto del cristal)

	1	2	3	4
SiO ₂	37,43	37,19	36,54	36,40
Al ₂ O ₃	20,49	21,18	21,60	21,70
FeO	37,68	35,59	34,87	35,39
CaO	3,20	2,54	2,89	2,10
MgO	1,05	1,71	1,69	1,68
MnO	1,67	2,45	2,50	4,44
	101,52	100,66	100,09	101,71
Si	6,025	5,990	5,915	5,847
Al	—	0,010	0,085	0,153
Al	3,892	4,019	4,043	3,965
Fe ²⁺	5,082	4,802	4,729	4,763
Ca	0,553	0,436	0,497	0,358
Mg	0,252	0,407	0,409	0,407
Mn	0,223	0,329	0,341	0,600
Alm.	83,17	80,43	79,20	77,72
Gros.	9,05	7,30	8,31	5,84
Pir.	4,12	6,81	6,83	6,64
Espes.	3,65	5,51	5,70	9,80

1.—Zona cloritoide.
2.—Zona estaurolita.
3.—Zona distena.
4.—Zona sillimanita.

CUADRO 13

Composición química media de los granates del sector central

	1	2	3
SiO ₂	41,14	37,57	37,33
Al ₂ O ₃	19,09	22,25	21,97
FeO	43,40	32,75	35,92
CaO	0,71	1,22	1,03
MgO	0,46	1,73	2,56
MnO	1,48	8,66	3,47
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	106,28	104,18	102,28
Si	6,361	5,886	5,916
Al	—	0,114	0,084
Al	3,483	4,002	4,029
Fe ²⁺	5,616	4,296	4,765
Ca	0,121	0,208	0,172
Mg	0,102	0,406	0,602
Mn	0,214	1,142	0,458
Alm.	92,82	71,00	79,43
Gros.	2,00	3,43	2,88
Pir.	1,68	6,70	10,03
Espes.	3,53	18,87	7,63

- 1.—Zona andalucita-sillimanita.
 2.—Zona cordierita-sillimanita.
 3.—Zona cordierita-sillimanita-feldespató potásico.

CUADRO 14

Composición química media de los granates del sector occidental

	1	2	3
SiO ₂	37,82	37,15	36,81
Al ₂ O ₃	21,95	23,30	21,19
FeO	28,82	31,42	25,24
CaO	2,81	2,32	1,20
MgO	1,59	1,11	2,21
MnO	8,30	8,61	14,13
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	101,29	103,91	100,78
Si	6,031	5,817	5,938
Al	—	0,183	0,062
Al	4,076	4,125	3,974
Fe ²⁺	3,848	4,119	3,409
Ca	0,480	0,389	0,208
Mg	0,378	0,259	0,532
Mn	1,116	1,137	1,922
Alm.	66,12	69,77	56,15
Gros.	8,25	6,58	3,42
Pir.	6,49	4,39	8,77
Espes.	19,17	19,25	31,66

- 1.—Zona biotita.
 2.—Zona andalucita.
 3.—Zona cordierita-sillimanita.

frente a la intensidad de metamorfismo (Figs. 45, 46, 47 y 48) se observa, especialmente en los sectores oriental y occidental en los que mejor representados están los distintos niveles metamórficos, un aumento de MnO y una disminución de FeO y CaO, permaneciendo constante el porcentaje de MgO, al aumentar el grado metamórfico; es decir, una variación inversa a la establecida por los autores anteriormente citados.

Ahora bien, teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, este aumento en el contenido en MnO de los granates de las zonas más profundas, así como los relativamente altos porcentajes en este elemento de los granates de los sectores central y occidental, pueden ser atribuidos fundamentalmente a las transformaciones sufridas por los granates como consecuencia de la regresión metamórfica que, por lo que respecta a la presión, supuso la segunda etapa de metamorfismo. Sin embargo, a pesar de la eliminación de los granates que han sufrido retrometamorfismo, la variación de composición de los granates de las zonas del cloritoide y de la estaurolita del sector oriental no es coincidente con la establecida por los autores ya citados.

En nuestra opinión, de todos los factores que influyen sobre la composición de los granates, el quimismo de la roca huésped debe de jugar el papel más importante, puesto que en cierto modo condiciona a todos los demás. De acuerdo con esta idea, se han calculado los coeficientes de correlación entre SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MnO, MgO y CaO de los granates y de sus rocas huésped (Cuadro 15) y se han representado en diagramas rectangulares las concentraciones de aquellos elementos que presentan un elevado índice de correlación, con objeto de establecer los trends de variación (Figs. 49 a 54). Por las razones ya expuestas, para el cálculo de los coeficientes de correlación únicamente se han utilizado los datos correspondientes a las zonas del cloritoide y de la estaurolita del sector oriental.

De la inspección del Cuadro 15 y de las figuras 49 a 54 se deduce: 1) Que el porcentaje de MnO del granate es controlado por los contenidos en SiO_2 , Al_2O_3 y MgO de la roca huésped. Como era de esperar, dado la curva de distribución del Mn, la influencia del MnO de la roca huésped sobre el MnO del granate sólo queda patente cuando se considera la composición de la zona central del cristal; 2) los contenidos en Al_2O_3 y CaO de la roca —especialmente cuando este último supera el 1 por 100— condicionan el porcentaje de CaO del granate. El menor coeficiente de correlación entre el CaO de la roca y el del granate, cuando se consideran con respecto a este último los valores del centro del cristal, puede explicarse por la forma algo irregular de la curva de distribución del Ca en el granate, cuyo valor máximo puede, en algunos casos, no coincidir exactamente con el centro del cristal; 3) no se observa ninguna relación entre el contenido en MgO del granate y la composición de la roca huésped,

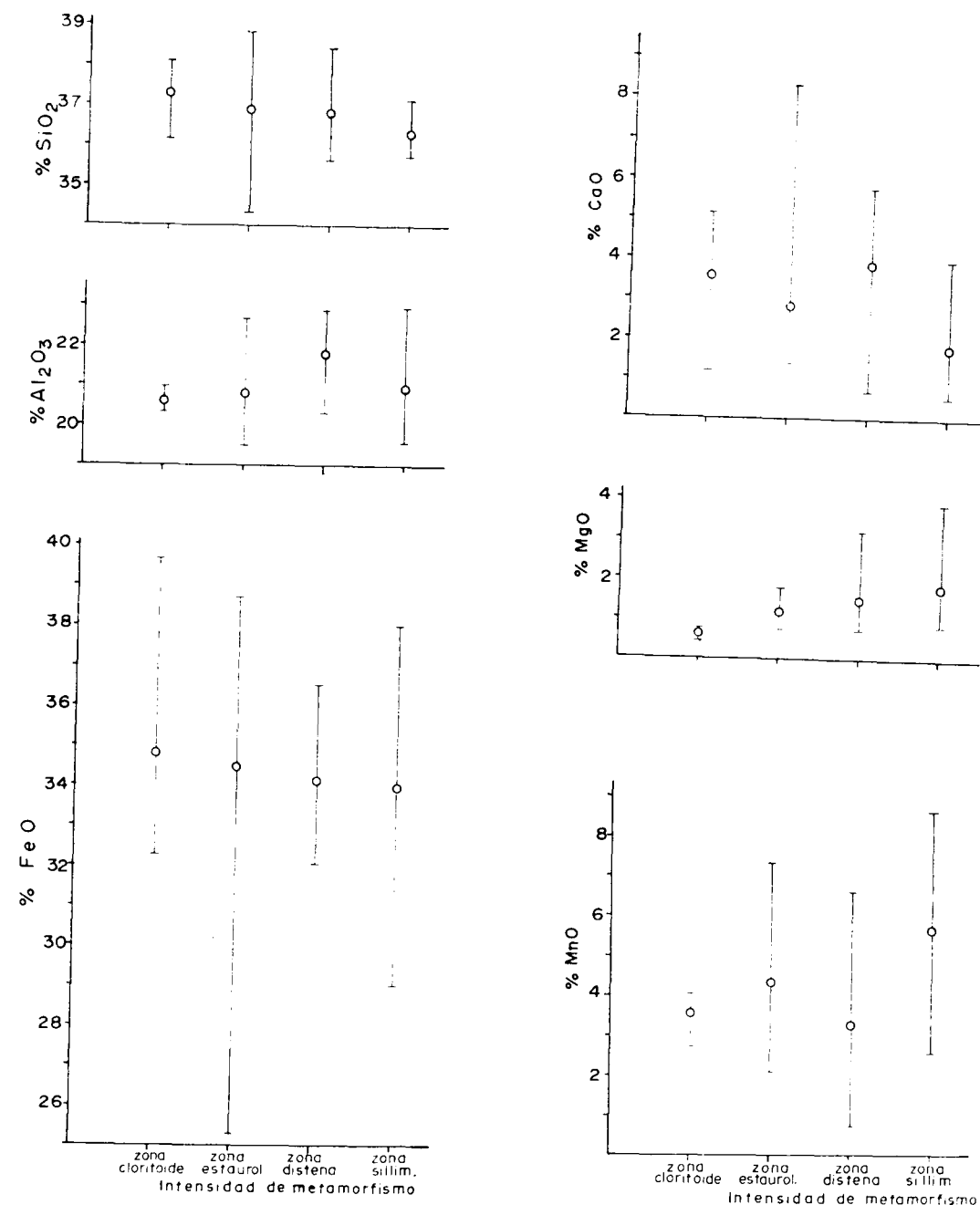


Fig. 45.—Relación entre la composición de los granates del sector oriental (valores centro del cristal) y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

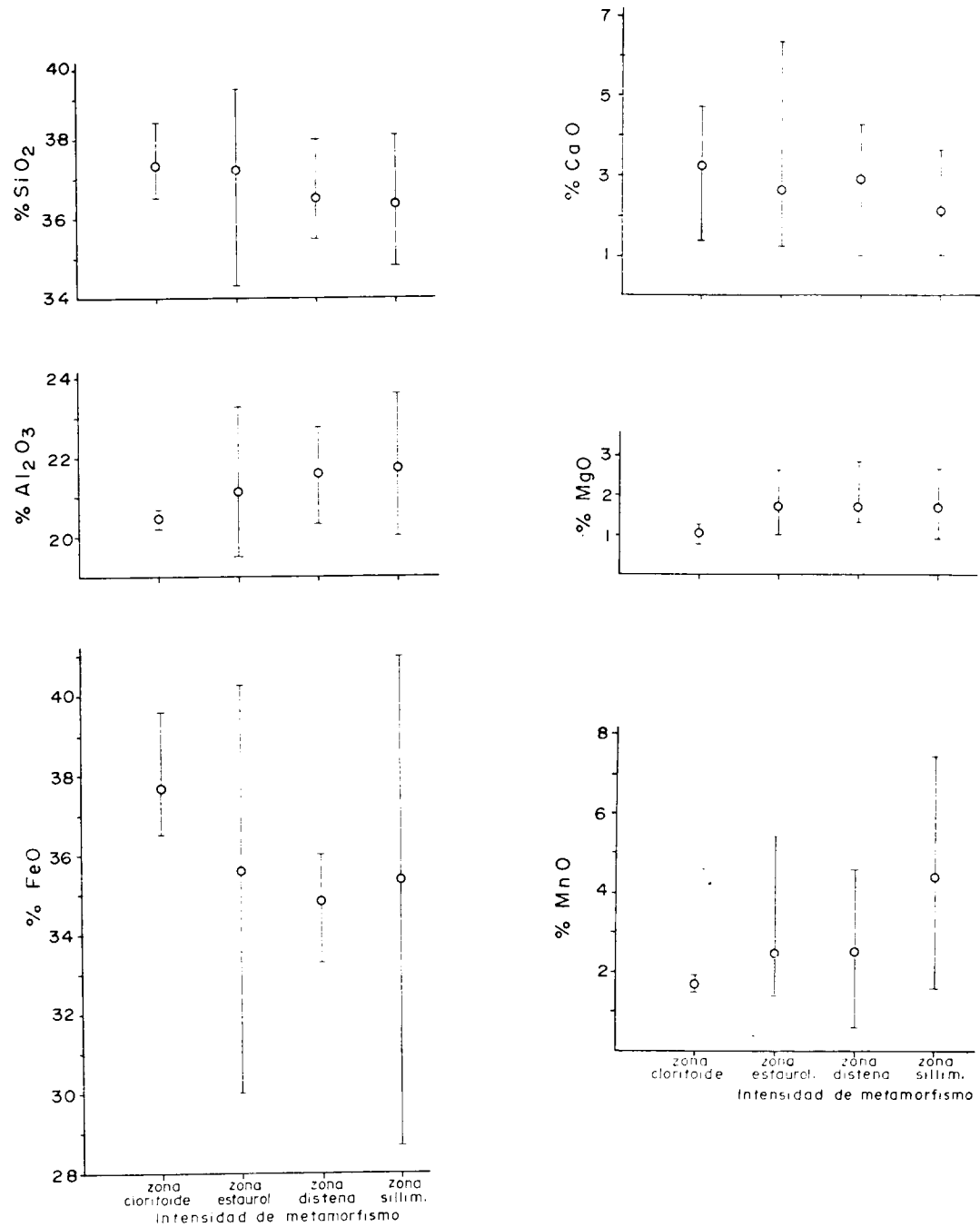


Fig. 46.—Relación entre la composición de los granates del sector oriental (valores conjunto del cristal) y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

