

ZONACION METAMORFICA EN EL AREA MONESTERIO-FUENTE DE CANTOS: CRI
TERIOS TEXTURALES Y MINERALOGICOS.

A. Arriola(x), L. Eguiluz (xx), J. Fernández Carrasco(xxx), A.
Garrote(x) y R. Sánchez-Carretero(x).

(x) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Bilbao.

(xx) Departamento de Geotectónica. Fac. Ciencias. Bilbao.

(xxx) Compañía General de Sondeos. Madrid.

Resumen

En el sector central del denominado "anticlinorio Olivenza-Monesterio", en los materiales del Proterozoico superior afectados por un metamorfismo progresivo que alcanza condiciones anatéticas, se ha establecido una zonación metamórfica para los grados bajo y medio, basada en el estado de evolución textural de diferentes litologías y caracteres ópticos de distintos minerales, en especial la biotita, en las rocas metapelíticas y me tagrauváquicas.

Abstract

In the central part of the so-called "anticlinorium Olivenza-Monesterio", in Upper Proterozoic materials affected by a progressive metamorphism which reach to anatectic conditions, a metamorphic zonation has been established for the low and middle metamorphic degrees based on the state of textural evolution of several lithologies and in the optical features of different minerals, mainly the biotite, in metapelithic and metagrauwakic rocks.

INTRODUCCION

En el denominado Anticlinorio Olivenza-Monesterio (ALIA, 1963) se han diferenciado recientemente (ARRIOLA et al., en prensa) dos dominios donde la estratigrafía y evolución tectonometamórfica son distintas. El presente trabajo se centra sobre el dominio más septentrional (Dominio Zafra-Monesterio) y en particular sobre los materiales del Proterozoico superior (Rifeense) (fig. 1 y 2).

La secuencia establecida en estos materiales comprende de abajo a arriba una zona migmatítica con granitos anatéticos autóctonos o paraautóctonos, una monótona sucesión de esquistos y anfibolitas (Sucesión de Montemolín) y materiales metapelíticos y meta-grauváquicos (Sucesión de Tentudia). Todos estos materiales se encuentran a muro de la Formación Malcocinado (FRICKE, 1941) y representan un acúmulo de lutitas y grauvacas con aportes volcánico-clásticos, episodios volcánicos y niveles de cuarcitas negras, en un medio somero.

En el sector central de este anticlinorio se observa la presencia de metamorfismo regional progresivo (EGUILUZ y QUESADA, 1980), con la aparición de migmatitas y granitos anatéticos en las zonas más profundas, mencionados con anterioridad (MALAVE, 1973 y QUESADA, 1975). Sin embargo hay una casi total ausencia de silicatos de aluminio y otros minerales índice del metamorfismo.

La continuación de trabajos previos y la realización de los mapas geológicos 1:50.000 de las hojas de Monesterio y Fuente de Cantos (MAGNA); han permitido establecer una zonación metamórfica basada en la evolución textural y la variación de ciertas propiedades de algunos minerales.

Para ello se ha realizado un muestreo exhaustivo de las diversas litologías y se han estudiado más de 600 láminas entre la totalidad de las muestras recogidas. En la actualidad se investiga la variación del quimismo de la biotita y roca total con objeto de completar y apoyar la validez de la zonación. En la misma dirección apunta el estudio de la composición de la plagioclasa.

1.- METODOLOGIA

En primer lugar se ha realizado un estudio detallado de la mineralogía y asociaciones minerales ligadas a las dos fases sinmetamórficas más importantes, dada la dificultad de su individualización.

A continuación se han establecido cinco estadios en función del desarrollo textural y el pleocroismo, tamaño de grano y número

de inclusiones de circón en blastos de biotita, para las rocas metapelíticas y metagrauváquicas. Estos mismos estadios se ha tratado de diferenciarlos en otras litologías. Para la asignación de las muestras a cada grupo se han revisado todas ellas de forma sucesiva y continua. Esta revisión ha sido efectuada simultáneamente por dos personas, con la ayuda de un puente óptico, todo ello con el fin de conseguir la máxima objetividad.

Los resultados obtenidos se han reflejado sobre la cartografía, estableciéndose la distribución de los estadios diferenciados.

La información suministrada por las rocas de origen pelítico se ha ampliado con la aportada por otras litologías: metabasitas y anfibolitas, rocas carbonatadas y liditas-cuarcitas negras.

2.- ESTADIOS DIFERENCIADOS

De forma general, el incremento del grado metamórfico lleva aparejado un progresivo aumento de la cristalinidad de la roca, hecho observable, a simple vista, en numerosas áreas metamórficas. Para tratar de cuantificar esta evolución es necesario que las rocas con diferente metamorfismo deriven de materiales similares en cuanto a composición, textura, cantidad de agua, etc. Por todo ello el criterio del aumento de cristalinidad tiene un valor relativo y en cualquier caso su aplicabilidad queda limitada a un área restringida donde existan evidencias de que las rocas metamórficas resultan de la evolución de materiales de composición original análoga.

En el Dominio de Zafra-Monesterio los materiales rifeenses objeto de este trabajo evidencian una gran homogeneidad en los distintos conjuntos litológicos, con lutitas y grauvacas dominantes y cantidades menores, de las otras litologías. Por otra parte el área elegida no es muy extensa y el número de muestras se puede considerar representativo.

Para tratar de cuantificar la evolución de las diversas litologías en función del metamorfismo alcanzado se han establecido cinco estadios denominados A, B, C, D y E identificables con re

lativa facilidad. Sin embargo, al existir un paso gradual entre ellos, ciertas muestras plantean dificultades a la hora de asignarlas a uno u otro, en especial en las zonas de transición.

Las características de cada estadio para los principales tipos litológicos son las siguientes:

2.1. ROCAS METAPELITICAS Y METAGRAUVAQUICAS

Son las rocas más abundantes entre los materiales aflorantes. Es to junto con el hecho de que son rocas que reflejan con facilidad los cambios texturales justifica que hayan sido los materiales sobre los que se ha basado la mayor parte de la zonación, habiendo servido las restantes litologías como complemento o confrontación.

