

# Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo

Por A. APARICIO YAGÜE (\*).

## INDICE

	Págs.		Págs.
<b>CAPÍTULO I.</b>			
Introducción ... ..	371	IV. 3. Intensidad del metamorfismo ... ..	391
		IV. 4. Relaciones Serie Verde-Migmatitas ... ..	391
<b>CAPÍTULO II.</b>			
Cobertera sedimentaria ... ..	372	<b>CAPÍTULO V.</b>	
II. 1. Cretácico ... ..	372	Serie Cámbrico superior-Ordovícico ... ..	392
II. 2. Mioceno ... ..	373	V. 1. Descripción general ... ..	392
II. 3. Plioceno ... ..	374	<b>CAPÍTULO VI.</b>	
II. 4. Cuaternario ... ..	374	Rocas graníticas ... ..	393
II. 5. Estructura del Mesozoico y Cenozoico ... ..	374	VI. 1. Descripción general ... ..	393
		VI. 2. Metamorfismo de contacto ... ..	397
<b>CAPÍTULO III.</b>			
Unidad migmatítica ... ..	375	<b>CAPÍTULO VII.</b>	
III. 1. Descripción general ... ..	375	Banda milonítica ... ..	398
III. 2. Tipos estructurales ... ..	376	<b>CAPÍTULO VIII.</b>	
III. 3. Tipos de rocas ... ..	378	Tectónica ... ..	404
III. 3.1. Migmatitas ... ..	378	VIII. 1. Etapas de plegamiento ... ..	405
III. 3.2. Rocas plutónicas ... ..	380	VIII. 2. Estilos tectónicos ... ..	406
III. 3.3. Rocas metamórficas no migmatizadas ... ..	381	VIII. 3. Macroestructuras ... ..	406
III. 4. Litología de la Serie Primitiva ... ..	384	<b>CAPÍTULO IX.</b>	
III. 5. Intensidad del metamorfismo ... ..	384	Geología histórica ... ..	410
III. 6. Consideraciones genéticas ... ..	386	IX. 1. Edad de las migmatitas ... ..	410
		IX. 2. Evolución histórica ... ..	410
<b>CAPÍTULO IV.</b>			
Serie Cámbrica (Pizarras Verdes) ... ..	387	IX. 3. Conclusiones ... ..	411
IV. 1. Descripción general ... ..	387	<b>BIBLIOGRAFÍA ... ..</b>	
IV. 2. Datación de la Serie Verde ... ..	390		412

## RESUMEN

El Macizo Cristalino de Toledo es una unidad compleja constituida por rocas de tipo metamórfico migmatítico, junto a rocas plutónicas básicas y enclaves de rocas poco afectadas por el metamorfismo. Neises, leptinitas, anfíbolitas, mármoles, son las clases de rocas más abundantes entre los tipos metamórficos. Las paragénesis más frecuentes encontradas en estos materiales permiten asociar el metamorfismo regional que les afectó al tipo Abukuma, facies anfíbolitas, subfacies cordierita-sillimanita-biotita-almandino-orosa. De acuerdo con las nuevas ideas de WINKLER (1971), corresponderían a un "estadio alto" en el metamorfismo.

En las migmatitas se distinguen tres tipos estructurales: arteritas, anateixitas y agmatitas. Las arteritas son las más abundantes y están definidas por alternancias de materiales feldespáticos (leucosoma) inyectados en materiales micáceos (paleosoma). Las anateixitas están representadas por rocas de textura granuda sin foliación marcada, aunque con orientación definida por fenocristales de feldespato. Cuando la distribución del material feldespático se hace de forma irregular sobre la roca que está sufriendo la transformación dan origen a rocas de textura agmatítica, que es el tipo menos frecuente dentro del núcleo de alto metamorfismo.

El proceso de migmatización es el resultado del mismo proceso de metamorfismo regional creciente que afectó a dicha unidad. En las condiciones prefijadas por la facies de las anfíbolitas se alcanzan temperaturas suficientes para llegar a la fusión parcial de los elementos feldespáticos que se están metamorfizando y cuya movilidad permite la inyección en zonas más o menos alejadas del lugar de fusión. Metamorfismo y migmatización son el resultado de un mismo proceso metamórfico.

(\*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Madrid.

Documento nº			
93	GT	A	004

Hacia el S., el núcleo cristalino se pone en contacto con un conjunto de materiales pizarrosos-calcareos y cuarcíticos pertenecientes al Paleozoico inferior (Cámbrico y Ordovícico). En el Cámbrico inferior y medio predominan los elementos pizarrosos-calcareos, y sobre ellos se apona discordantemente el Cámbrico superior que se enlaza sin discontinuidad con el Ordovícico, estando constituidos estos dos últimos pisos fundamentalmente por rocas cuarcíticas y pizarrosas.

Tanto el Cámbrico como el Ordovícico están afectados por un metamorfismo de baja intensidad que se incluye en la facies de esquistos verdes del tipo Abukuma. La paragénesis más frecuente es moscovita-cuarzo-clorita-albita. Dentro del Cámbrico se describe un punto en que la asociación mineral encontrada (cordierita-andalucita-estauroлита-moscovita-biotita) corresponde a la zona de transición entre los esquistos verdes y las anfibolitas.