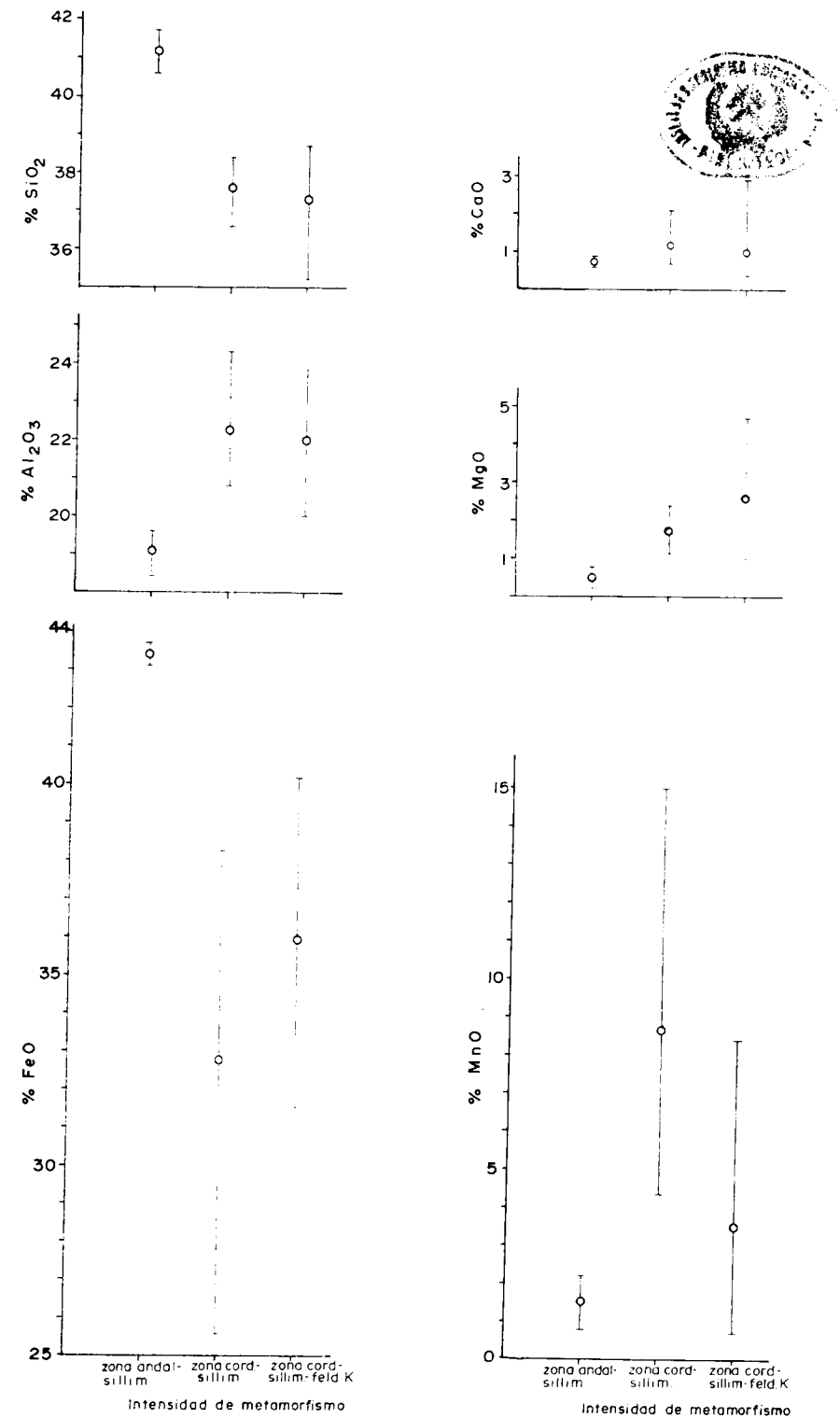


Fig. 47.—Relación entre la composición de los granates del sector central y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

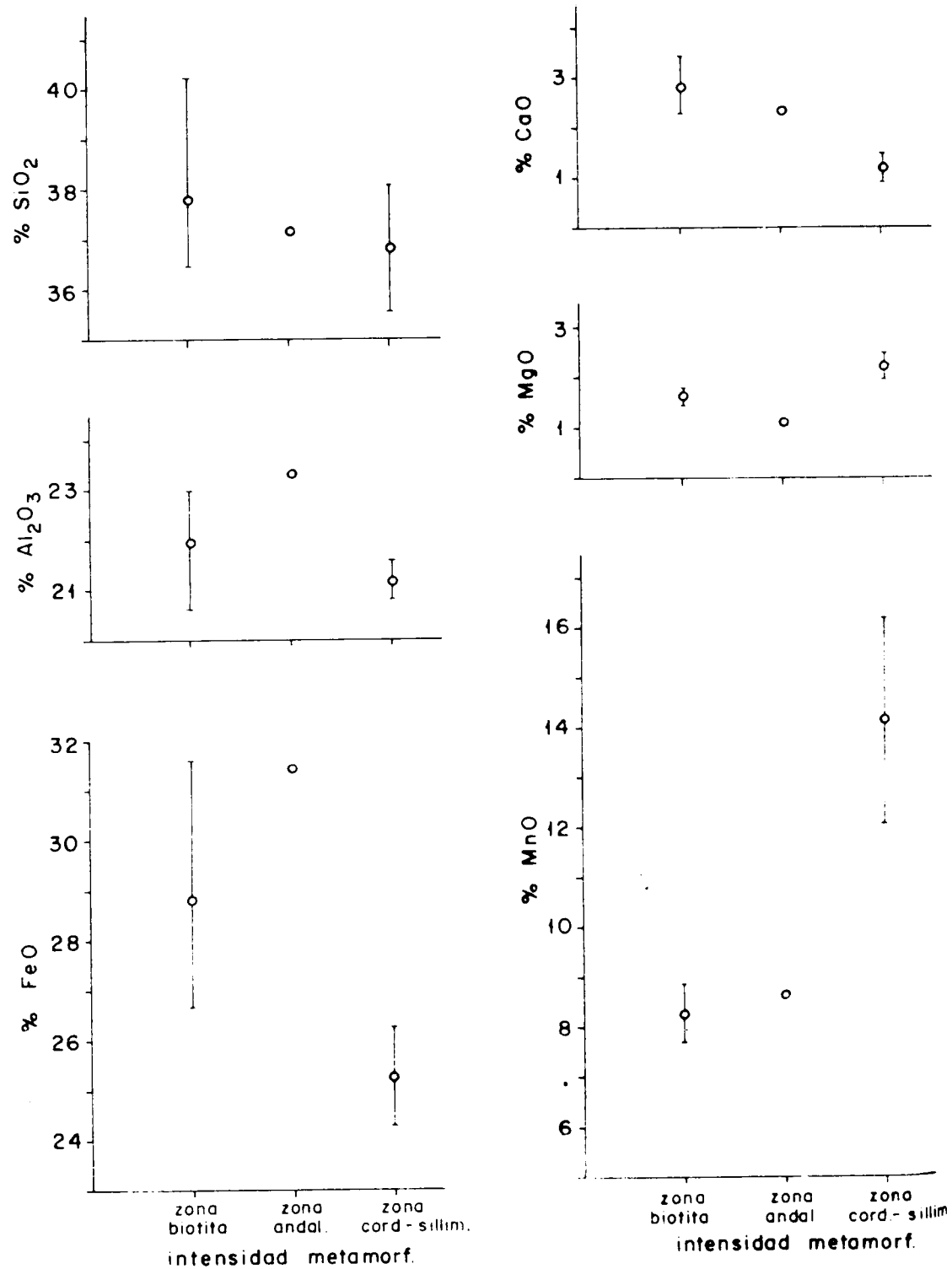


Fig. 48.—Relación entre la composición de los granates del sector occidental y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

CUADRO 15

Coefficientes de correlación roca huésped-granate (zonas cloritoide y estaurolita)

Granate (valores conjunto del cristal)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
roca huésped SiO ₂ . . .	0,75	0,58	— 0,23	0,41	0,20	0,10
Al ₂ O ₃ . . .	— 0,62	— 0,57	0,43	— 0,58	0,02	— 0,50
FeO . . .	— 0,54	— 0,50	0,24	— 0,29	— 0,27	— 0,40
MnO . . .	— 0,51	0,07	— 0,05	0,04	— 0,27	0,16
MgO . . .	0,07	0,34	— 0,64	0,62	0,02	0,31
CaO . . .	— 0,20	0,23	— 0,37	0,31	— 0,20	0,81

Granate (valores centro)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
roca huésped SiO ₂ . . .	0,58	0,47	0,29	— 0,22	0,23	— 0,34
Al ₂ O ₃ . . .	— 0,41	— 0,47	0,02	0,08	0,19	— 0,10
FeO . . .	— 0,42	— 0,42	0,00	0,13	— 0,18	— 0,03
MnO . . .	— 0,42	0,33	— 0,61	0,79	— 0,33	0,60
MgO . . .	— 0,25	— 0,05	— 0,39	0,40	0,17	0,21
CaO . . .	— 0,27	0,23	— 0,60	0,31	— 0,46	0,77

y 4) el porcentaje de FeO del granate viene determinado, teniendo en cuenta la diadocia, por los contenidos de MnO+CaO del mismo, aunque existe un elevado coeficiente de correlación entre la concentración de FeO del granate y la de MgO de la roca.

En resumen, puede concluirse que la composición de los granates de las rocas metamórficas es determinada fundamentalmente por la compo-

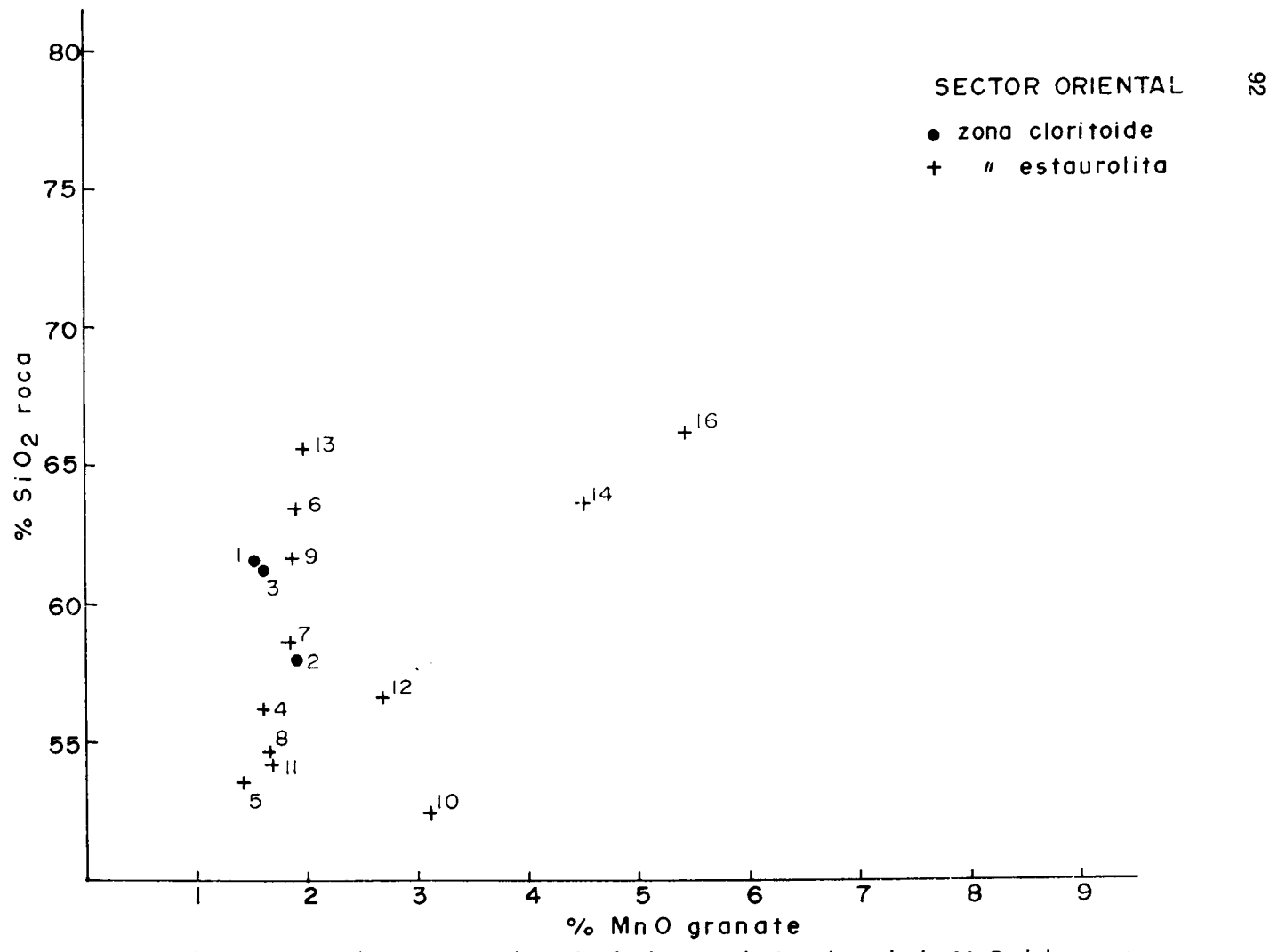


Fig. 49.—Relación entre el porcentaje de SiO₂ de la roca huésped y el de MnO del granate.

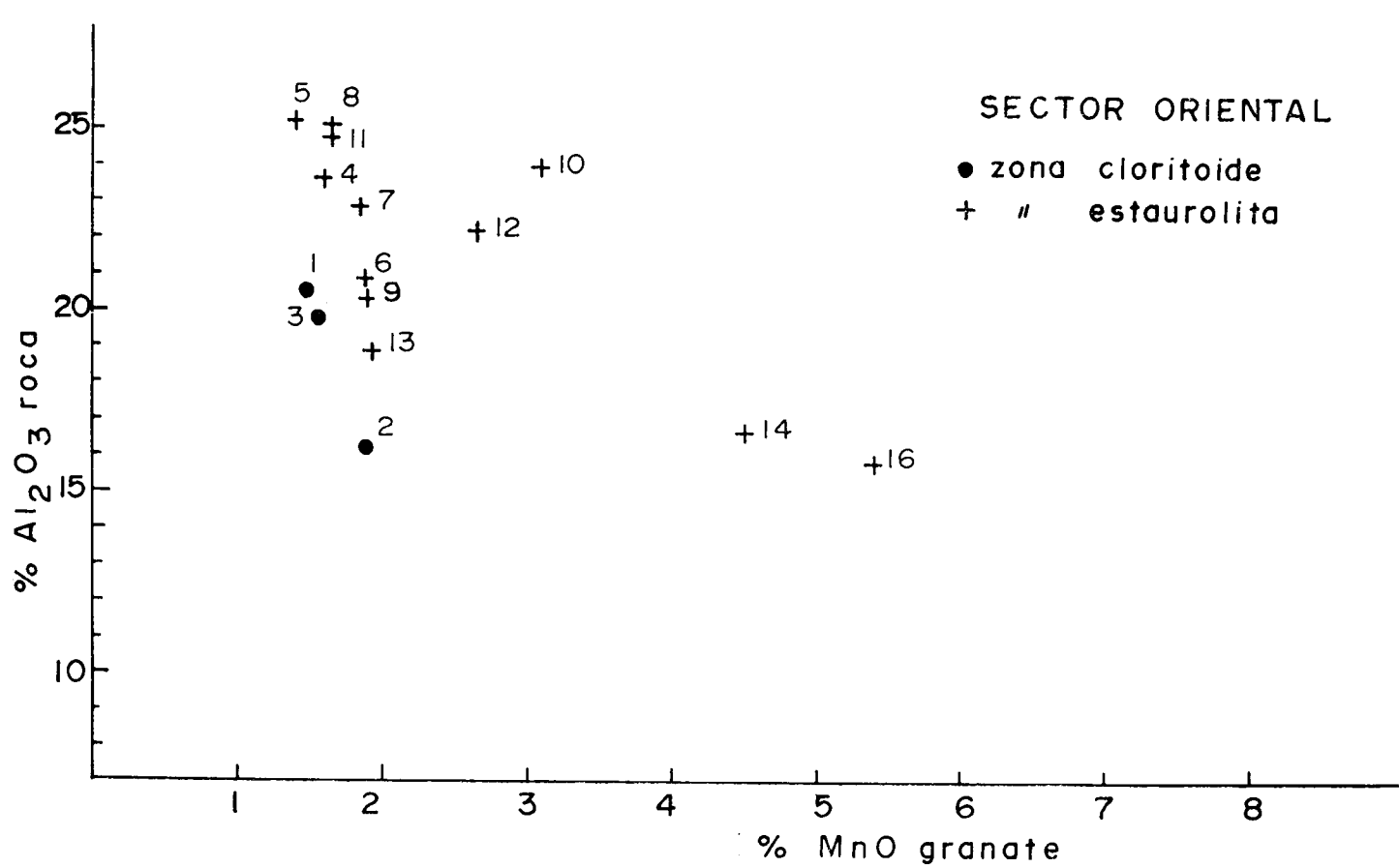


Fig. 50.—Relación entre el porcentaje de Al₂O₃ de la roca huésped y el de MnO del granate.