Los criterios utilizados en este tipo de rocas han sido: 1) Tex tura. Con especial mención de la presencia de restos de texturas originales. 2) Cristalinidad. Con referencia al porcentaje de granos recristalizados o neoformados y tamaño de los mismos. 3) Biotita. Se ha tenido especial consideración del tipo y color de su pleocroismo (característicamente se hace más intenso y de color más rojizo), tamaño y hábito de los cristales (evoluciona de irregular a acicular y tabular finalmente) y por último núme ro de inclusiones de cristales de circón (aumenta notablemente con el metamorfismo). Además, al igual que en todos los demás casos se ha tenido en cuenta la mineralogía y la cantidad y tipo de los diferenciados y venas de carácter cuarzo-feldespático.

Con todo esto los cinco estadios de metamorfismo progresivo que dan caracterizados como sigue (tabla 1):

- Estadio A: la textura es la original débilmente modificada. La sericita y la clorita son los únicos filosilicatos presentes.
- Estadio B: es posible reconocer la textura original, aunque son frecuentes las texturas esquistasas. Como minerales de neoformación existen clorita y una biotita de pleocroismo ver doso o marrón pálido, de tamaño pequeño (0,02-0,04 mm) y formas irregulares.

- Estadio C: es difícil reconocer la textura original de la que sólo quedan escasos restos. La biotita tiene forma tabular y pleocroismo marrón intenso, aunque es todavía de talla reducida (0,04-0,08 mm).
- Estadio D: Sólo excepcionalmente se conservan restos de la textura original, que suelen corresponder a los clastos de mayor tamaño. Predominan las texturas granolepidoblásticas, con frecuencia bandeadas. La biotita tiene un pleocroismo marrón rojizo observándose a veces placas de gran tamaño (0,2-0,5 mm) aunque el tamaño medio es menor (0,08-0,16 mm). Son frecuentes las inclusiones de circón. Ocasionalmente se encuentran blastos de andalucita en las zonas más profundas.
- Estado E: no se reconoce ningún resto de la textura original, predominando las texturas lepidoblásticas y granolepidoblásticas, a menudo con tendencia poligonal. Abundan los diferenciados cuarzofeldespáticos y los caracteres migmatíticos. La biotita tiene pleocroismo rojo intenso, se presenta en placas, en ocasiones, de gran tamaño (2-4 mm) y frecuentemente sus blastos incluyen numerosos granos de circones. En este estadio hay presencia generalizada de silicatos de aluminio (andalucita, sillimanita, cordierita y granate), en general relacionados con la biotita.

Como se indicó anteriormente, en todas las zonas existen diferenciados que, a parte de hacerse más frecuentes con el aumento de metamorfismo, presentan modificaciones en su composición. Así puede observarse como van apareciendo sucesivamente diferenciados de: cuarzo ± clorita, cuarzo-plagioclasa, cuarzo-plagioclasa-biotita, cuarzo-plagioclasa-biotita-feldespato potásico hasta generalizarse la presencia de diferenciados graníticos. Estos diferenciados tienen, de forma característica, un tamaño de grano sensiblemente superior al resto de la roca.

En la fig. 3 y fotos 1 a 5 se muestra un esquema comparativo de los distintos estadios.

2.2. ANFIBOLITAS

Ocupan el segundo lugar por orden de abundancia de materiales aflorantes. Tienen una respuesta textural más deficiente al aumento de grado metamórfico que las metapelitas y metagrauvas. Ello hace que sea más problemático su encuadre textural, por lo que hay que prestar más atención a criterios mineralógicos. Los principales criterios con los que se ha actuado son: 1) Textura: similar a las metapelitas. 2) Cristalinidad: similar a las metapelitas. 3) Anfíboles: con consideración especial al pleocroismo (que pasa de verde azulado pálido a verde pálido, verde intenso y marrón verdoso), y tamaño y hábito de los cristales (de acicular fino a tabular con tendencias poligonales) y 4) Pleocroismo y hábito de la biotita, en los casos en que ésta está presente.

De acuerdo con estos criterios los estadios de metamorfismo progresivo quedan caracterizados como sigue (tabla 1):

- Estadio A: no se han localizado muestras de esta litología en los materiales de menor metamorfismo.
- Estadio B: anfíbol actinolítico con pleocroismo verde-azulado pálido en delgadas agujas, normalmente reunidas en haces. Otros minerales son plagioclasa albitica y clorita. Pueden existir grandes cristales de hornblenda heredados.
- Estadio C: el anfíbol predominante es hornblenda de pleocroismo verde claro en cristales aciculares o tabulares de tamaño medio (0,02-0,08 mm). Igualmente pueden encontrarse oligoclasa y biotita. Las texturas suelen ser granonematoblásticas, aunque hay cristales heredados, que aparecen sucios, con abundantes inclusiones de opacos y transformados en los bordes a anfíbol de neoformación.
- Estadio D: hornblenda de pleocroismo verde oscuro en cristales de tamaño relativamente grande (0,08-0,16 mm). Reorganización elevada siendo esporádica la presencia de cristales heredados. Predominan las texturas granonematoblásticas o nematoblásticas, frecuentemente bandeadas. Pueden reconocerse diferencia-

LITOLOGIA	MINERALES	A	B	C	D	E
Metapelitas y Metagrauvas	Biotita Andalucita Sillimanita Cordierita Fdk restos textura original cristalinidad inclusiones de circón	— numerosos muy baja —	marrón-verdoso frecuentes baja —	marrón raros media —	marrón-rojiza ocasional — ocasional — ocasionales alta frecuentes	roja x x x x ninguno muy alta muy frecuentes
Anfibolitas	Anfibol Piroxeno Cristalinidad		tremolita baja	tremolita- hornblenda	hornb. verde alta	hornb. marrón diópsido muy alta
Diferenciados	Cuarzo Cuarzo-Plagioclasa Cuarzo-biotita Cuarzo plg.-Fdk-biot. Aplogranitos Diópsido-plagioclasa	x - - - - -	x x - - - -	x x x - - -	x x x x - -	x x x x x x

dos de cuarzo-plagioclasa con texturas granoblásticas y tamaño de grano mayor que el resto de la roca.

- Estadio E: como minerales neoformados hay hornblenda y en proporciones subordinadas piroxeno monoclinico. El anfíbol tiene un pleocroismo marrón verdoso encontrándose dos tipos principales, uno de tamaño medio y formas idiomorfas (0,08-0,4 mm) y otro de mayor tamaño (5-20 mm, o mayores) relacionado con procesos de diferenciación. Las texturas están muy evolucionadas con clara tendencia granoblástica, a veces bandeadas. Pueden observarse lechos monominerálicos de epidota o piroxeno, pudiendo alcanzar estos últimos varios centímetros de anchura.