La identidad del metamorfismo permite considerar al macizo cristalino y al Paleozoico inferior englobados en una misma unidad metamórfica.

El salto de facies (diferencias en la intensidad de metamorfismo entre los dos núcleos) se explica por la presencia de una fractura de grandes dimensiones, de dirección E.-W., que origina una amplia zona de rocas miloníticas. El milonito aparece formado por una roca de textura porfídica en la que los fenoblastos son feldspatos englobados en una matriz de composición micéa-silicea muy orientada. Los cristales de feldspatos son residuales, por lo que la temperatura de fricción por deslizamiento no fue suficiente para fundir el feldspato, pero sí para reordenar el cuarzo y la mica. La roca está afectada por un metamorfismo de tipo dinámico. La edad de esta fractura se hace corresponder con las últimas fases de la orogénesis hercínica, con una dirección E.-W. bien definida.

Los materiales paleozoicos son intruidos por rocas granodioríticas, lo que origina un metamorfismo de contacto sobre los materiales pizarrosos-calcareos, dando lugar a la formación de skarn y corneanas. Se alcanza la facies de las corneanas piroxénicas con una paragénesis definida por cordierita, sillimanita, andalucita y ortosa. Los fenómenos de asimilación magmática que acompañan a la intrusión producen cambios en la composición química de las granodioritas, originando la presencia de dioritas y adamellitas.

La presencia de minerales metamórficos como sillimanita, andalucita y granates dentro de las granodioritas, unido a la existencia de una zona de transición entre las migmatitas y granodioritas, permite considerar a estas rocas como de origen anatóxico, enlazadas directamente con el metamorfismo regional que afectó a la zona.

El análisis estructural de cada una de estas unidades (migmatitas, Cámbrico y Ordovícico) nos indica que todas ellas están afectadas por un plegamiento general de edad hercínica, superpuesto a movimientos menos intensos de edad caledoniana. El metamorfismo que se considera sincrónico con este plegamiento, borra las estructuras caledonianas. Se distinguen dentro del Hercínico dos fases orogénicas de dirección aproximada N.-S. y E.-W.

Los anteriores datos permiten considerar al Macizo Cristalino de Toledo como una unidad antigua cuyas rocas pueden pertenecer al Georgiense superior y que se encuentra aislado de otras zonas limítrofes de alto metamorfismo (Sistema Central) por fracturas de edad alpina que dan origen a una disposición de bloques hundidos y levantados cuyo relleno se hace con materiales terciarios.

#### ABSTRACT

The Toledo Crystalline Massif is a complex unit which consists of metamorphic rocks (migmatites) and basic plutonic rocks as well as inclusions of rocks scarcely affected by the metamorphism. Gneiss, leptynites, amphibolites and marbles are the most frequent metamorphic rocks which are to be found. The paragenesis of those materials enable us to define the regional metamorphism which affected them as Abukuma, facies of amphibolites, subfacies of cordierite-sillimanite-biotite-almandine-orthoclase. After WINKLER's (1971) new ideas this facies corresponds to a high stage of metamorphism.

Three structural types are to be distinguished in the migmatites: arterites, anatectites and agmatites. The former, which are also the most common are composed by alternations of feldspathic materials (leucosoma) injected in micaceous materials (paleosoma). Anatectites are represented by granular texture rocks without a well definite foliation, but with an orientation given by the feldspars phenocrysts. When the feldspathic material is irregularly distributed in the rock we deal with an agmatitic texture, the less common migmatitic type found in the high metamorphism nucleus.

The migmatization process results from the increasing regional metamorphism process which affected that unit. In the amphibolite facies conditions, the temperatures reached are high enough to melt partially the feldspars which are metamorphosing and whose mobility makes injection possible in zones more or less distant from the melted one. Metamorphism and migmatization result therefore from the same metamorphic process.

South of the crystalline nucleus, the contact is marked by limy slates and quartzites from the Lower Paleozoic (Cambrian and Ordovician). In the Lower and Middle Cambrian predominate the limy slates; unconformable with them lay the Upper Cambrian and the Ordovician, both of them formed by quartzites and slates.

Cambrian and Ordovician materials are affected by a metamorphism of little intensity which can be included in the Green Schists facies of Abukuma type. The most frequent paragenesis is muscovite-quartz-chlorite-albite. In one point of the Cambrian series the mineral association (cordierite-andalusite-staurolite-muscovite-biotite) corresponds to the transition zone between the Green Schists and the amphibolite facies.

Metamorphism identity let us consider the crystalline massif and the Lower Paleozoic as belonging to the same metamorphic unit. The change of facies (differences in metamorphism intensity between both nuclei) is explained by the existence of a big fracture East-West with a broad zone of milonites, which are porphyritic-textured rocks with phenoblastic feldspars in a very well oriented micaceous and silic groundmass. The feldspar crystals are residual, and that means that friction temperature was not sufficient to melt the feldspar but only to reorganise the quartz and the mica. The rock is therefore affected by dynamometamorphism. This fracture is assigned an age which corresponds to the last phases of Hercinian orogenesis with a well definite East-West orientation.