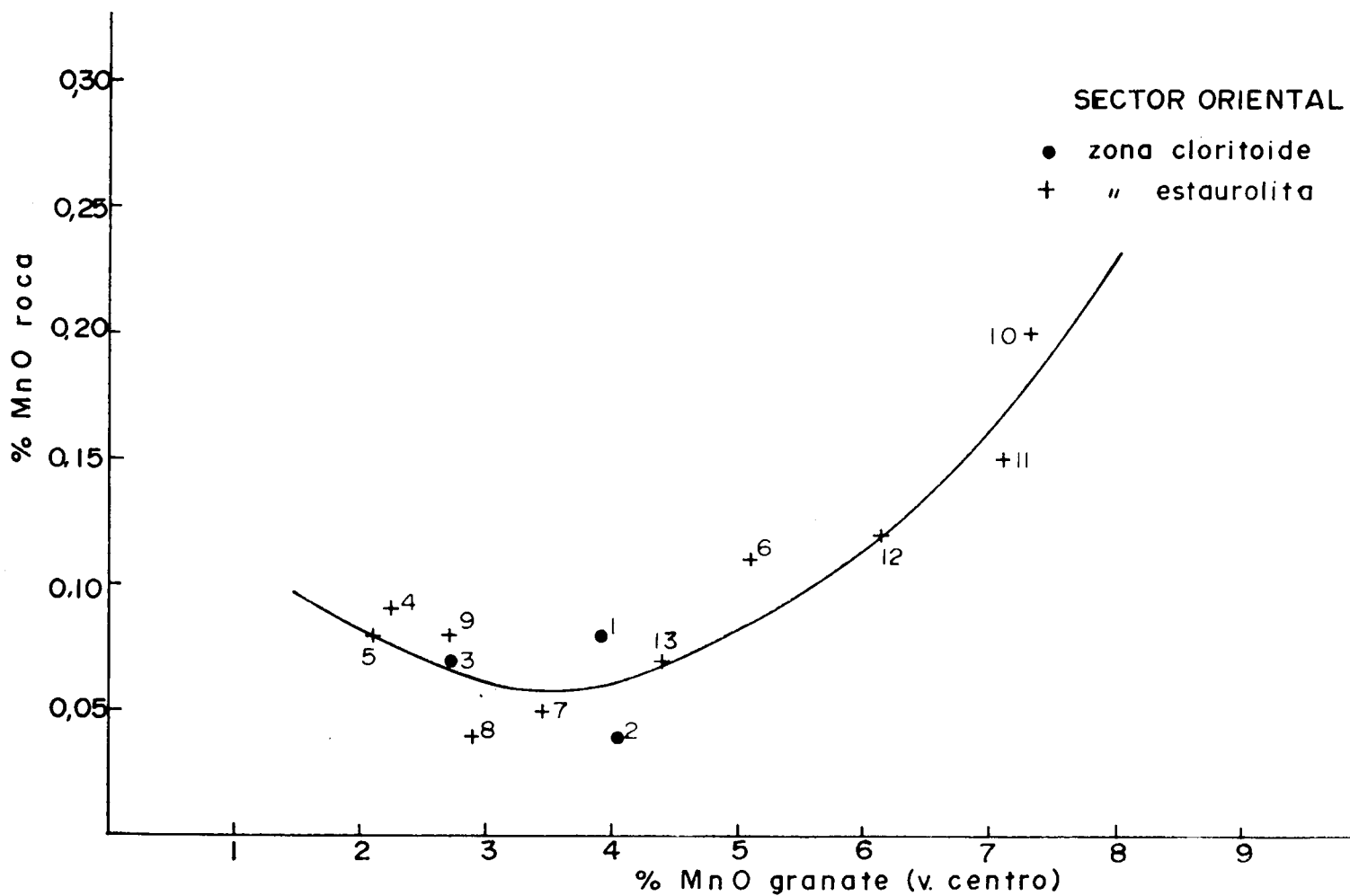


Fig. 51.—Relación entre el porcentaje de MnO de la roca huésped y el de MnO del granate (valores centro del cristal).

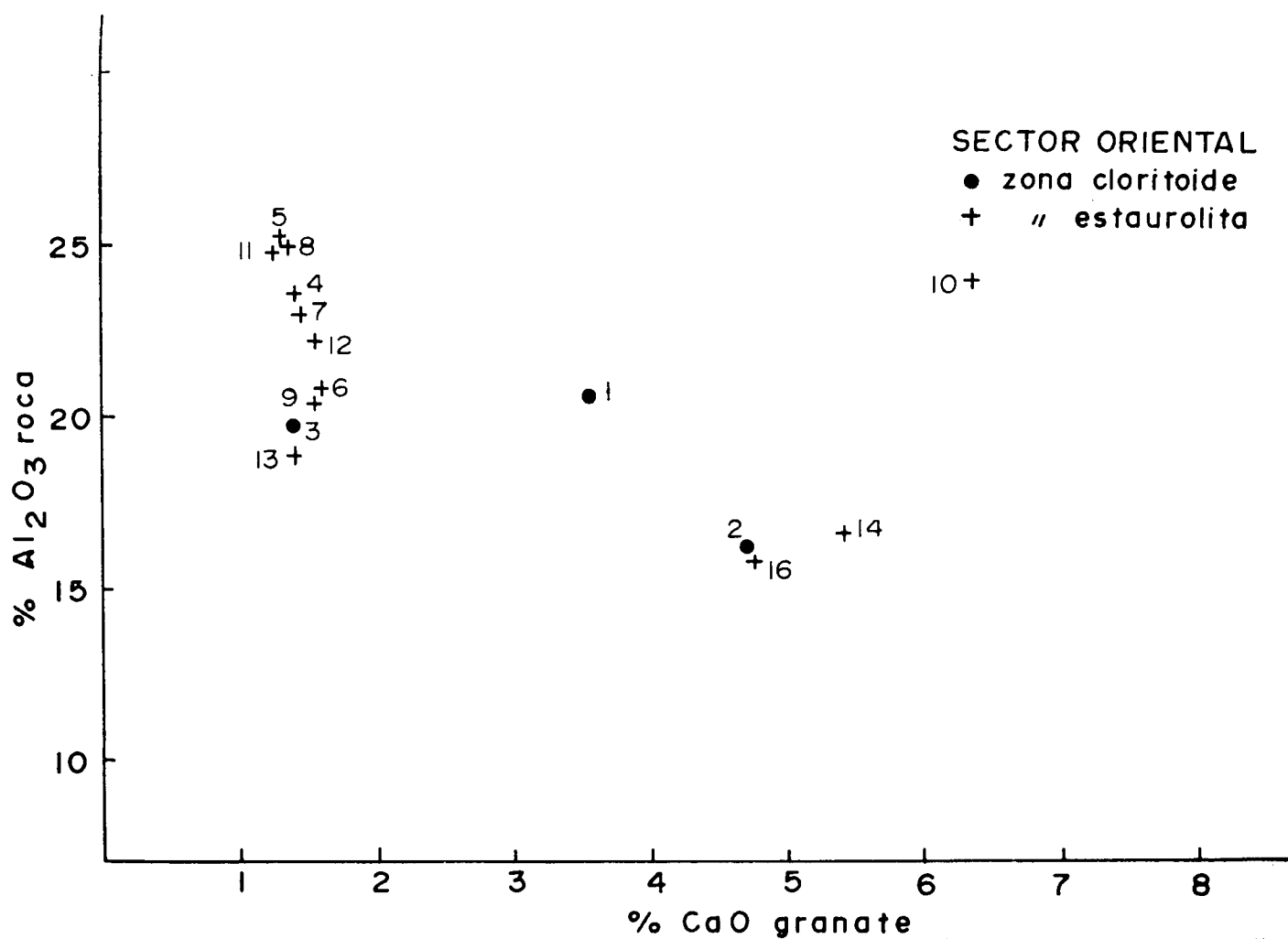
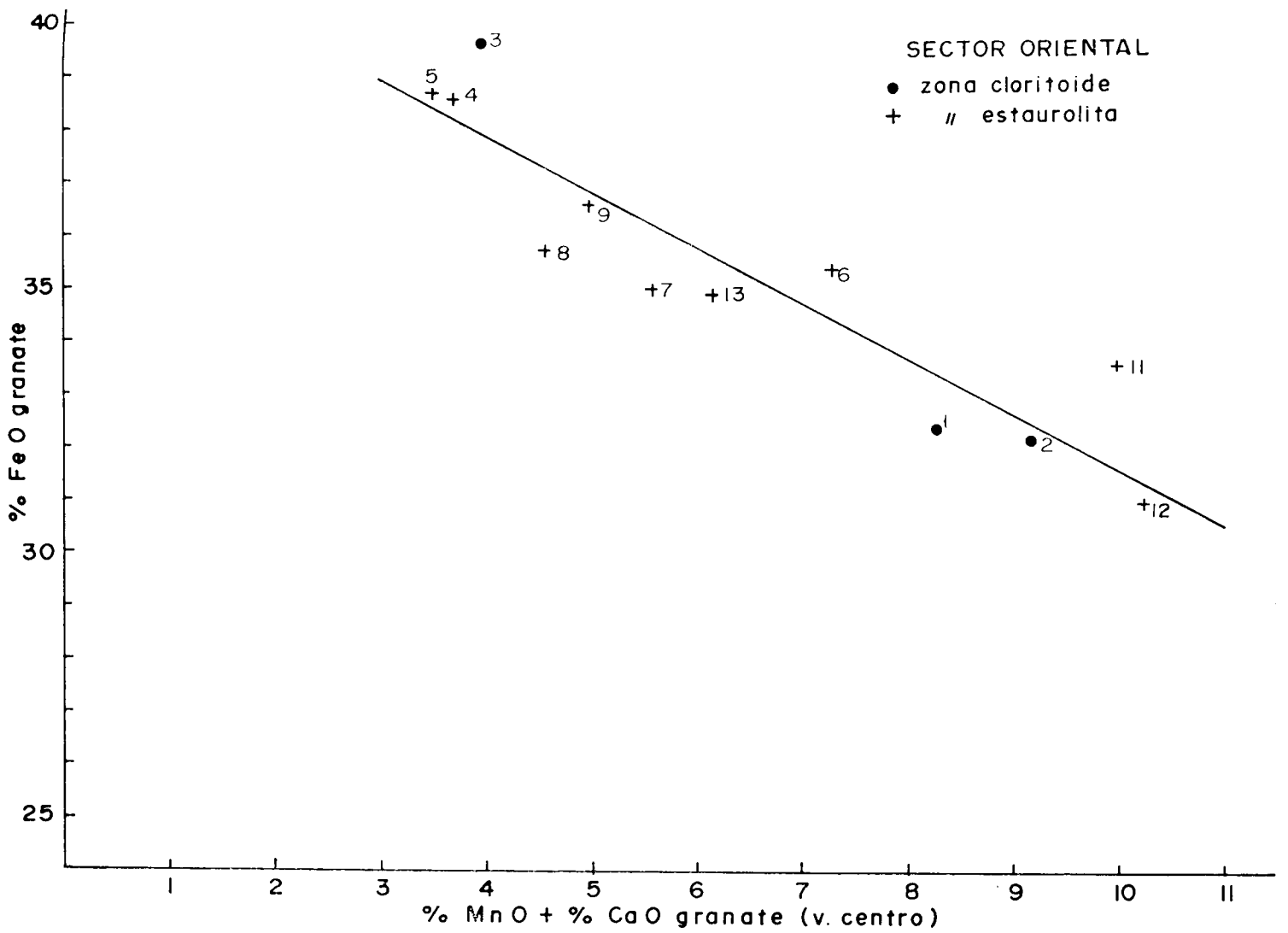
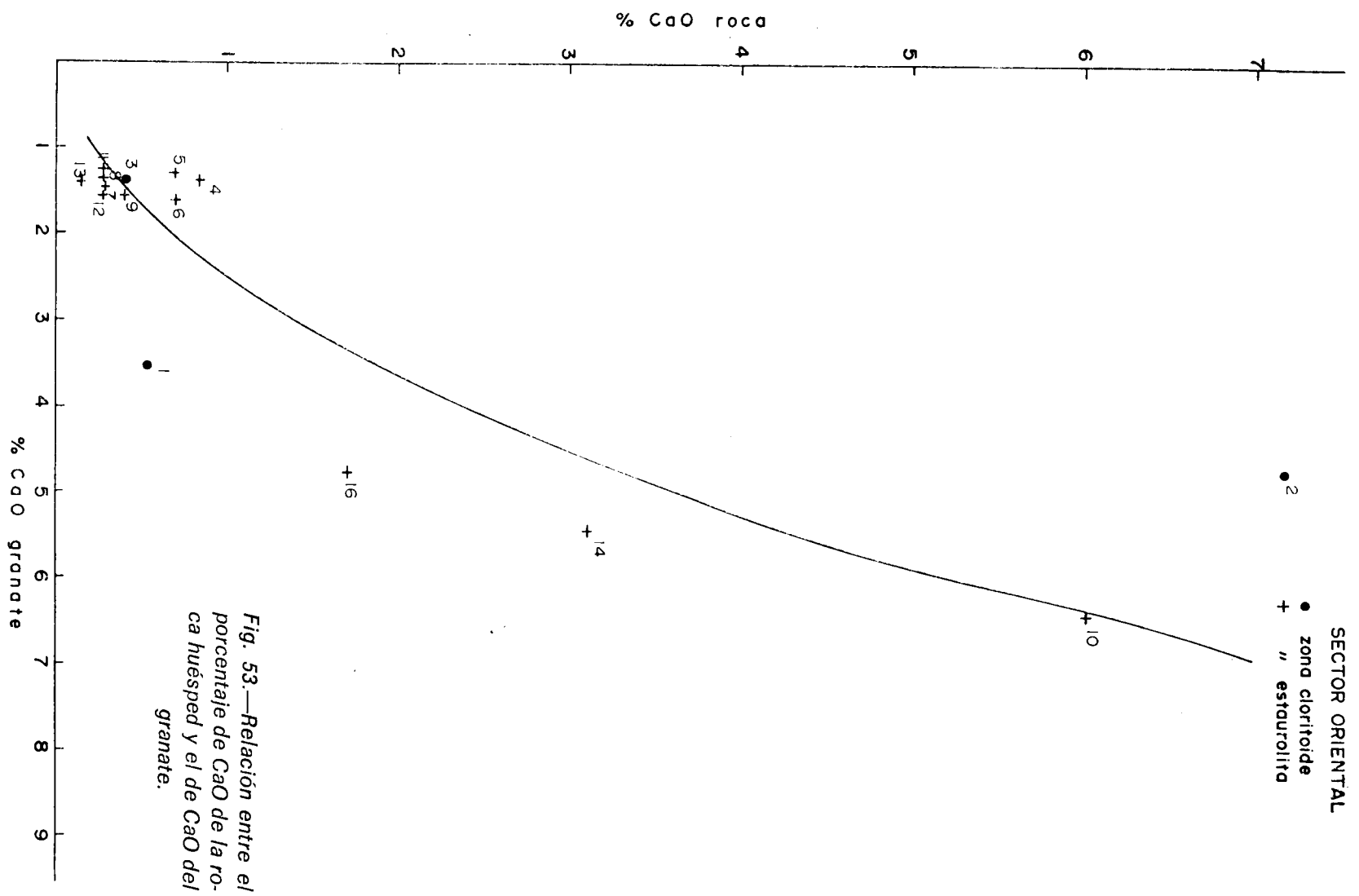