En la fig. 4 y fotos 6 a 9 puede observarse un esquema de los diferentes estadios de evolución textural de las anfibolitas.

2.3. CUARCITAS NEGRAS

No ha sido posible establecer cinco grados diferentes de evolución textural en estas rocas dada su litología. Sin embargo vamos a esbozar brevemente su evolución con el metamorfismo progresivo.

En las zonas menos metamórficas estas rocas están formadas por una masa submicroscópica de cuarzo en la que se observa una fina y homogénea diseminación de opacos (grafito principalmente) constituyendo una masa traslúcida que responde fehacientemente al término francés de phtanita según la definición de ROBLLOT (1971).

Al aumentar la temperatura comienzan a aparecer venas de cuarzo de recristalización que cortan la masa rocosa a escala milimétrica definiendo una estructura brechoide. En estadios posteriores la recristalización es completa, con bandeo de niveles de cuarzo de grano fino (0,3-0,5 mm) alternando con otros de cuarzo, materia carbonosa y opacos en los que el tamaño de grano es inferior (0,05-0,1 mm). La textura es por tanto granoblástica bandeada, y los bordes de granos irregulares, ameboides o indentados, y sus formas elongadas.

En los tramos de metamorfismo más elevado se produce un incremento del tamaño de grano, conservando el resto de las características con pocas variaciones, excepto en las zonas de anatexia en

que pueden producirse procesos de contaminación. En todos los casos la diferencia de tamaño de grano entre los niveles con y sin materia carbonosa parece debida al papel que juega el grafito como inhibidor de la recristalización.

Por otra parte, en aquellas cuarcitas con pequeñas cantidades de material pelítico, se puede observar, en zonas de metamorfismo medio o alto, la presencia de pequeños cristales tabulares de biotita, con pleocroismo intenso en tonos rojizos.

2.4. ROCAS CALCOSILICATADAS

Estas rocas, que aparecen como lechos decimétricos ó, excepcionalmente, métricos, en relación casi siempre con cuarcitas negras están escasamente representadas, limitándose a pequeños afloramientos muy dispersos. Los principales cambios texturales observados son un aumento progresivo del tamaño de grano y la tendencia a texturas granoblásticas que pasan de elongadas a poligonales. De forma simultánea se aprecia la aparición de anfíboles de texturas esqueléticas en los estadios B y C y de piroxeno, en proporciones crecientes en los estadios D y E.

En otras rocas poco comunes ha sido inviable el establecer estadios diferenciados en rocas pelíticas y grauváquicas. No obstante, en estos casos se han procurado aplicar los criterios establecidos para otras litologías de forma comparativa, según sus similitudes.

3.- GRADO DE METAMORFISMO

En las líneas que siguen se intenta asignar a cada uno de los estadios definidos el grado de metamorfismo con que se corresponden.

Como minerales propios del metamorfismo de grado muy bajo sólo se ha reconocido sericita y clorita. Así en los sectores menos metamórficos se observan las asociaciones:

Cuarzo-plagioclasa-feldespatos potásico-sericita-clorita.

En las Formaciones Malcocinado y Torreárboles y en la sucesión cámbrica, presentes en la zona de estudio, se reconocen asimismo asociaciones de grado muy bajo de metamorfismo, pero sus materiales son discordantes sobre los estudiados y no entraremos en su análisis.

En los tramos más metamórficos de la sucesión de pizarras y metagrauvas volcanoclásticas (sucesión de Tentudia) las asociaciones minerales más características tanto en pizarras como en metagrauvas son:

Cuarzo-plagioclasa-biotita-mica incolora

Cuarzo-plagioclasa-biotita-clorita-mica incolora.

Debemos señalar que se pueden diferenciar dos tipos de biotita, una con pleocroismo verdoso y otra de colores marrones.

En la sucesión de esquistos biotíticos y anfibolitas de Montemolín, que constituye la mayor parte del área estudiada la biotita está presente en todas las muestras metapelíticas y metagrauvas. La andalucita sólo se ha localizado en un pequeño sector, dentro de niveles muy pelíticos, constituyendo porfiroblastos milimétricos, parcialmente alterados y rodeados por mica incolora. Las asociaciones minerales más comunes son:

Cuarzo-plagioclasa-biotita.

Cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita+clorita

Cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-andalucita.

En las anfibolitas las asociaciones minerales más frecuentes son:

Hornblenda-plagioclasa-actinolita-clorita-cuarzo

Hornblenda-plagioclasa-epidota-cuarzo+biotita.

Las cuarcitas negras no dan asociaciones significativas, aunque en los casos en que se hallan fuertemente contaminadas podemos encontrar:

Cuarzo-grafito-biotita-anfibol.

Las rocas carbonatadas son en general bastante impuras y presentan como más frecuentes las siguientes asociaciones minerales:

Calcita-dolomita-talco-tremolita-clinocloro

Calcita-dolomita-talco-tremolita.

Por último, las migmatitas, gneises y esquistos migmatíticos forman un conjunto heterogéneo. Las migmatitas constituyen la litología dominante mostrando gran variedad de texturas y estructuras (flebíticas, ptigmáticas, estromáticas, etc.). Además existe un gran número de diferenciados leucocráticos, incluyendo granitos con moscovita-biotita, aplitoides, pegmatoides y masas de diferentes tamaños de granodiorita anatéctica (granodiorita de Monesterio). Las asociaciones minerales más frecuentes dentro de esta zona de grado alto de metamorfismo son:

Cuarzo-feldespato potásico-biotita-andalucita-cordierita.

Cuarzo-feldespato potásico-biotita-sillimanita-granate.

Cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-sillimanita-andalucita-cordierita.

En cantidades subordinadas aparecen anfibolitas en las que se pueden observar como minerales de neoformación más importantes hornblenda verde-marrón y piroxeno diopsídico.

Se puede admitir que en rocas pelíticas la primera aparición de la biotita (siempre que no esté en presencia de stilpnomelana, WINKLER (1974), se sitúa próxima al inicio del metamorfismo de grado bajo. Con más exactitud está determinado por la aparición de zoisita o clinozoisita coexistiendo con plagioclasa (albita u oligoclasa), cuarzo y clorita.