Fig. 52.—Relación entre el porcentaje de Al₂O₃ de la roca huésped y el de CaO del granate.



sición de la roca huésped, puesto que las diferencias de composición entre los granates pueden explicarse por diferencias de quimismo de sus rocas-huésped. Sin embargo, es preciso tener en cuenta que la relación roca huésped-granate queda profundamente alterada si durante el proceso metamórfico global tiene lugar un cambio brusco de las condiciones metamórficas, como el que han sufrido la mayor parte de las rocas de la Sierra de Guadarrama. Por otra parte, sin recurrir a un metamorfismo polifásico, el escape de volátiles que tiene lugar en las zonas de alto grado metamórfico es suficiente para producir en los granates efectos retrometamórficos, por lo que en general la dependencia existente entre las composiciones roca metamórfica-granate será menos evidente a medida que se consideran zonas de mayor intensidad de metamorfismo.

Biotitas

La biotita es mineral esencial en todo el ámbito metamórfico de la Sierra de Guadarrama, si exceptuamos los niveles más epizonales del sector oriental y el afloramiento de Bernardos-Carbonero el Mayor.

Además de los cristales de biotita que en conjunto constituyen la foliación, este mineral también se generó durante el período interfase, apareciendo en este caso en fenoblastos.

En los Cuadros 16, 17 y 18 se recogen los análisis químicos de las biotitas de los sectores oriental, central y occidental, respectivamente. En la figura 55 se ha representado la composición referida a los cationes en coordinación 6, de todas las biotitas analizadas, y en las figuras 56, 57 y 58 la de las biotitas de los sectores oriental, central y occidental, respectivamente, utilizando en cada una de ellas diferente símbolo para las distintas zonas metamórficas establecidas. En las rocas que ha sido posible se ha determinado la composición de los cristales de la foliación y de los fenoblastos.

En todos los cristales analizados se ha realizado un mínimo de 10 determinaciones para cada elemento, calculándose a partir del valor medio de éstas las concentraciones correspondientes.

Consideradas en conjunto (Fig. 55), las biotitas de los tres sectores se proyectan dentro de una misma área, si se exceptúan las pertenecientes a las rocas núm. 10 del sector oriental —rica en MgO (14,51 por 100)— y núm. 3 del sector central —con una elevada concentración de FeO (34,95 por 100)—. En todas ellas la variación de $Al^{VI} + Ti^{4+}$ es muy reducida, mientras que, por el contrario, la sustitución $Fe \rightarrow Mg$ es relativamente importante, siendo algo más amplia en las biotitas del sector central que en las del sector oriental (Figs. 56 y 57).

CUADRO 16
Análisis químicos de biotitas del sector oriental

	2 (*)	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34,77	34,53	33,37	33,26	34,78	32,74	34,68
TiO ₂	1,78	1,66	1,52	1,64	1,59	1,65	1,71
Al ₂ O ₃	20,15	19,61	19,84	21,15	20,19	19,09	19,32
FeO	22,10	26,09	24,53	24,42	23,73	21,80	22,11
MnO	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08
MgO	7,55	5,77	6,93	7,21	7,78	9,39	9,05
K ₂ O	7,03	8,39	7,22	7,82	7,95	7,93	8,38
H ₂ O (**)	3,88	3,74	3,80	3,88	3,93	3,78	3,92
	97,33	99,88	97,29	99,47	100,03	96,45	99,25
Si	5,383	5,546	5,261	5,130	5,307	5,184	5,323
Al	2,617	2,454	2,739	2,870	2,693	2,816	2,677
Al	1,057	1,254	0,944	0,976	0,936	0,741	0,810
Ti	0,210	0,199	0,182	0,189	0,182	0,195	0,195
Fe	2,865	2,700	3,233	3,153	3,029	2,883	2,839
Mn	0,006	0,009	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007
Mg	1,739	1,381	1,628	1,661	1,766	2,215	2,069
K	1,382	1,716	1,443	1,542	1,550	1,604	1,637
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 1.

(**) El porcentaje de H₂O fue calculado en base a 4(OH) por fórmula unidad.

CUADRO 16 (Continuación)

	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	33,97	36,57	33,52	35,26	34,63	34,53	34,25
TiO ₂	1,64	1,39	1,65	1,61	1,59	1,55	1,84
Al ₂ O ₃	21,45	18,23	19,11	19,85	19,54	18,28	19,21
FeO	23,17	17,44	21,61	20,58	21,06	18,85	20,80
MnO	0,10	0,07	0,08	0,09	0,09	0,12	0,07
MgO	8,88	14,51	9,16	10,64	10,35	10,95	9,37
K ₂ O	8,19	7,72	7,55	8,58	8,47	8,65	8,80
H ₂ O	4,03	4,05	3,81	3,98	3,93	3,85	3,87
	101,43	99,98	96,49	100,59	99,66	96,78	98,21
Si	5,048	5,407	5,274	5,294	5,269	5,367	5,293
Al	2,952	2,593	2,726	2,706	2,731	2,633	2,707
Al	0,652	0,592	0,810	0,801	0,767	0,722	0,797
Ti	0,182	0,158	0,194	0,181	0,182	0,181	0,214
Fe	2,881	2,157	2,845	2,584	2,679	2,453	2,691
Mn	0,009	0,006	0,007	0,008	0,008	0,015	0,008
Mg	1,968	3,199	2,147	2,378	2,344	2,542	2,162
K	1,552	1,460	1,521	1,637	1,639	1,716	1,735
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CUADRO 16 (Continuación)

	16	17	18	18'	20	20'	21
SiO ₂	33,99	35,09	34,85	34,49	32,28	32,75	33,71
TiO ₂	1,71	1,99	2,26	2,26	3,00	2,99	1,38
Al ₂ O ₃	19,30	19,57	19,49	20,14	19,58	19,19	20,80
FeO	19,97	19,24	20,11	20,08	23,08	23,43	22,74
MnO	0,13	0,14	0,25	0,23	0,12	0,11	0,12
MgO	9,87	10,73	9,69	9,91	7,52	7,79	8,22
K ₂ O	9,38	7,95	8,78	8,63	8,98	9,23	7,83
H ₂ O	3,87	3,95	3,93	3,95	3,82	3,84	3,88
	98,22	98,66	99,36	99,69	98,38	99,33	98,68
Si	5,255	5,324	5,301	5,223	5,074	5,107	5,200
Al	2,745	2,676	2,699	2,777	2,926	2,893	2,800
Al	0,778	0,820	0,791	0,816	0,695	0,628	0,980
Ti	0,199	0,227	0,261	0,260	0,359	0,354	0,163
Fe	2,585	2,442	2,560	2,544	3,036	3,057	2,932
Mn	0,017	0,016	0,032	0,030	0,013	0,011	0,013
Mg	2,279	2,425	2,200	2,240	1,790	1,806	1,886
K	1,852	1,541	1,696	1,662	1,790	1,842	1,542
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CUADRO 16 (Continuación)

	23	23'	24	26	27	28	28'	29
SiO ₂ . . .	34,06	33,99	34,32	33,61	33,34	36,50	36,20	36,27
TiO ₂ . . .	3,22	3,11	2,89	1,66	2,26	2,80	2,50	2,68
Al ₂ O ₃ . . .	19,27	18,95	19,75	19,91	19,41	18,30	18,50	17,95
FeO . . .	20,21	20,99	22,75	21,27	20,40	19,20	19,10	19,44
MnO . . .	0,35	0,33	0,25	0,09	0,27	0,20	0,20	0,06
MgO . . .	9,39	9,02	7,73	9,37	9,42	9,40	9,30	8,97
K ₂ O . . .	9,25	8,93	9,02	7,73	9,13	9,10	9,10	9,67
H ₂ O . . .	3,93	3,91	3,93	3,86	3,86	3,96	3,90	3,92
	99,68	99,23	100,64	97,50	98,09	99,46	98,80	98,96
Si	5,203	5,228	5,233	5,221	5,181	5,511	5,501	5,531
Al	2,797	2,772	2,767	2,779	2,819	2,489	2,499	2,469
Al	0,665	0,656	0,777	0,864	0,732	0,773	0,820	0,763
Ti	0,369	0,361	0,329	0,192	0,267	0,318	0,286	0,308
Fe	2,579	2,697	2,899	2,761	2,652	2,426	2,429	2,482
Mn	0,046	0,043	0,032	0,008	0,035	0,025	0,026	0,007
Mg	2,135	2,066	1,755	2,170	2,182	2,120	2,111	2,043
K	1,807	1,743	1,747	1,537	1,817	1,753	1,765	1,883
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CUADRO 17

Análisis químicos de biotitas del sector central

	1 (*)	1'	2	2'	3	3'	4
SiO ₂	33,85	33,49	33,41	32,94	30,09	31,07	35,50
TiO ₂	2,29	2,35	2,94	3,05	4,32	3,97	2,25
Al ₂ O ₃	19,09	19,36	19,64	19,66	14,09	14,06	21,17
FeO	21,21	20,88	26,73	26,39	34,95	34,71	17,40
MnO	0,25	0,26	0,15	0,15	0,10	0,10	0,32
MgO	9,86	9,26	4,92	4,39	1,08	1,22	11,97
K ₂ O	8,92	8,88	8,79	8,64	7,42	7,70	9,05
H ₂ O (**)	3,90	3,86	3,84	3,79	3,46	3,50	4,08
	99,37	98,34	100,42	99,01	95,51	96,33	101,74
Si	5,199	5,197	5,203	5,199	5,205	5,310	5,199
Al	2,801	2,803	2,797	2,801	2,795	2,690	2,801
Al	0,659	0,730	0,800	0,817	0,071	0,137	0,853
Ti	0,264	0,275	0,344	0,365	0,563	0,510	0,251
Fe	2,729	2,709	3,480	3,478	5,055	4,958	2,129
Mn	0,028	0,033	0,019	0,019	0,010	0,010	0,039
Mg	2,257	2,141	1,144	1,031	0,276	0,312	2,607
K	1,739	1,748	1,737	1,733	1,646	1,683	1,689
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 3.

(**) El porcentaje de H₂O fue calculado en base a 4(OH) por fórmula unidad.

CUADRO 17 (Continuación)

	4'	6	7	9	10	11	11'
SiO ₂	32,94	32,90	33,02	32,53	34,50	33,32	34,57
TiO ₂	2,30	3,32	2,39	3,63	2,07	2,01	2,04
Al ₂ O ₃	19,15	19,01	18,09	18,32	20,12	19,29	19,00
FeO	17,21	23,28	25,48	20,39	23,66	18,98	18,15
MnO	0,36	0,28	0,37	0,12	0,33	0,26	0,28
MgO	10,56	6,44	6,08	9,20	4,88	10,47	10,37
K ₂ O	8,80	9,40	9,25	8,77	9,64	9,38	9,35
H ₂ O	3,79	3,80	3,78	3,79	3,84	3,85	3,88
	95,11	98,43	98,46	96,75	99,04	97,56	97,64
Si	5,208	5,186	5,251	5,135	5,373	5,178	5,328
Al	2,792	2,814	2,749	2,865	2,627	2,922	2,672
Al	0,769	0,709	0,652	0,546	1,072	0,617	0,785
Ti	0,275	0,392	0,286	0,431	0,242	0,235	0,237
Fe	2,275	3,064	3,391	2,692	3,085	2,470	2,341
Mn	0,049	0,036	0,052	0,015	0,043	0,034	0,036
Mg	2,486	1,512	1,439	2,167	1,135	2,430	2,387
K	1,766	1,893	1,883	1,765	1,916	1,861	1,840
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

CUADRO 17 (Continuación)

	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	33,68	34,60	34,21	35,36	34,33	34,80	33,25
TiO ₂	5,53	2,34	5,44	3,07	5,70	2,34	2,51
Al ₂ O ₃	18,22	17,98	17,00	18,28	17,08	19,28	19,13
FeO	20,14	21,55	21,55	20,95	21,35	19,79	23,05
MnO	0,05	0,05	0,02	0,19	0,08	0,24	0,11
MgO	8,15	8,62	8,49	7,82	6,97	7,68	6,32
K ₂ O	9,81	8,84	9,77	9,12	9,40	8,47	9,60
H ₂ O	3,90	3,84	3,90	3,88	3,85	3,83	3,78
	99,48	97,82	100,38	98,67	98,76	96,43	97,75
Si	5,170	5,394	5,238	5,444	5,325	5,433	5,259
Al	2,830	2,606	2,762	2,556	2,675	2,567	2,741
Al	0,472	0,698	0,312	0,767	0,453	0,987	0,831
Ti	0,639	0,275	0,627	0,356	0,666	0,275	0,299
Fe	2,589	2,813	2,763	2,701	2,772	2,587	3,052
Mn	0,006	0,006	0,002	0,024	0,010	0,031	0,014
Mg	1,869	2,007	1,942	1,798	1,615	1,791	1,493
K	1,922	1,760	1,910	1,792	1,861	1,687	1,938
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Fig. 55.—Composición de biotitas de la Sierra de Guadarrama

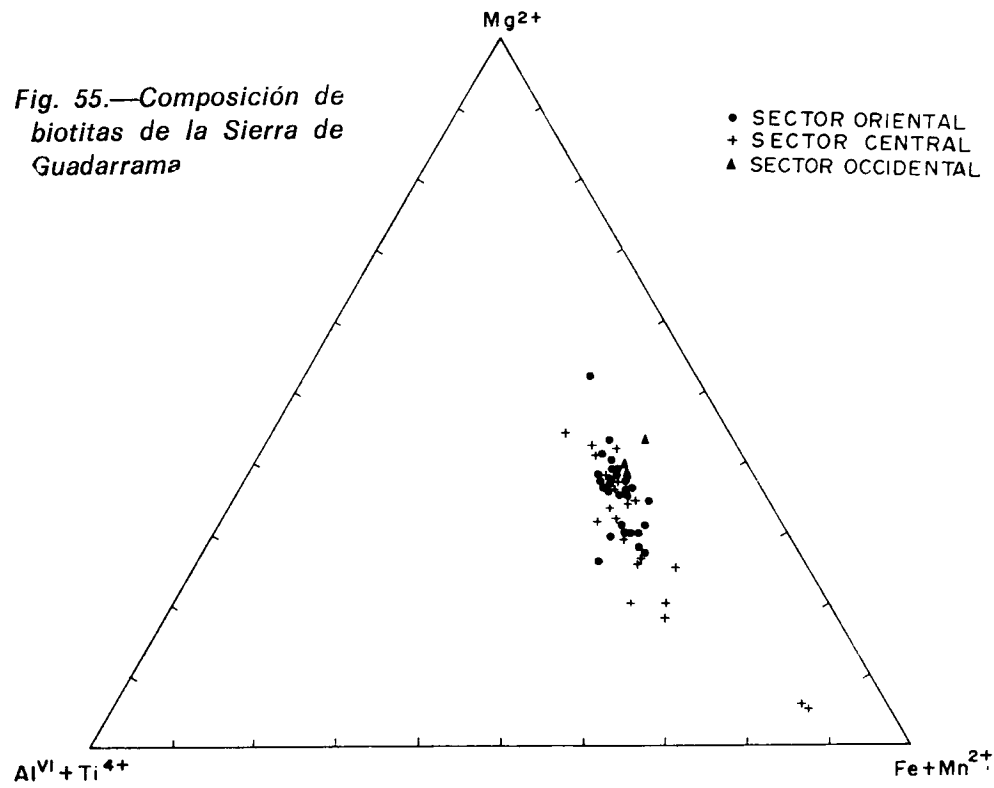


Fig. 57.—Composición de biotitas del sector central.

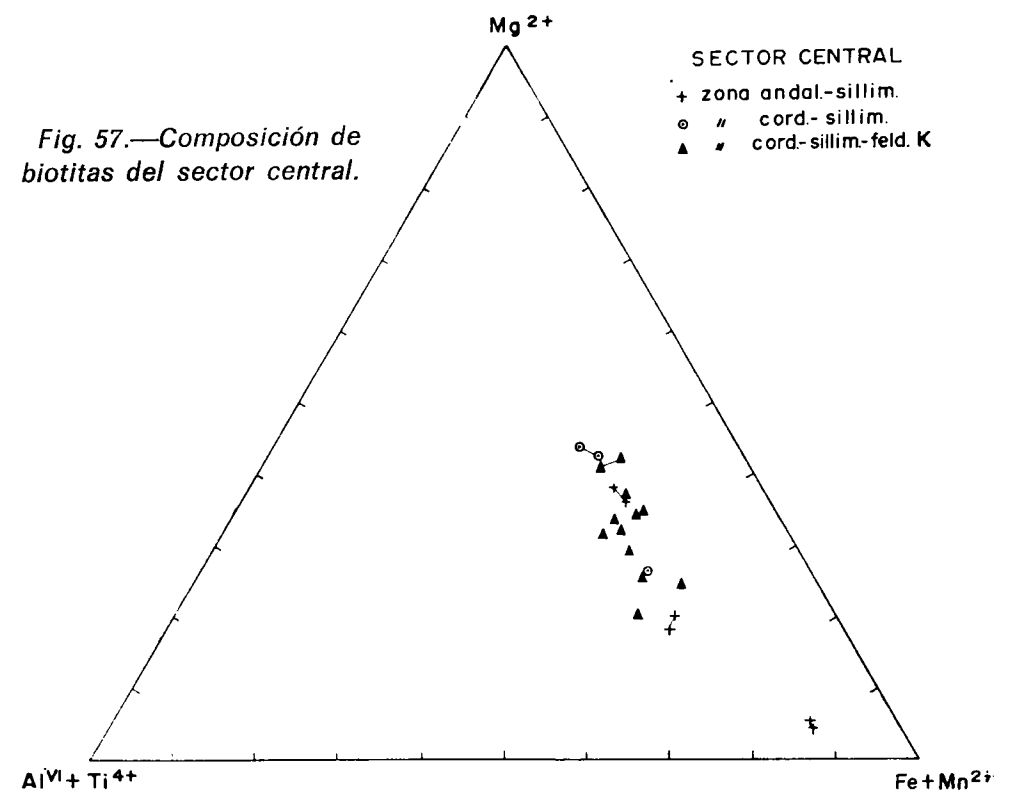


Fig. 56.—Composición de biotitas del sector oriental.

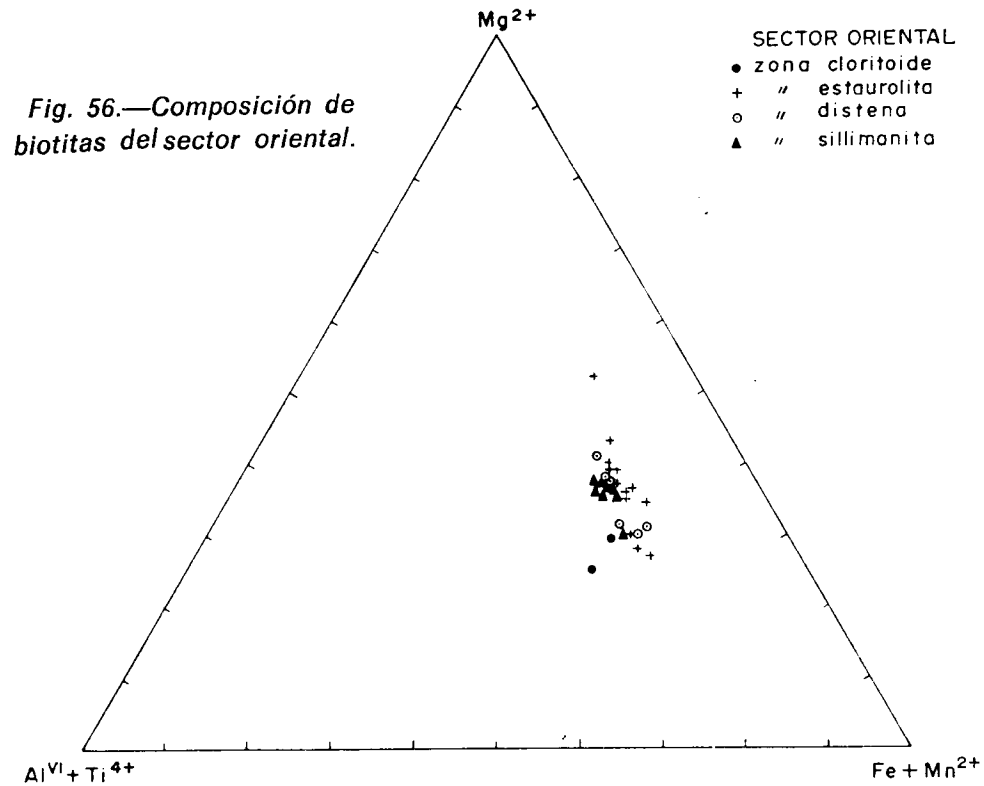
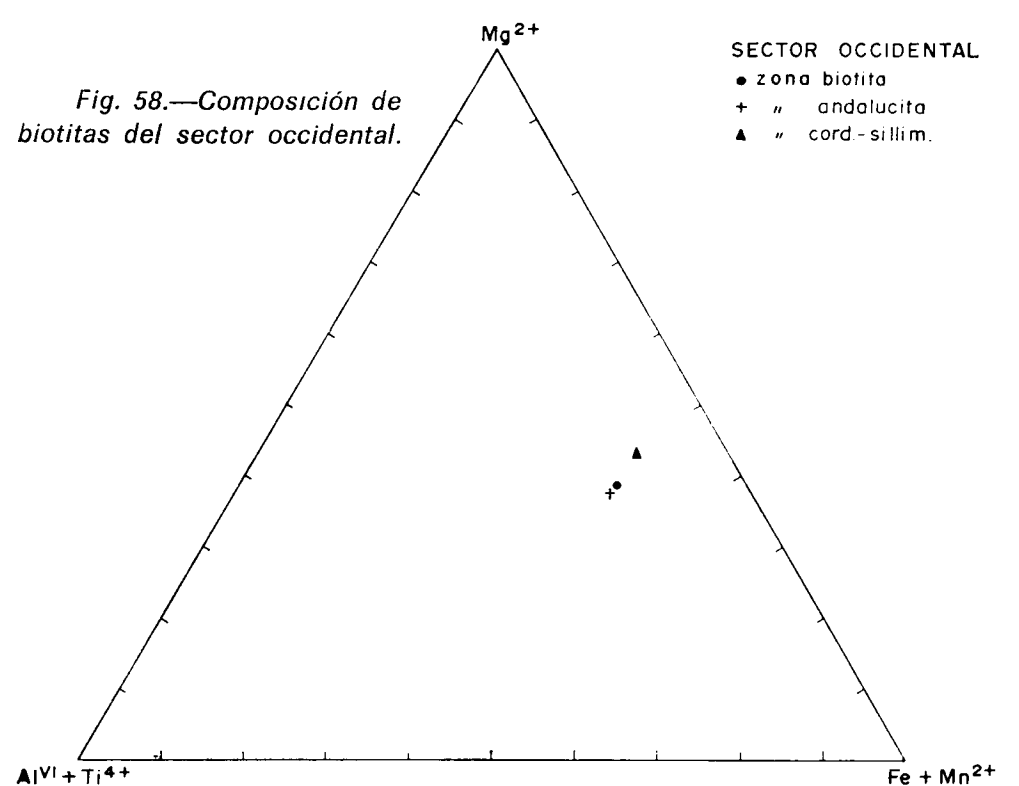


Fig. 58.—Composición de biotitas del sector occidental.



CUADRO 18

Análisis químicos de biotitas del sector occidental

	3 (*)	4	6
SiO ₂	33,67	34,05	34,06
TiO ₂	1,38	1,58	1,94
Al ₂ O ₃	18,56	20,34	18,27
FeO	20,57	21,00	18,40
MnO	0,17	0,17	0,32
MgO	9,79	10,09	11,03
K ₂ O	8,49	8,37	9,50
H ₂ O (**)	3,80	3,93	3,85
	96,43	99,53	97,37
Si	5,303	5,179	5,288
Al	2,670	2,821	2,712
Al	0,781	0,832	0,637
Ti	0,164	0,181	0,227
Fe	2,712	2,675	2,392
Mn	0,022	0,021	0,041
Mg	2,303	2,293	2,558
K	1,706	1,626	1,884
OH	4,000	4,000	4,000

(*) Se sigue la misma numeración que en el Cuadro 5.

(**) El porcentaje de H₂O fue calculado en base a 4(OH) por fórmula unidad.

Discusión de los resultados

Considerando en los tres sectores los valores medios de las biotitas de cada una de las zonas metamórficas (*) (Cuadros 19 y 20) y representando estos valores frente a la intensidad de metamorfismo (Figs. 59, 60

(*) Puesto que en el sector occidental sólo se ha analizado un cristal de biotita de cada zona metamórfica, se considera que la composición de cada una de ellas representa la composición media de las biotitas de las zonas metamórficas respectivas.

CUADRO 19

Composición química media de las biotitas del sector oriental

	1	2	3	4
SiO ₂	34,65	34,27	33,98	34,68
TiO ₂	1,72	1,62	2,16	2,58
Al ₂ O ₃	19,88	19,58	19,86	19,10
FeO	24,09	21,54	21,29	20,54
MnO	0,08	0,09	0,16	0,20
MgO	6,66	9,54	9,04	9,05
K ₂ O	7,71	8,20	8,38	8,98
H ₂ O	3,81	3,90	3,89	3,91
	98,60	98,74	98,76	99,04
Si	5,367	5,266	5,234	5,312
Al	2,633	2,734	2,766	2,688
Al	1,001	0,820	0,847	0,764
Ti	0,201	0,185	0,250	0,295
Fe	3,127	2,767	2,747	2,631
Mn	0,009	0,009	0,018	0,028
Mg	1,540	2,184	2,079	2,068
K	1,531	1,610	1,522	1,754
OH	4,000	4,000	4,000	4,000

1.—Zona clorita.

2.—Zona estauroлита.

3.—Zona distena.

4.—Zona sillimanita.

y 61), se observa especialmente en los sectores oriental y occidental, en los que están bien representados los distintos niveles metamórficos, un aumento de TiO₂, MnO, MgO y K₂O y una disminución en Al₂O₃ y FeO al aumentar el grado metamórfico.