El paso de grado bajo al medio está definido por la desaparición como asociación estable de clorita-moscovita-cuarzo (pasan a formar estauroлита o cordierita). En rocas anfibólicas viene definido por la desaparición de la tremolita. De acuerdo con WINKLER (1974) las asociaciones tremolita-albita-clorita-hornblenda-albita-clorita y hornblenda-oligoclasa-clorita representarían el grado bajo, mientras que hornblenda-andesina-epidota+almandino representarían el grado medio.

El inicio del metamorfismo de grado alto vendría marcado por la presencia como asociación estable de sillimanita-feldespató potásico en rocas pelíticas y hornblenda marrón en rocas anfibólicas.

Teniendo en cuenta todo lo expuesto respecto a la mineralogía de los distintos materiales y las consideraciones anteriores se puede establecer la siguiente correlación entre los estadios definidos y el grado metamórfico:

- Estadio A Grado muy bajo
- Estadio B Grado bajo, zona de baja temperatura
- Estadio C Grado bajo, zona de alta temperatura, y zona de baja temperatura del grado medio.
- Estadio D Grado medio, zona de media y alta temperatura.
- Estadio E Zona de grado alto con anatexia.

Aunque sin una confirmación con las garantías necesarias todos los datos actualmente disponibles apuntan hacia un metamorfismo desarrollado con un gradiente de alta temperatura y baja presión.

En cuanto a las causas del escaso desarrollo de minerales índices de metamorfismo no existe suficiente información para definirse de forma taxativa. No obstante todo hace pensar en la confluencia de diversos factores composicionales como causa más plausible hasta la obtención de diversos datos químicos que permitan arrojar luz sobre este problema.

La zonación resultante puede verse en la fig. 5. De su observación sobresalen tres hechos principales: 1) la zonación metamórfica se halla plegada por las últimas fases de deformación, 2) los contactos entre los estadios diferenciados son ligeramente oblicuos a las estructuras, lo que apoya la idea de que el clímax metamórfico tuvo lugar entre la 1ª y 2ª fases de deformación y 3) existe una cierta aloctonía de los materiales anatéticos, más acusada en el sector noroccidental de la zona de alto grado.

PIES DE FIGURAS

Figura 1.- Esquema geológico de Ossa Morena. 1: Precámbrico. 2: Macizo metamórfico de Aracena. 3: Cámbrico. 4: Paleozoico indiferenciado. 5: Carbonífero. 6: Rocas ígneas. 7: Terciario y/o Cuaternario. En recuadro las zonas estudiadas: A (Azuaga); AR (Aracena); B (Badajoz); BE (Beja); CO (Córdoba); DB (Don Benito); E (Evora); FC (Fuente de Cantos); FO (Fuente Obejuna); FS (Fregenal de la Sierra); LL (Llerena); LR (Lora del Río); P (Pozoblanco); PO (Portalegre); VC (Villaviciosa de Córdoba).

Figura 2.- Esquema cartográfico del área estudiada. 1: Núcleo migmatítico de Monesterio. 2: Esquistos biotíticos con cuarcitas negras y anfibolita (Sucesión Montemolín). 3: Anfibolitas con esquistos biotíticos y anfibolitas (Sucesión Montemolín). 4: Metagrauvas y Pizarras (Sucesión Tentudia). 5: Arcosas conglomeradas y Pizarras (Formación Torreárboles). 6: Sucesión carbonatada (Cámbrico inferior). 7: Granitoides. 8: Sucesión Tentudia (Dominio Arroyomolinos). 9: Rocas filonianas.

Figura 3.- Esquema de evolución textural de rocas pelíticas para los estadios diferenciados.

Figura 4.- Esquema de evolución textural de rocas anfibólicas para los estadios diferenciados.

Figura 5.- Esquema de zonación metamórfica propuesta. Estadios ABCDE (ver texto). Cruces: granitoides.