CUADRO 20

Composición química media de las biotitas del sector central

	1	2	3
SiO ₂	32,45	34,20	33,96
TiO ₂	3,18	2,78	3,37
Al ₂ O ₃	17,61	20,09	18,43
FeO	27,63	20,34	21,53
MnO	0,17	0,30	0,16
MgO	5,29	9,20	7,70
K ₂ O	8,38	9,22	9,28
H ₂ O	3,73	3,94	3,84
	98,44	100,07	98,27
Si	5,196	5,184	5,291
Al	2,803	2,816	2,709
Al	0,526	0,784	0,684
Ti	0,383	0,315	0,394
Fe	3,705	2,585	2,807
Mn	0,022	0,036	0,019
Mg	1,265	2,083	1,793
K	1,713	1,791	1,842
OH	4,000	4,000	4,000

1.—Zona andalucita-sillimanita.

2.—Zona cordierita-sillimanita.

3.—Zona cordierita-sillimanita-feldespato potásico.

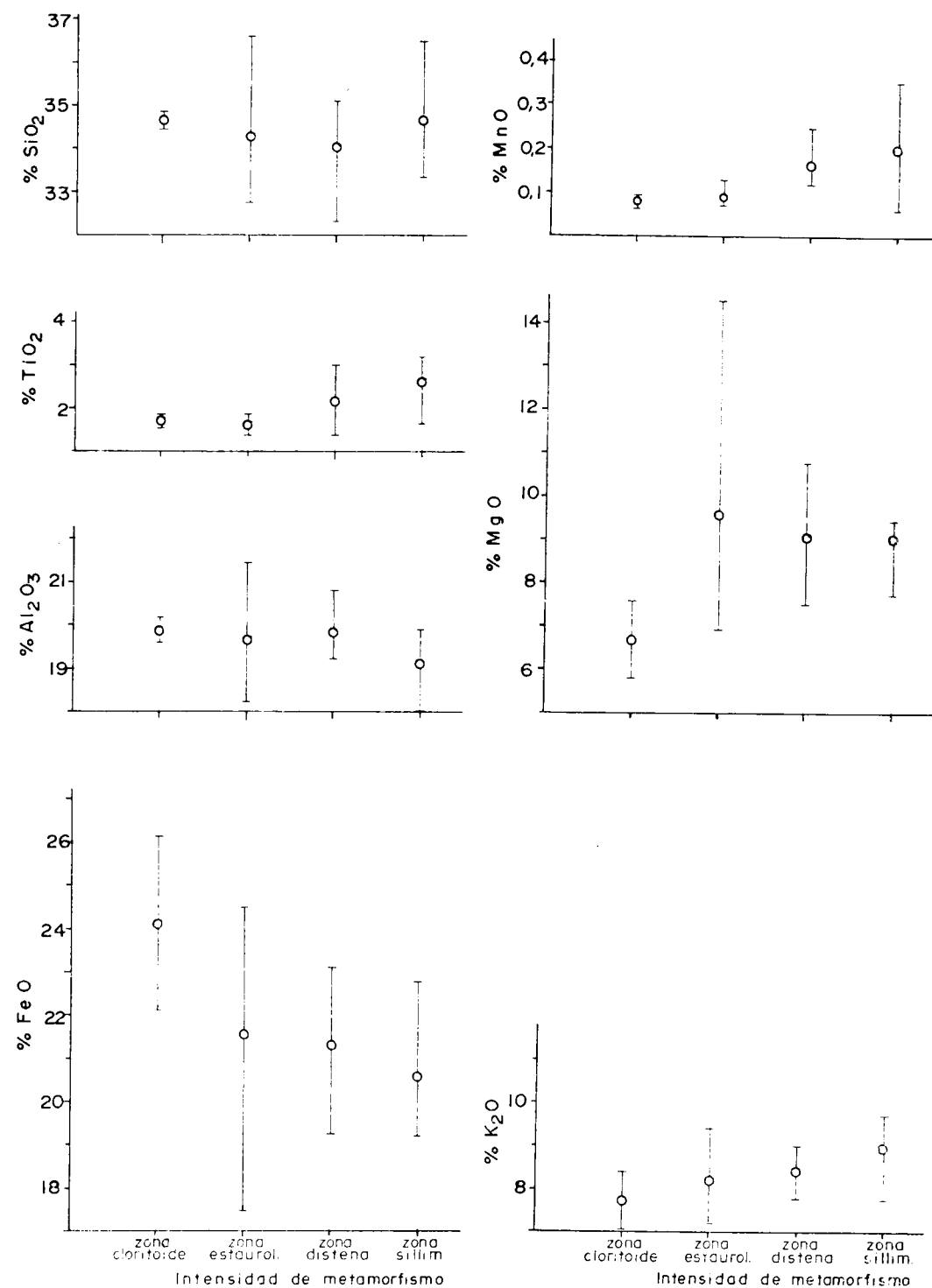


Fig. 59.—Relación entre la composición de las biotitas del sector oriental y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

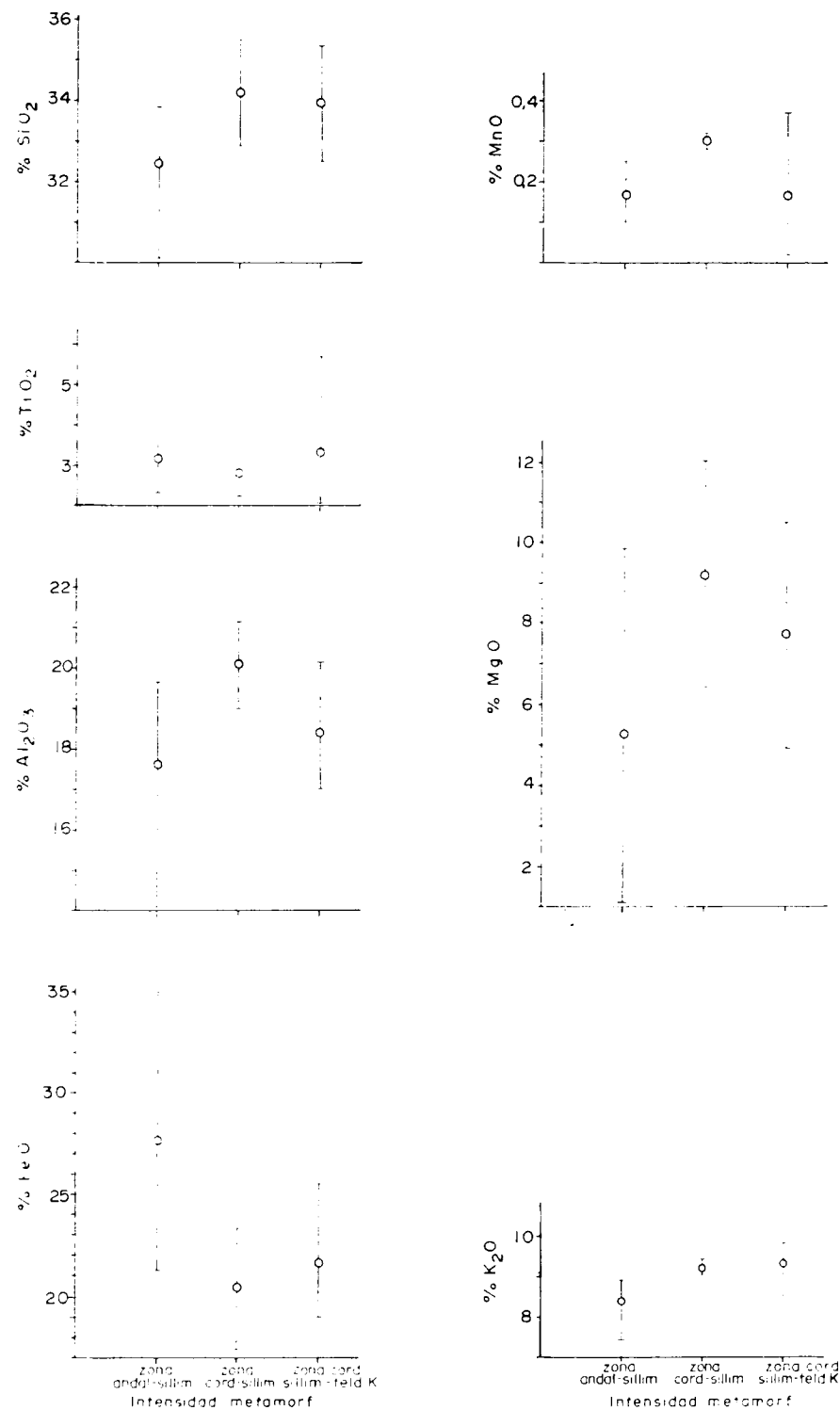


Fig. 60.—Relación entre la composición de las biotitas del sector central y la intensidad de metamorfismo. En cada zona metamórfica se han representado las concentraciones máxima, media y mínima de los óxidos analizados.

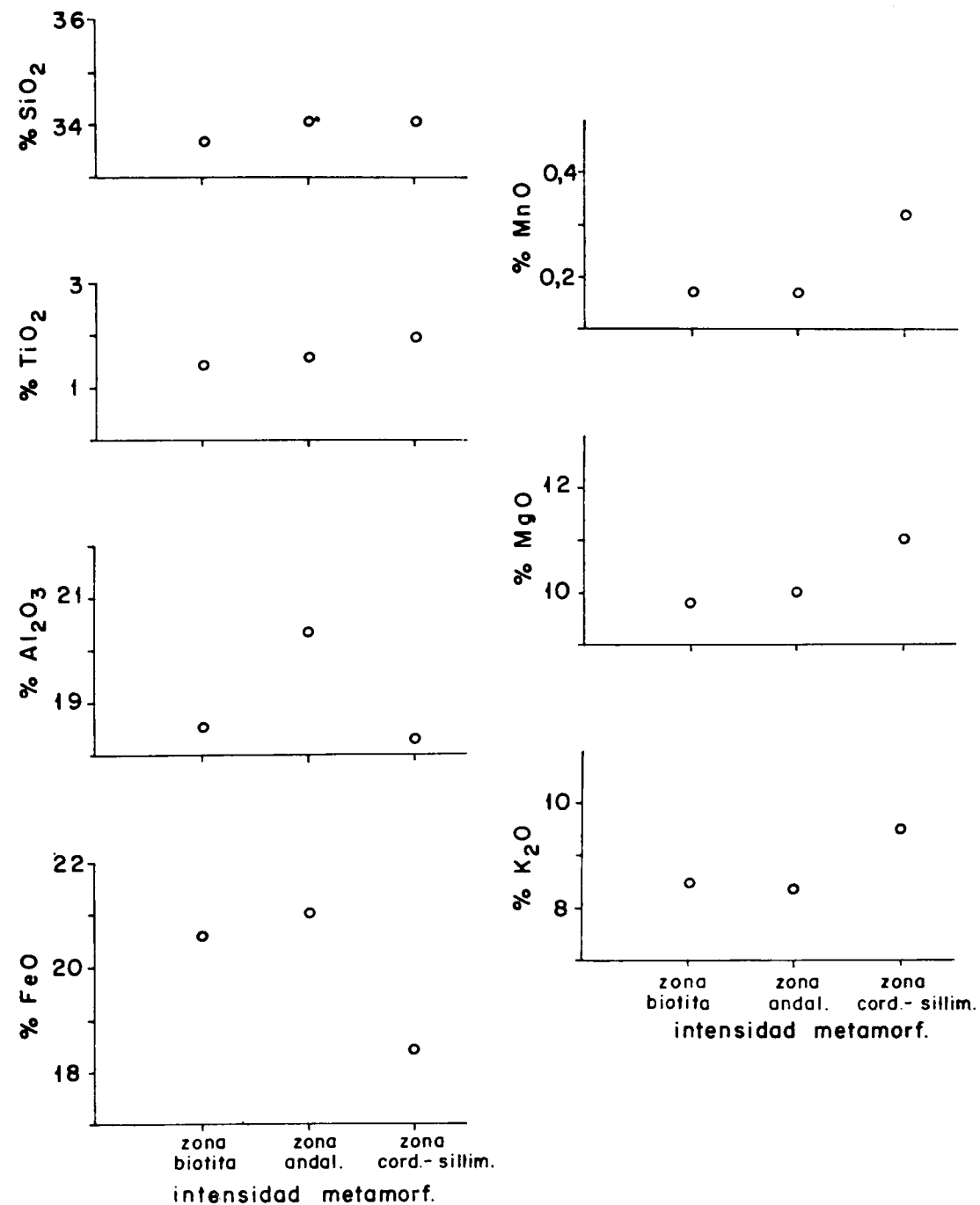


Fig. 61.—Relación entre la composición de las biotitas del sector occidental y la intensidad de metamorfismo.

De estos elementos, MgO y FeO son los que más amplia variación muestran dentro de cada zona metamórfica, puesto que en este caso a la intensidad de metamorfismo se superpone la influencia de la paragénesis mineral.

Esta variación de composición de las biotitas con la intensidad de metamorfismo coincide en general con la encontrada por MIYASHIRO (1958), LAMBERT (1959), ENGEL y ENGEL (1960), OKI (1961), BINNS (1969) y GHOSE (1971) para las de otras áreas metamórficas.

Por otra parte, y contrariamente a las diferencias encontradas por KAMINENI y CARRARA (1973), las biotitas de la foliación y las que aparecen en fenoblastos, originadas en diferente período de blastesis, tienen la misma composición, como puede deducirse de la comparación de los análisis números 18-18', 20-20', 23-23', 28-28' (Cuadro 16) y 2-2', 3-3', 4-4' (Cuadro 17). Esta identidad de composición indica que el coeficiente de repartición de los distintos elementos entre la biotita y los demás minerales ferromagnesianos de la roca debe de permanecer constante durante la mayor parte del proceso metamórfico.

Por lo que respecta a la influencia de la composición de la roca huésped sobre la de la biotita, no se ha encontrado una relación evidente, puesto que mientras en el sector central (Cuadro 22) existe una elevada correlación FeO biotita-SiO₂ y Al₂O₃ roca huésped, MnO biotita-FeO roca huésped, MgO biotita-SiO₂, Al₂O₃ y MgO roca huésped, K₂O biotita-Al₂O₃ y K₂O roca huésped y TiO₂ biotita-FeO y TiO₂ roca huésped, en el sector oriental (Cuadro 21) el FeO y el MgO de la biotita están relacionados con el MgO y el K₂O de la roca huésped, no existiendo entre los demás elementos de la biotita y los componentes de la roca huésped elevados coeficientes de correlación.

De lo anteriormente expuesto se deduce que —excluyendo la influencia de los otros minerales ferromagnesianos— las variaciones de composición de las biotitas de la Sierra de Guadarrama están relacionadas fundamentalmente con el grado de metamorfismo de la roca huésped. El que las biotitas sincinemáticas y pre o post-cinemáticas de una misma roca tengan la misma composición está de acuerdo con la conclusión anterior, puesto que si la composición de la roca controlara fundamentalmente la composición de las biotitas, cabría esperar unas diferencias de composición relativamente importantes entre biotitas originadas en diferente período de blastesis.

CUADRO 21
Coefficientes de correlación roca huésped-biotita (sector oriental)

	Biotita						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
Roca huésped	SiO ₂	— 0,11	— 0,15	0,19	— 0,03	0,37	0,31
	Al ₂ O ₃	0,14	0,23	— 0,14	0,00	— 0,30	— 0,27
	FeO	0,32	0,30	— 0,15	— 0,08	— 0,23	— 0,29
	MnO	0,16	— 0,10	0,11	0,30	— 0,23	— 0,21
	MgO	— 0,27	— 0,61	0,24	0,54	0,35	0,02
	K ₂ O	0,29	0,59	— 0,12	— 0,60	— 0,16	0,08
	TiO ₂	0,08	0,31	— 0,13	— 0,19	— 0,35	— 0,11

CUADRO 22
Coefficientes de correlación roca huésped-biotita (sector central)

	Biotita						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
Roca huésped	SiO ₂	— 0,09	0,63	0,24	— 0,66	— 0,48	— 0,35
	Al ₂ O ₃	0,23	— 0,74	— 0,12	0,71	0,54	0,18
	FeO	— 0,50	0,25	— 0,52	— 0,07	— 0,21	0,62
	MnO	— 0,14	0,27	0,08	— 0,24	0,03	0,30
	MgO	0,00	— 0,44	— 0,07	0,57	0,42	0,33
	K ₂ O	0,16	— 0,44	0,05	0,26	0,64	— 0,08
	TiO ₂	— 0,29	— 0,12	— 0,50	0,22	0,07	0,62

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Prof. J. M. Fúster, de la Universidad Complutense de Madrid, que puso a nuestra disposición datos cartográficos inéditos y el abundante material de las Sierras de Guadarrama y Gredos por él recogido; a los Dres. M. Peinado y A. Mora, con los que mantuvimos frecuentes discusiones sobre el metamorfismo del Sistema Central; a F. Bellido, que realizó el programa de cálculo de los coeficientes de correlación granate (biotita)-roca huésped, y a los Dres. S. Fernández Santín y J. L. Brändle, que nos ayudaron en algunos cálculos geoquímicos.

Asimismo, agradecemos a los Profesores P. Bartholomé, F. Dimanche, J. C. Duchesne, P. Evrard y J.-P. Gêrôme, de la Universidad de Lieja, y P. De Béthune y D. Laduron, de la Universidad de Lovaina la Nueva, las discusiones mantenidas con uno de nosotros (J. L. R.) sobre los granates.

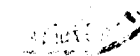
Nuestro reconocimiento al Prof. R. Coy-III, de la Universidad Autónoma de Madrid, que nos suministró algunos de los patrones utilizados en los análisis con microsonda electrónica; a J. L. Barrera y C. Casquet, que nos acompañaron en los trabajos sobre el terreno; a M. Vallejo, por la realización de los análisis químicos de las rocas estudiadas; a J. de la Puente, que se encargó de la mayor parte de los cálculos geoquímicos, y a J. L. Casaseca, C. López López y J. L. Ontiveros, que realizaron las labores de mecanografía, delineación y reproducción fotográfica, respectivamente.

Por último, es preciso dejar constancia de las facilidades dadas por los Dres. Ings. L. Badillo y J. Suárez Feito, así como por L. Aparicio, del Instituto Geológico y Minero de España, para la publicación de esta Memoria.

BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A. L. (1965).—«Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages». *J. Geology*, 73, 155-164.
- ALTHAUS, E. (1967).—«The Triple point andalusite-sillimanite-kyanite». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16, 29-44.
- (1969a).—«Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant». *Amer. J. Sci.*, 267, 273-277.
- (1969b).—«Das system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine». *Neues Jb. Miner. Abh.*, 111, 74-161.
- APARICIO, A. (1970).—«Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo». *Estudios Geol.*, 26, 281-283.
- (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Estudios Geol.*, 27, 369-414.
- APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L. (1970).—«Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 26, 297-315.
- APARICIO, A., y GIL, D. (1972).—«Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los montes isla de Toledo». *Estudios Geol.*, 28, 105-109.
- APARICIO, A.; CASQUET, C., y BARRERA, J. L. (1973).—«Petrogénesis del stock granítico tardi-cinémático de Rascafría-El Paular (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 29, 479-487.
- ATHERTON, M. P. (1968).—«The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, 347-371.
- ATHERTON, M. P., y EDMUNDS, W. M. (1966).—«An electron microprobe study of some zoned garnet from metamorphic rocks». *Earth Planet. Sci. Letters*, 1, 185-193.
- BABIN, R. B. (1971).—«Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 5-28.
- BANNO, S. (1964).—«Petrologic studies on Sambagawa crystalline schists in the Bessino district, central Sikoku, Japan». *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, 15, 203-319.
- (1965).—«Notes on rock-forming minerals (34). Zonal structure of pyral'spite garnet in Sanbagawa schists in the Bessi area, Sikoku». *J. Geol. Soc. Japan*, 71, 185-188.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2.630-2.633.

- (1971).—«Sobre el tipo del metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Acta Geol. Hispánica*, 6, 46-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrien de la Peninsule Iberique». *Notes Serv. Geol. Maroc.*, 236, 315-335.
- BERNALDO DE QUIROS, y CARANDELL, J. (1915).—«Guadarrama». *Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat.*, 11, 1-47.
- BINNS, R. A. (1969).—«Ferromagnesian minerals in high-grade metamorphic rocks». *Geol. Soc. Australia. Spec. Paper*, 2, 323-332.
- BIRK, D. (1973).—«Chemical zoning in garnets of the Kashabowie group, Shebandowan, Ontario». *Can. Mineral.*, 12, 124-128.
- BIROT, P. (1945).—«Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra del Guadarrama». *Estudios Geogr.*, 18, 155-168.
- (1947).—«Le relief de la Sierra del Alto Rey et sa bordure orientale». *Bull. Assoc. Geograf. Franc.*, 70, 92-98.
- BIROT, P., y SOLE, L. (1951 a).—«Sur un trait morphologique paradoxal des massifs cristallins de la Cordillere Centrale Ibérique». *Bull. Assoc. Geograf. Franc.*, 218-219, 94-99.
- (1951 b).—«Sur le style des deformations du socle dans la cordillere centrale Ibérique». *C. R. Som. Soc. Geol. France*, 12, 274-276.
- (1954).—«Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. Inst. Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C., 88 págs.
- BISCHOFF, L. (1972).—«Das variszische Orogen des Kastilischen Hauptscheidegebirges (Zentralspanien)». *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I, H. 9/10, 404-442, 708-746.
- BISCHOFF, L.; SCHAFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973).—«Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Forsch. Geol. Paläont. Münster*, h. 82, 27 S.
- BIZOUARD, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Microanalyse de grenats d'aplites et de granites de Galice orientale (Espagne)». *Bol. Geol. Min.*, 81, 299-304.
- BROWN, E. H. (1967).—«The greenschists facies in part of eastern Otago, New Zealand». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, 259-292.
- (1969).—«Some zoned garnets from the greenschist facies». *Amer. Mineral.*, 54, 1.662-1.677.
- BUDDINGTON, A. F. (1952).—«Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic syenitic and quartzsyenitic rocks». *Amer. J. Sci.* Bowen vol., 37-84.
- BULTYNICK, P., y SOERS, E. (1971).—«Le Silurien superieur et le Devonien inferieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)». *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belge*, 47, 1-22.
- BUTLER, B. C. M. (1965).—«Compositions of micas in metamorphic rocks». In: *Controls of metamorphism* (W. S. Pitcher y G. W. Flinn, edit.). Oliver and Boyd. Edimburg, 291-298.
- (1967).—«Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland». *J. Petrology*, 8, 233-267.
- CALDERON, S. (1884).—«Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13, 1-50.
- (1885).—«Ensayo orográfico sobre la Meseta Central de España». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, 131-172.
- CAPOTE, R. (1973).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila». *Bol. Geol. Min.*, 84, 13-20.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971).—«Esquistosidad y tectónica superpues-



- ta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (prov. Avila)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 175-185.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1968).—«El Paleozoico de los alrededores de Avila». *Estudios Geol.*, 24, 181-191.
- CARANDELL, J. (1914).—«Las calizas cristalinas del Guadarrama». *Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat.*, 8, 1-69.
- (1928).—«Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama». *Conf. y Reseñas Cientif. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 3.
- CARLS, P. (1969).—«Zur Ein tufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*, 50, 67-79.
- CASQUET, C. (1974).—«Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de baja presión en el macizo de San Vicente (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.* (en prensa).
- CASTEL, C. (1880).—«Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 7, 334-395.
- (1881).—«Provincia de Guadalajara. Descripción geológica». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 8, 157-264.
- CHINNER, G. A. (1961).—«The origin of sillimanite in Glen Cova». *J. Petrology*, 2, 312-323.
- (1962).—«Almandine in thermal aureoles». *J. Petrology*, 3, 316-340.
- CORTAZAR, D. de (1891).—«Descripción física y geológica de la provincia de Segovia». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 17, 1-234.
- CRAWFORD, M. L. (1966).—«Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermunt, U.S.A. and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 13, 269-294.
- DANTIN CERECEDA (1921).—«Levantamiento reciente de la Meseta Central de la Península». *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo extraordinario, 173-177.
- DE BETHUNE, P. GOOSSENS, P., y BERGER, P. (1965).—«Emploi des granats zonaires comme indicateurs du degré de metamorphisme». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, 6.946-6.949.
- DE BETHUNE, P.; LADURON, D.; MARTIN, H., y THEUNISSEN, K. (1968).—«Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italia)». *Bull. Suisse Min. et Petr.*, 48, 437-454.
- DE LA CONCHA y BALLESTEROS, S. (1962).—«Explicación de la Hoja núm. 485 (Valdepeñas de la Sierra)». *Inst. Geol. y Min. España*, 85 págs.
- DE PEDRO, F., y SANCHEZ VEGA, I. (1956).—«Relaciones entre la fisiografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama (España Central)». *Asoc. Española Progr. Cienc.*, 23 Congr. Coimbra.
- EDMUNDS, W. M., y ATHERTON, M. P. (1971).—«Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad aureole, Donegal, Eire». *Lithos*, 4, 147-161.
- ENGEL, A. E. J., y ENGEL, C. G. (1960).—«Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 1-58.
- FEBREL, T. (1957).—«Diagramas estructurales del cuarzo y micas de las rocas metamórficas de la parte oriental de la Hoja de Buitrago de Lozoya». *Not. y Com.*, 48, 57-90.
- FEBREL, T.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1958).—«Explicación de la Hoja núm. 484 (Buitrago de Lozoya)». *Inst. Geol. y Min. de España*, 103 págs.
- FEDIUKOVA, E. (1971).—«Distribution of FeO, MgO and MnO in the minerals of some moldanubian metamorphic rocks». *Krystalinikum*, 7, 7-26.
- FEDIUKOVA, E., y VEJNAR, Z. (1971).—«Optic and criptic zoning of garnets in west-Bohemian amphibolites». *Lithos*, 4, 205-212.

- FERNANDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R. (1970).—«La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya». *Bol. Geol. Min.*, 81, 562-568.
- (1971).—«Los neises glandulares del Guadarrama Oriental». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 60, 69-80.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1897).—«Excursión por el terreno Cretáceo de los alrededores de Segovia». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26, 91-99.
- (1899).—«Excursiones por los alrededores de Lozoya (Madrid)». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 28, 59-69.
- (1903).—«Excursión de La Cabrera a Villalba por Miraflores». *Bol. Inst. Libre Enseñanza*, 2, 55-60.
- (1915).—«Monografía geológica del Valle del Lozoya». *Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat.*, 12, 1-100.
- (1916).—*Historia geológica de la Península Ibérica*. Manuales Corona, Madrid.
- (1921).—«La Pedriza de Manzanares. Topología de una región granítica bien típica». *Asoc. Española Prog. Ciencias*, Congr. Oporto, 2, 129-135.
- FISCHER, T. H. (1894).—«Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel». *Dr. A. Pettermanns Mitteil.*, 40.
- FLEMING, P. D. (1973).—«Mg-Fe distribution between coexisting garnet and biotite, and the status of fibrolite in the andalusite-staurolite zone of the Mt. Loft y Ranges, South Australia». *Geol. Mag.*, 109, 477-482.
- FROST, M. J. (1962).—«Metamorphic grade and Fe-Mg distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende». *Geol. Mag.*, 99, 427-438.
- FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1954 a).—«Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torreldones y Valdemorillo». *Not. y Com.*, 35, 43-70.
- (1954 b).—«Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama)». *Not. y Com.*, 36, 49-77.
- (1955).—«Geología del valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama)». *Not. y Com.*, 39, 51-82.
- FUSTER, J. M., y FEBREL, T. (1959).—«Explicación de la Hoja núm. 509 (Torrelaguna)». *Inst. Geol. Min. de España*, 102 págs.
- FUSTER, J. M., y GARCIA CACHO, L. (1970).—«Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 26, 327-329.
- (1971).—«Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Acta Geol. Hispánica*, 5, 123-130.
- FUSTER, J. M., y MORA, A. (1970).—«El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 26, 317-321.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974).—«Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Bol. Geol. Min.*, 85, 595-600.
- GAMONAL, P. (1966).—*Estudio petrológico del macizo de Fuentidueña (prov. Segovia)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid.
- GARCIA CACHO, L. (1973).—*Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1956).—«Notas sobre algunas rocas de la parte O. del Guadarrama». *Not. y Com.*, 41, 69-100.
- GHOSE, N. C. (1971).—«Chemical composition of biotite in the metamorphic and granitic rocks of Richughuta, District Palaman, Bihar (India)». *Chem. Geol.*, 7, 107-121.
- GONZALEZ REGUERAL, J. R. (1916).—«Excursión geológica entre La Cabrera y Miraflores (Sierra de Guadarrama)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 16, 311-314.