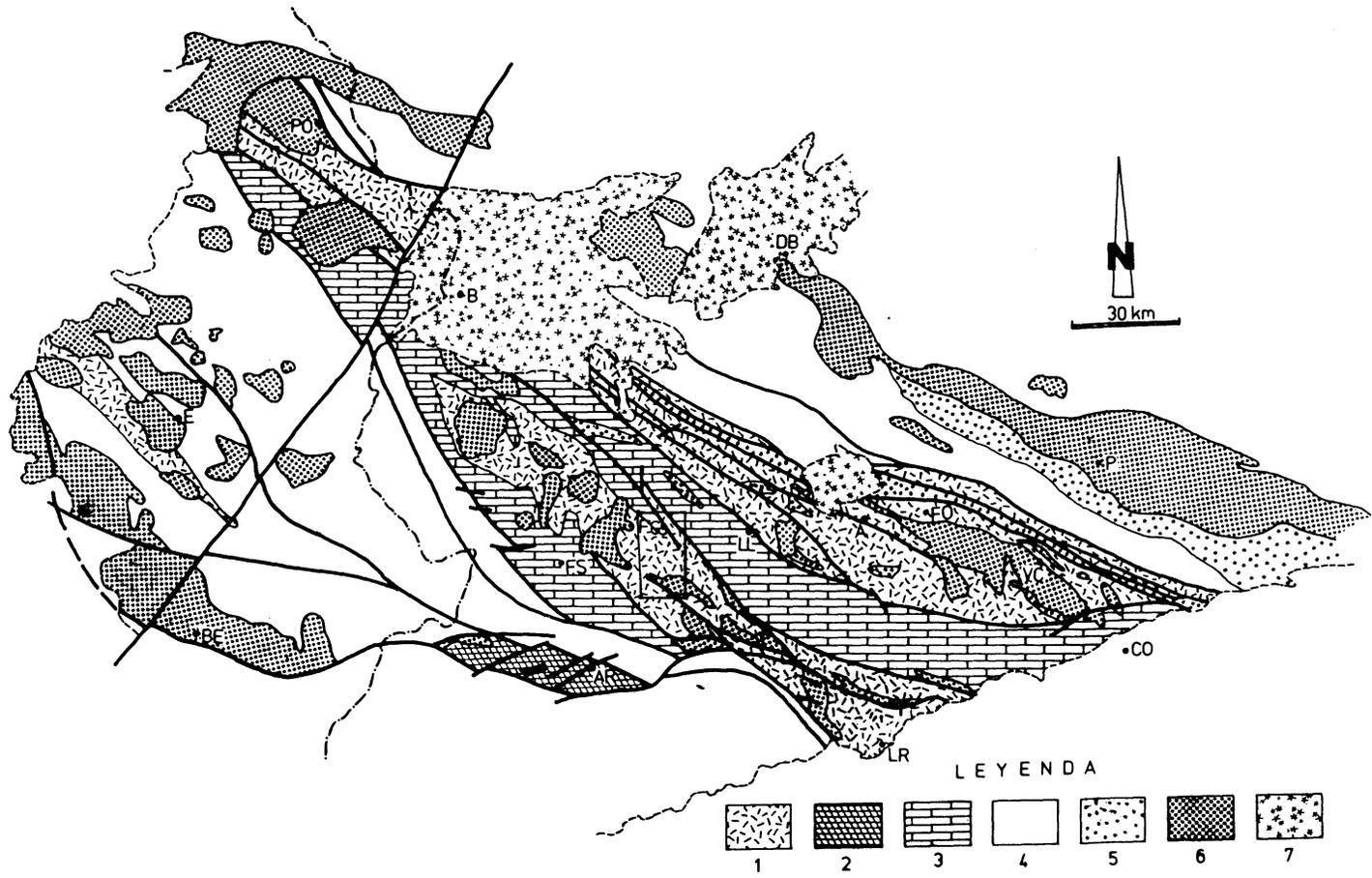
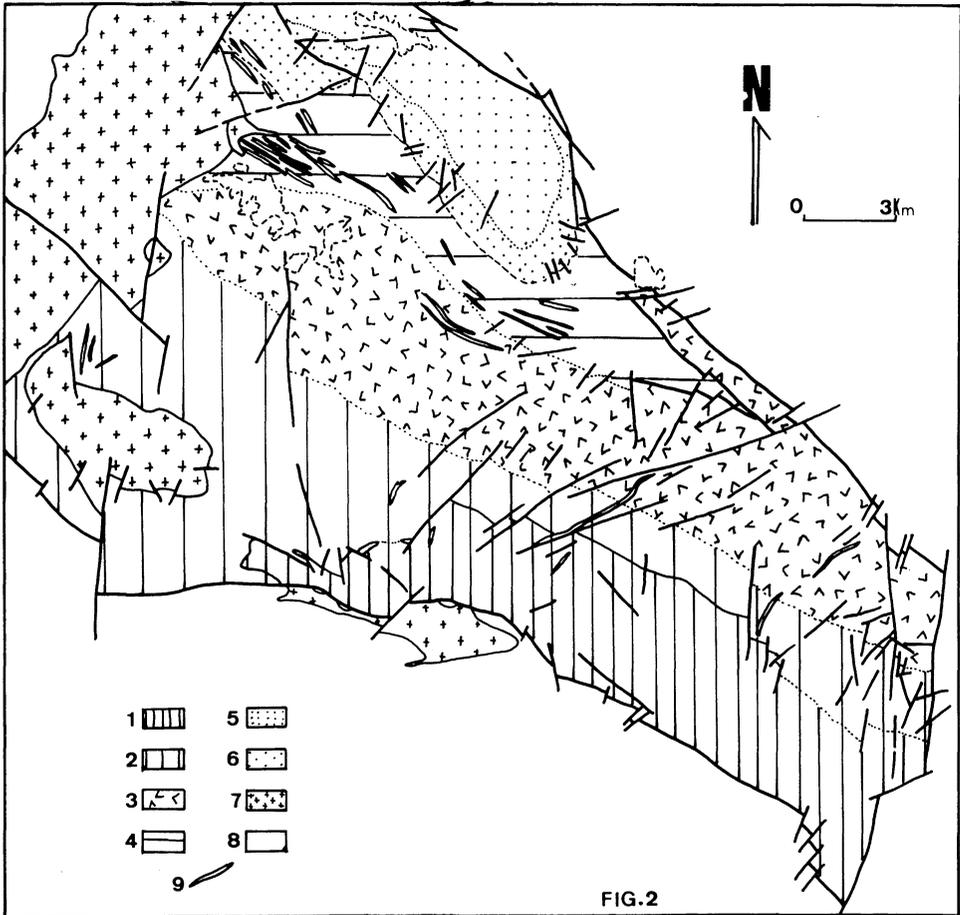