- GOOSENS, P. J. (1970).—«Le comportement des grenats dans les séries métamorphiques de Zermatt (Suisse)». *Bull. Suisse Min. et Petr.*, 50, 291-320.
- GRANT, J. A., y WEIBLEN, P. W. (1971).—«Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd». *Amer. J. Sci.*, 270, 281-296.
- GREENWOOD, H. J. (1963).—«The synthesis and stability of antophyllite». *J. Petrology*, 4, 317-341.
- HARKER, R. I., y TUTTLE, O. F. (1956).—«Experimental data on the $P_{CO_2}T$ curve for the reaction: Calcite + Q = Wollastonite + CO_2 ». *Am. J. Sci.*, 254, 239-256.
- HARTE, B., y HENLEY, K. J. (1966).—«Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks». *Nature*, 210, 689-692.
- HEIM, R. C. (1952).—*Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Min. Geologisch Inst. Rijks Univ. Utrech, Holland, 66 págs.
- HERNAN, F. (1970).—*Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el sector del Cerro del Caloco (prov. Segovia)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1923).—«Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica». *Asoc. Española Prog. Cienc.*, Congr. Salamanca, 2, 119-134.
- (1934).—«Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat.*, 38, 1-584.
- (1942).—«El mapa de la "Sierra del Guadarrama de la Escuela Superior del Ejército"». *Rev. Univ. Madrid*, 2, 3-20.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1925 a).—«El glaciar cuaternario de tipo pirenaico de La Buitrera, Riaza (Segovia)». *Asoc. Española Prog. Cienc.*, Congr. Coimbra, 185-192.
- (1925 b).—«Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica». *Peñalara*, 12, 212-214.
- (1930).—«Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel II». *Mem. Canal Isabel II*, 153-164.
- (1931).—«La Pedriza del Manzanares. Descripción geográfico-geológica; págs. 21-36, "Guías de los sitios naturales de interés nacional". Publicado bajo la dirección de E. Hernández Pacheco. Núm. 1, "Sierra de Guadarrama". *Junta de Parques Nacionales*, Madrid.
- (1932).—«Tres ciclos de erosión geológica en las Sierras orientales de la Cordillera Central». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32, 455-460.
- HIETANEN, A. (1967).—«On the facies series in various types of metamorphism». *J. Geology*, 75, 187-214.
- (1969).—«Distribution of Fe and Mg between garnet staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho Batholith». *Amer. J. Sci.*, 267, 422-456.
- HIRSCHBERG, A., y WINKLER, H. G. F. (1968).—«Stabilitätsbeziehungen zwischen Clorit, Cordierit, und Almandin bei der Metamorphose». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, 17-42.
- HOLDAWAY, M. J. (1971).—«Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram». *Amer. J. Sci.*, 271, 97-132.
- HOLLISTER, L. S. (1966).—«Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh Fractionation model». *Science*, 154, 1.647-1.651.
- (1969).—«Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: An end member of the metamorphic process». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 2.465-2.494.
- HOSCHECK, G. (1969).—«The stability of staurolite and chloritoid...». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 22, 208-232.
- KAMINENI, D. C., y CARRARA, A. (1973).—«Comparison of the composition of porphyro-

- blastic and fabric-forming biotite in two metamorphic rocks». *Can. J. Earth. Sci.*, 10, 948-953.
- KINDELAN, V. M.; ORMAZA, J., y TARGHETTA, J. B. (1928).—«Explicación de la Hoja núm. 460 (Hiendelaencina)». *Inst. Geol. Min. España*, 95 págs.
- KRETZ, R. (1959).—«Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals». *J. Geology*, 67, 371-402.
- LAMBERT, R. St. J. (1959).—«The mineralogy and metamorphism of Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire». *Roy. Soc. Edinburgh Transc.*, 63, 553-588.
- LEAKE, B. E. (1967).—«Zoned garnets from the Galway granite and its aplites». *Earth Planet. Sci. Letters*, 3, 311-316.
- LOPEZ RUIZ, J., y GARCIA CACHO, L. (1974).—«The garnets of the eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain». *Chem. Geol.*, 13, 269-283.
- LOPEZ RUIZ, J.; RODRIGUEZ BADIOLA, E., y GARCIA CACHO, L. (1924).—«Origen de los granates de las rocas calco-alcalinas del SE. de España». *I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss. Got. Math-Ph. S. K. I. N. F. 14 beitr. Gol. Medit. West (Berlin)*, 3, 320.
- (1956).—«Uber sardische Bewegungen in Spanien un ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung». *Geotekt Sympos. zur Ehren von M. Srilie*, 128-139.
- LYONS, J. B., y MORSE, S. A. (1970).—«Mg/Fe, partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic, and calcic rocks». *Amer. Mineral.*, 55, 231-245.
- MACPHERSON, J. (1878).—«Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 7, 5-20.
- (1879).—«Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 8, 5-26.
- (1880).—«Predominio de la estructura uniclinal en la Península Ibérica». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9.
- (1883).—«Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos en España». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12, 341-378.
- (1886).—«Relación entre la forma de las costas de la Península Ibérica, sus principales líneas de fractura y el fondo de sus mares». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15, 155-164
- (1901).—«Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica». *Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30, 123-165.
- MALLADA, L. (1895).—«Rocas hipogénicas y Sistema estrato cristalino. Expl. Map. Geol. de España. Tomo 1, 568 págs.
- (1896).—«Sistemas Cambriano y Siluriano. Expl. Map. Geol. de España. Tomo 2, 516 págs.
- MARTIN DONAYRE, F. (1879).—«Descripción física y geológica de la provincia de Avila». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*.
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Avila-Toledo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 303-329.
- MELENDEZ, B. (1942).—«Los terrenos del Cámbrico de la Península Hispánica. Trab. Inst. Cienc. Nat. "José Acosta", C. S. I. C., 83 págs.
- METZ, P. (1970 a).—«Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von Kieselig do-

- lomitischen Sedimenten II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 26, 302-314.
- (1970 b).—«Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von Kieselig dolomitischen Sedimenten II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28, 221-250.
- MISCH, P. (1974).—«Stable association Wo-An and other calc-silicate assemblages in amphibolite-facies crystalline schists of Nanga Parbat NW Himalayas». *Beitr. Zur Mineralogie u. Petrographie*, 10, 315-356.
- (1971).—«Porphyroblast and "crystallization force". Some textural criteria». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 245-251.
- MIYASHIRO, A. (1953).—«Calcium-poor garnet in relation to the metamorphism». *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 179-208.
- (1958).—«Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau». *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2*, 11, 219-272.
- (1961).—«Evolution of metamorphic belts». *J. Petrology*, 2, 277-311.
- MIYASHIRO, A., y SHIDO, F. (1973).—«Progressive compositional change of garnet in metapelite». *Lithos*, 6, 13-20.
- MULAS, J. (1961).—«Granates, andalucitas y turmalinas de las rocas del complejo metamórfico de Cebreros». *Not. y Com.*, 62, 195-213.
- MULLER, G., y SCHNEIDER, A. (1971).—«Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks». *Contr. Mineral. and Petrol.*, 31, 178-200.
- NANDI, K. (1967).—«Garnets as indices of progressive regional metamorphism». *Mineral. Mag.*, 36, 89-93.
- NITSCH, K. H. (1970).—«Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan». *Fortschr. Miner.*, 47.
- OBERMAIER, H., y CARANDELL, J. (1917).—«Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama». *Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat.*, 19, 1-94.
- (1926).—«Sierra de Guadarrama. Excursión B-2». 14 Congreso Geológico Internacional. Madrid.
- OKI, Y. (1961).—«Biotites in metamorphic rocks». *Japan J. Geol. Geogr.*, 32, 497-506.
- PALACIOS, P. (1879).—«Reseña física y geológica de la parte NO. de la provincia de Guadalajara». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6, 321-352.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphiroide antesilurienne du nord ouest de l'Espagne». *Not. y Com.*, 76, 119-154.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972).—«Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)». *Geol. Rund.*, 61, 44-69.
- PEINADO, M. (1970).—«Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 26, 323-326.
- (1973).—«Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)». Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense, Madrid.
- PENCK (1894).—«Dir Pyrenäen-Halbinsel». *Reisebilder. Schr. Yerein Verbr. naturwis. in Wien. Bd.*, 34.
- PEREZ COSSIO, L. (1920).—«El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos en la provincia de Guadalajara». *Bol. Geol. Min.*, 1.
- PIERI, R. de, y GALETTI, G. (1972).—«Analisi alla microsonda di granati zonati in scisti austroalpini della valli Fosse, Passiria e Ridanna (Alto Adige)». *Mem. Inst. Geol. Mineral Univ. Padova*, 29, 1-33.

- PRADO, C. del (1862).—*Reseña geológica de la provincia de Avila y la parte occidental de León*. Junta General de Estadística. Madrid.
- (1864).—*Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística, Madrid, 219 págs.
- QUIROGA, F. (1893).—«Sienita de San Blas en el camino de Miraflores de la Sierra a Manzanares del Real (Madrid)». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 22, 147-152.
- RAST, N. (1965).—«Nucleation and growth of metamorphic minerals. In: "Controls of metamorphism" (W. S. Pitcher y G. W. Flinn, edits). *Oliver and Boyd. Edimburg*, 73-96.
- RICHARDSON, S. W. (1968).—«Staurolite, stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H». *J. Petrology*, 9, 467-488.
- RICHARDSON, S. W.; BELL, P. M., y GILBERT, M. C. (1968).—«Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1.500° C.». *Amer. J. Sci.*, 266, 513-541.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M. (1969).—«Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point». *Amer. J. Sci.*, 267, 259-272.
- SAN MIGUEL, M. (1936).—*Estudio de las rocas eruptivas de España*. Mem. Acad. Cienc. Exactas, Fis. y Nat., 660 págs.
- (1946).—«Las rocas eruptivas y metamórficas del núcleo del anticlinal paleozoico-mesozoico Fuentenebro-Honrubia». *Estudios Geol.*, 4, 75-92.
- (1951).—«La constitución geológica del Anticlinal de Honrubia». *Estudios Geol.*, 14, 387-410.
- (1952).—«Explicación de la Hoja núm. 375 (Fuentelcésped, Burgos)». *Inst. Geol. Min. España*, 73 págs.
- (1955).—«Explicación de la Hoja núm. 403 (Maderuelo, Segovia)». *Inst. Geol. Min. España*, 84 págs.
- SAN MIGUEL, M.; FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1956).—«Explicación de la Hoja número 533 (San Lorenzo de El Escorial, Madrid)». *Inst. Geol. Min. España*, 101 págs.
- SAN MIGUEL, M., y DE PEDRO, F. (1960).—«Explicación de la Hoja núm. 532 (Las Navas del Marqués, Avila, Segovia, Madrid)». *Inst. Geol. Min. España*, 87 págs.
- SANCHEZ DE LA FUENTE, J.; VALLEJO PEREZ DE AYALA, G.; MARTINEZ LOPEZ, R., y BAEZA ROJANO DIAZ, L. J. (1971).—«La serie metamórfica de Hiendelaencina y su cobertura paleozoica». *I. Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Económica*, Sec. 1, 435-450.
- SAXENA, S. K. (1968).—«Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet». *Amer. Mineral.*, 53, 994-1.013.
- SCHAFFER, G. (1969).—«Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 10, 1-207.
- SCHMITZ, U., y WALTER, R. (1974).—«Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel. Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). Teil I: NE-Spanien, Zentral Spanien, S-Spanien. *Zbl. Geol. Paläont.*, 72-124.
- SCHROEDER, E. (1930).—«Der Grenzgebiete von Guadarrama und hesperischen Ketten». *Sond. Abth. d. Ges. Wisch. 2 Göttingen Mat. Phys. Kl. N. F. B.*
- SEN, S. K., y CHAKRABORTY, K. R. (1968).—«Magnesium-iron exchange equilibrium, in garnet-biotite and metamorphic grade». *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 108, 181-207.
- SNELLING, N. J. (1957).—«Note on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones». *Geol. Mag.*, 94, 297-304.
- SOERS, E. (1972).—«Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama». *Studia Geologica*, 4, 7-94.
- SOMMER, W. (1965).—«Stratigraphie und Tektonik im östl Guadarrama-Gebirge (Spanien)».



- Arbeiten aus dem Geologisch-Palaontologischen Institut der Westf. Wilhelms-Universität zu Münster*, 159 págs.
- SPRY, A. (1963).—«The origin and significance of snowball structure in garnet». *J. Petrology*, 4, 211-222.
- (1969).—*Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 págs.
- STRECK, A. (1969).—«Kaledonische Metamorphose der praekambrischen Charcot Land Serie». *Habilitationsschrift. Basel*.
- STURT, B. A. (1962).—«The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism». *J. Petrology*, 3, 181-191.
- TROGER, E. (1959).—«Die Granatgruppe: Beziehungen Zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart». *Neues Jb. Miner. Geol. Abh.*, 93, 1.
- TURNER, F. J. (1968).—*Metamorphic Petrology*. Mc. Graw-Hill, New York, 403 págs.
- VIDAL BOX, C. (1930).—«Morfología del valle alto del río Manzanares». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 30, 303-311.
- (1932).—«Morfología glaciaria cuaternaria del macizo oriental de la Sierra de Gredos». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32, 117-135.
- (1936).—«Contribución al conocimiento morfológico del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, 17-31.
- (1937).—«Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 37, 79-106.
- (1942).—«La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 40, 117-132.
- (1948).—«Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central». *Estudios Geogr.*, 30, 5-52.
- WAARD, D. de (1950).—«Paligenetic Structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23, 51-66.
- WENCK, E. (1958).—«Über Diskontinuitäten in plagioklasserien metamorphen Ursprungs». *Schweiz Miner Petrogr. Mitt.*, 38, 494-498.
- WENCK, E., y KELLER, F. (1969).—«Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen». *Schweiz Miner. Petrogr. Mitt.*, 49, 157-198.
- WHITTEN, E. H. T. (1969).—*Structural geology of folded rocks*. 2.ª edición. Raud. Mc. Nally, Chicago, 678 págs.
- WILSON, M. R. (1971).—«On Syntectonic porphyroblast growth». *Tectonophysics*, 11, 239-260.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlín, 237 págs.
- (1970).—«Abolition of metamorphic Facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in common rocks». *Neues Jb. Miner. Monatshefte.*, 189-248.
- WYNNE, E., y HAY, P. (1963).—«Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the West port área, Ontario». *Can. Mineral*, 17, 453-470.
- ZWART, H. J. (1962).—«On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenées)». *Geol. Rund.*, 52, 38-65.
- (1963).—«Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenées». *Geol. en Mijn.*, 42, 143-154.