FIG. 1



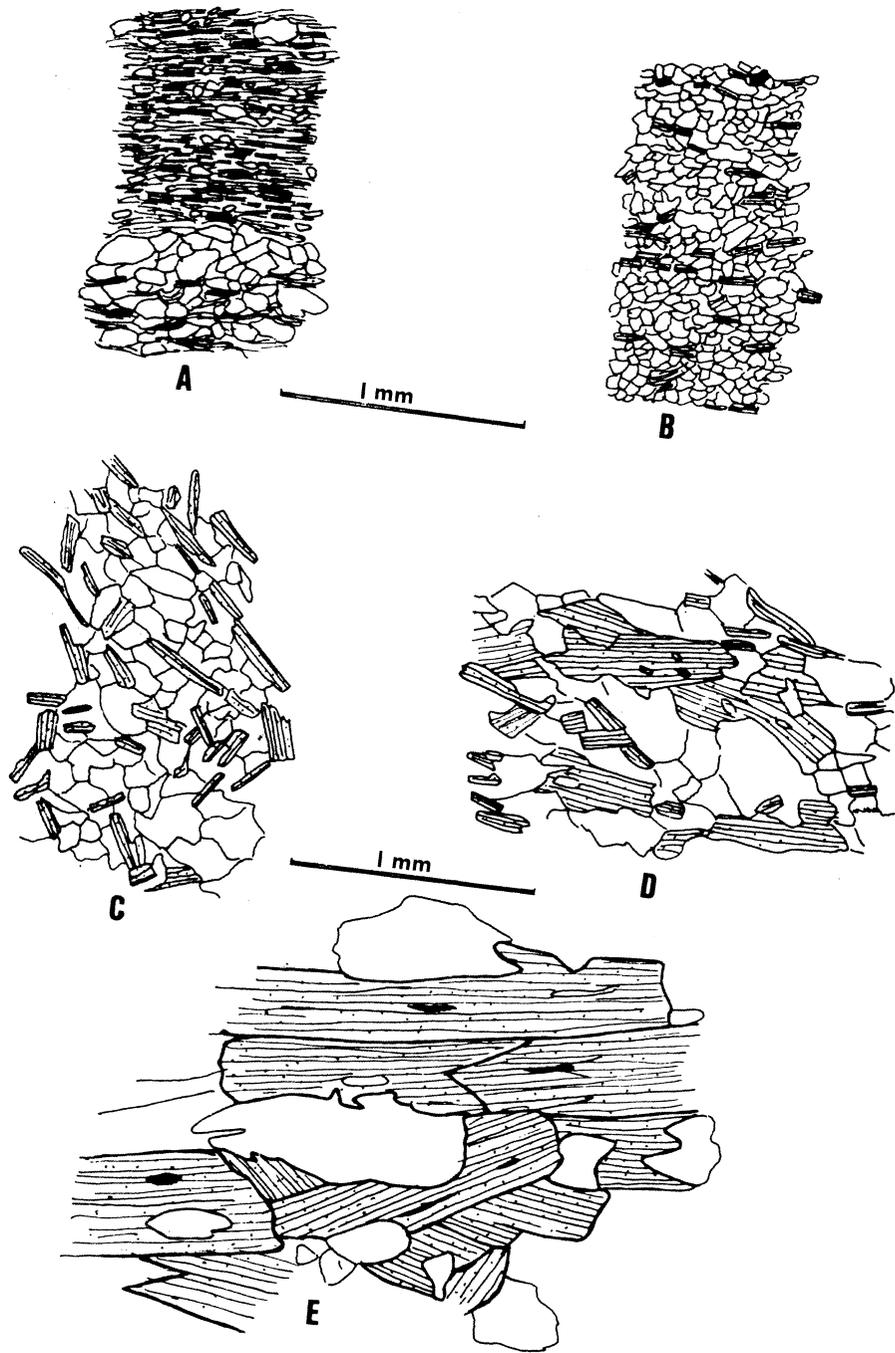
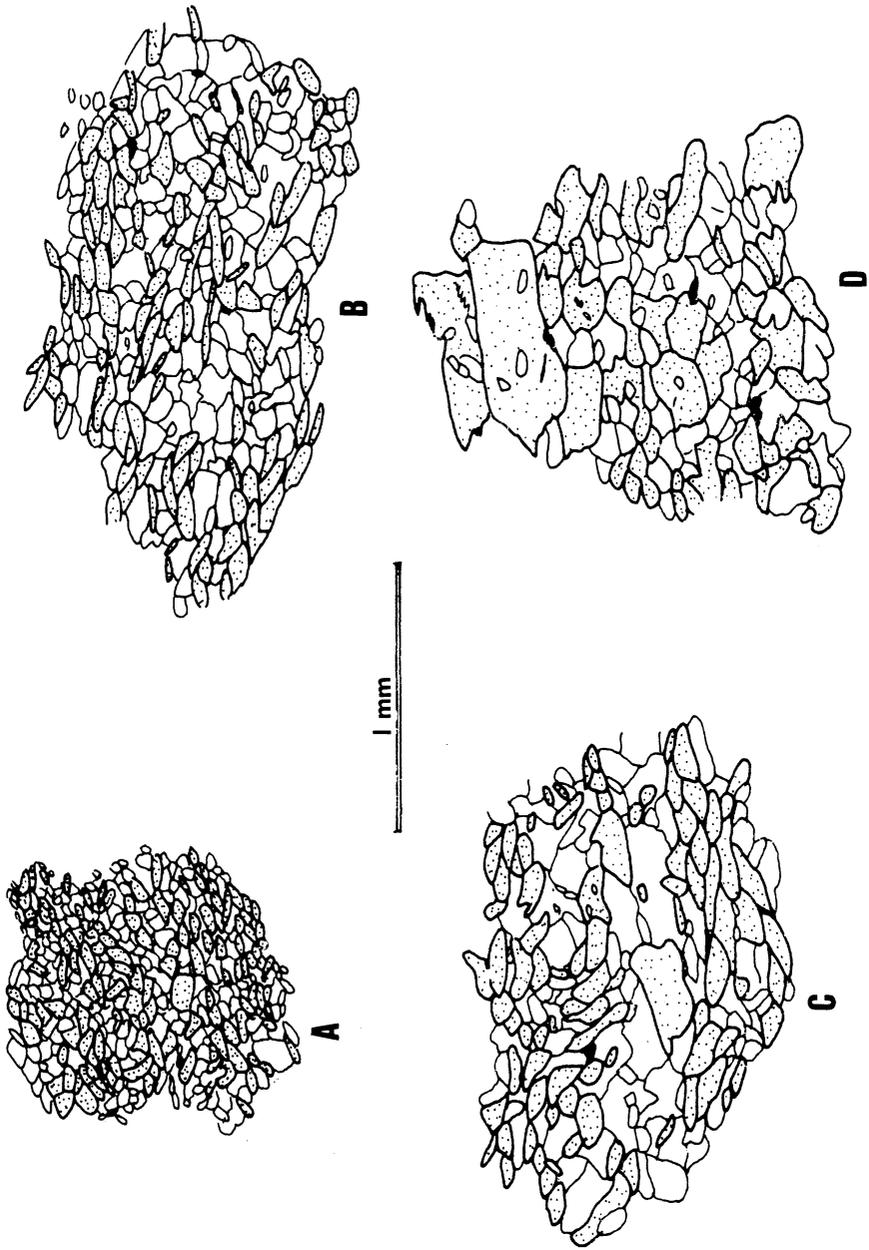
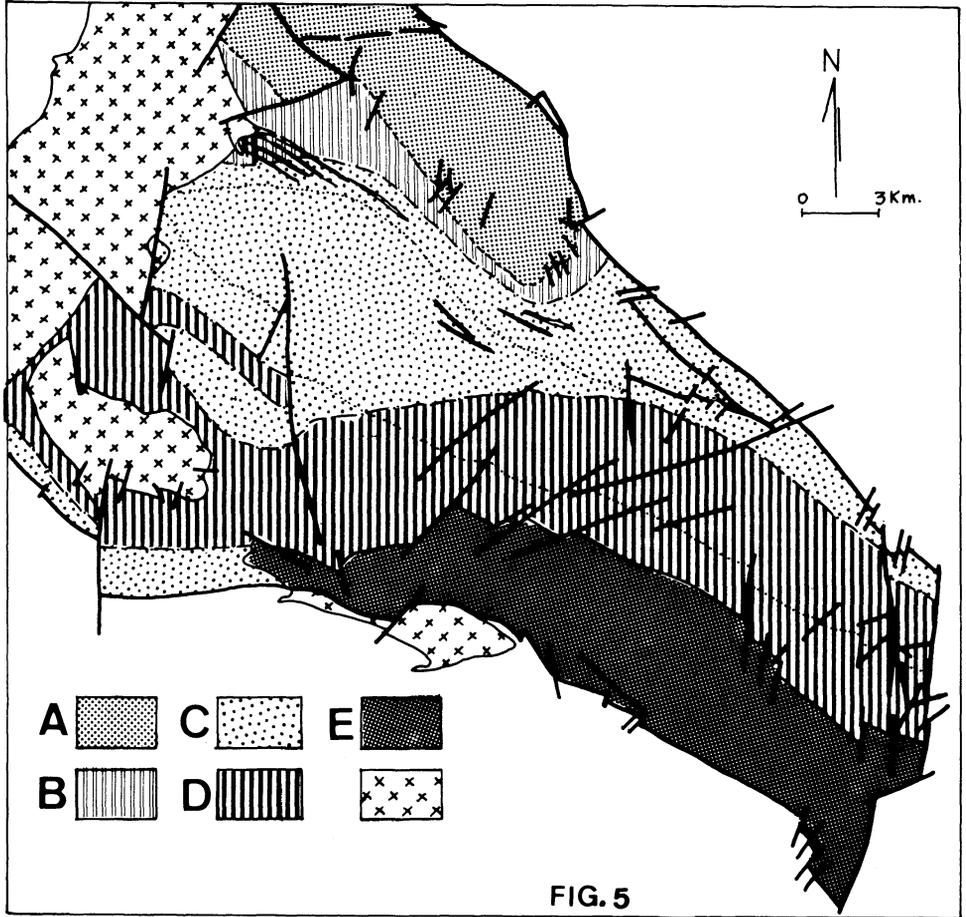


FIG. 3

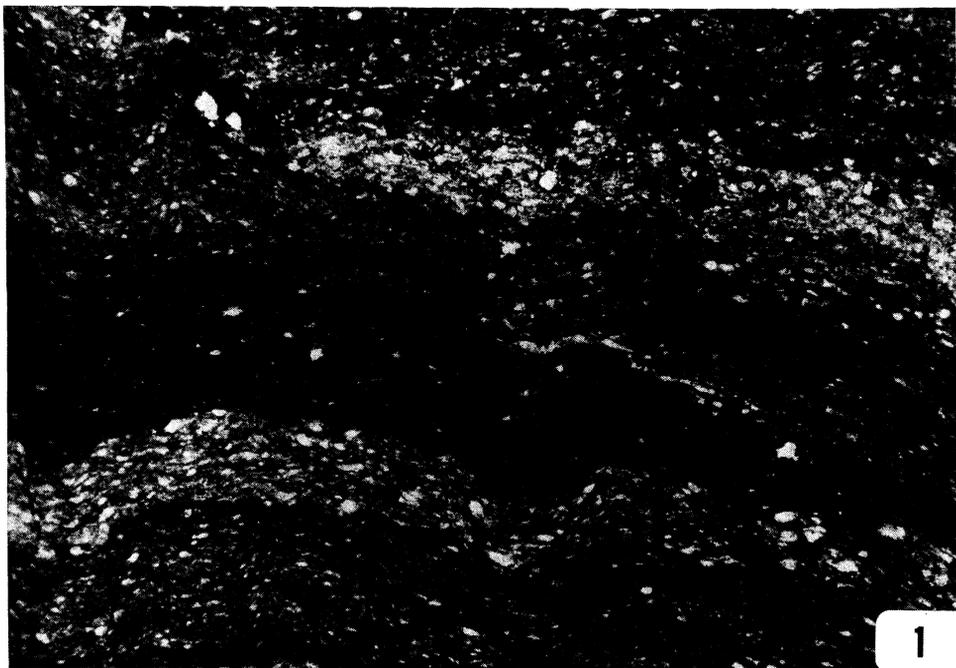
FIG. 4





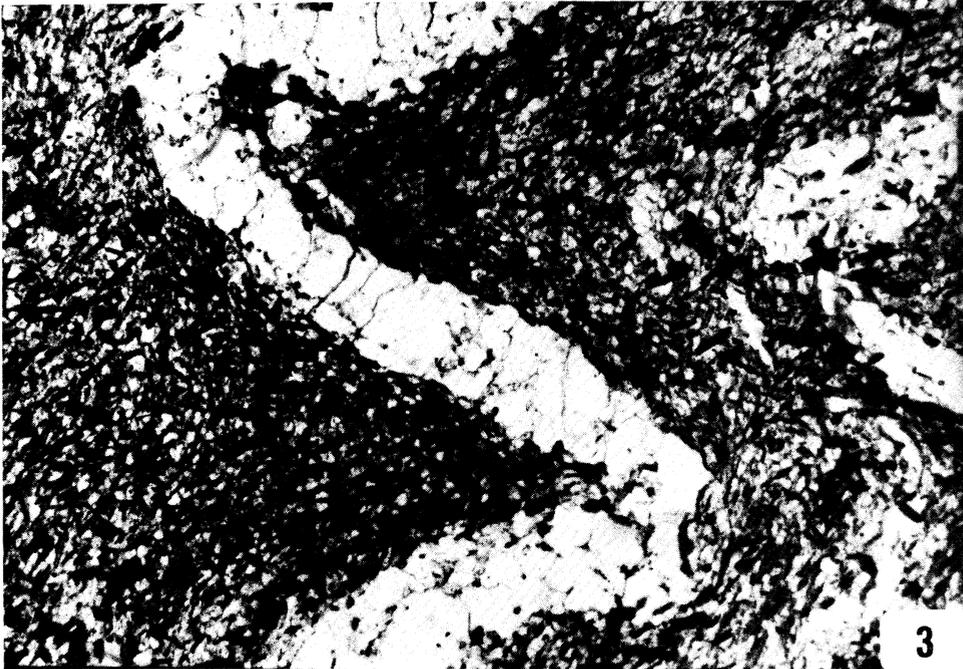
PIES DE FOTOS

- Foto 1.- Metapelita con niveles grauvaquicos débilmente metamórfica sin recristalización de biotita y con un sólo microplegado (Estadio A).
- Foto 2.- Cuarzometapelita con incipiente recristalización de biotita y diferenciados de cuarzo (Estadio B).
- Foto 3.- Esquisto biotítico replegado con diferenciados de cuarzo y plagioclasa (Estadio C).
- Foto 4.- Cuarzoesquisto con biotita de pleocroismo intenso (Estadio D).
- Foto 5.- Gneis migmatítico con grandes placas de biotita.
- Foto 6.- Esquisto anfibólico de grano fino y hábito acicular con diferenciados leucocráticos cuarzo-feldespáticos (Estadio B).
- Foto 7.- Esquisto anfibólico con textura nematoblástica y diferenciados cuarzo-feldespáticos (Estadio C).
- Foto 8.- Anfibolita plegada con textura granolepidoblástica (Estadio D).
- Foto 9.- Anfibolita del estadio alto de metamorfismo. Los cristales de anfibol tienden a ser poligonales con abundantes cristales de opacos (Estadio E).



1 mm



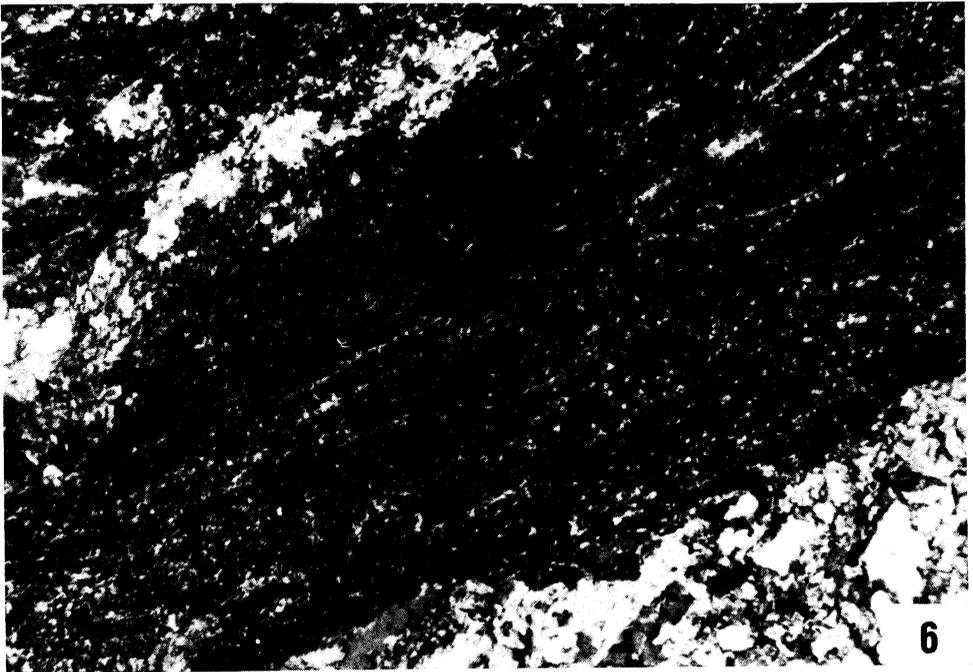


1 mm



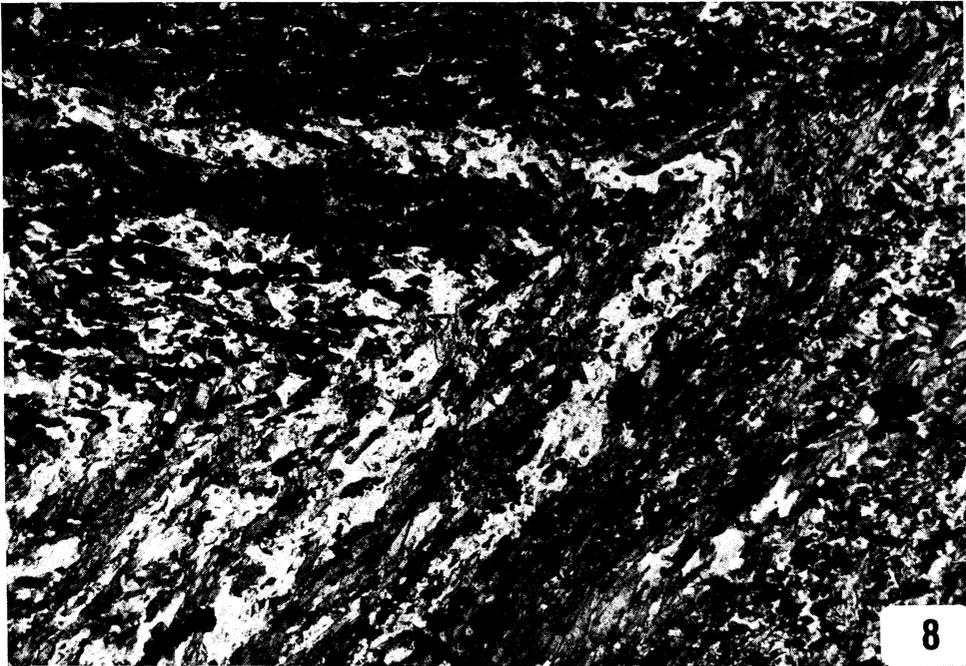


1 mm





1 mm





1 mm

BIBLIOGRAFIA

- ALIA-MEDINA, M. (1963).- Rasgos estructurales de la baja Extremadura. Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., vol. 6, LXI, p. 247-262.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ-CARRASCO, J. y GARROTE, A. (en prensa).- Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Com. II Reunión GOM.
- EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1980).- La Sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz): Nota preliminar. Tema Geol. Min., n° 4, p. 123-141.
- FRICKE, W. (1941).- Die Geologie des Greuzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Diss. Math-naturw. Fak., 86, Berlin.
- MALAVE, J. (1973).- Estudio petrológico y tectónico de una zona situada al SE de la provincia de Badajoz. Tesis Lic. (inédita), Fac. Ciencias, Universidad de Granada, 86 pp.
- QUESADA, C (1975).- Geología de un sector de la parte central del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz). Tesis Licenciatura. Univ. de Granada, 128 pp.
- ROBLOT, M.M. (1971).- Etude des roches silico-carbonées du Précambrien Armoricaín. Sciences de la Terre, Mémoire n° 20, 322 pp., Nancy.
- WINKLER, H.G.F. (1978).- Petrogénesis de rocas metamórficas. H. Blume ediciones, 346 pp., Madrid.