Paleozoic materials are intruded by granodiorites, generating a contact metamorphism on the limy slates, which produces skarn and hornfelds: the pyroxenic hornfelds facies, with a cordierite-sillimanite-andalusite-orthoclase paragenesis is reached. Phenomena of magmatic assimilation accompanying the intrusion produced changes in the chemical composition of granodiorites, giving diorites and adamellites.

Presence in granodiorites of metamorphic minerals as sillimanite, andalusite and garnets, as well as the existence of a transition zone between migmatites and granodiorites, makes possible for us to consider these rocks as anatexitic ones and directly related with the regional metamorphism which affected this zone.

From the structural analyse of these three zones (migmatites, Cambrian and Ordovician) we can argue that all three are affected by a general folding of Hercynian age superimposed to less energetic movements belonging to the Caledonian orogenesis, whose structures are obliterated by the Hercynian metamorphism. Two different orogenic phases (whose approximate directions are North-South and East-West) can be distinguished in the Hercynian movements.

All the former facts enable us to consider the Toledo Crystalline Massif as an old unit whose rocks can be assimilated to Upper Georgian and which is isolated from other neighbouring high-metamorphism zones (Sistema Central) by Alpine fractures giving a pattern of lifted and depressed blocks; Cenozoic materials are filling the depressed areas.

### CAPITULO I. INTRODUCCION

Geográficamente, el terreno estudiado constituye, dentro de la provincia de Toledo, una franja rectangular, limitada al N. por la depresión del Tajo, al S. por los montes de Toledo. Con la carretera Madrid-Cádiz en las cercanías de Tembleque como lími-

hundidos y levantados dentro de estas zonas. En nuestro caso, la fosa del Tajo (ALÍA, 1960) constituye la depresión rellena de sedimentos terciarios que separa el Guadarrama del macizo cristalino de Toledo; a su vez, el núcleo migmatítico toledano constituye un blo-

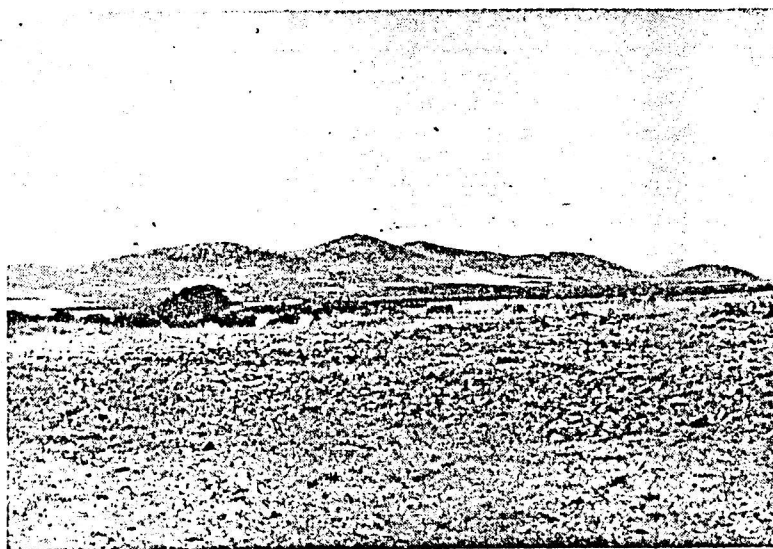


Fig. 2.—Plataforma toledana, definida por la unidad migmatítica, en contacto, hacia el S., con las Sierras de Montes-Isla.

te E. Hacia el W. queda limitada por el valle del río Gébalo en las proximidades de Alcaudete de la Jara.

El rectángulo estudiado queda comprendido entre los  $39^{\circ} 30'$  y  $40^{\circ} 00'$  de latitud y los  $0^{\circ} 10'$  E. a  $0^{\circ} 50'$  W. de longitud, abarcando una superficie de 4.233 km.<sup>2</sup>, correspondiente a las Hojas Topográficas (Escala 1:50.000) números 628, 629, 630, 655, 656, 657, 658 y 680 (fig. 1). (V. encarte al final de este trabajo.)

En el Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 se observa la presencia de este macizo cristalino de Toledo, como una unidad metamórfica aislada del Sistema Central por materiales recientes de edad terciaria, y de los núcleos metamórficos del S. y SW. de la Península Ibérica por el Paleozoico inferior.

Viene, pues, a constituir el macizo cristalino de Toledo una unidad de rocas antiguas relacionadas directamente con el Macizo Central.

El juego de grandes fracturas de edad alpina provocaron la individualización de una serie de bloques

que levantado que es al mismo tiempo el límite S. de la depresión tectónica del Tajo.

Aunque ya varios autores (ALÍA, 1945; VIDAL Box, 1944) han tratado de la morfología de la región toledana y han obtenido datos sobre las superficies de erosión existentes, únicamente queremos destacar el contacto entre una zona totalmente arrasada que se extiende al S. del Tajo (con unos 200 metros de elevación media sobre el nivel del Tajo) y su detención brusca por unas sierras (Polán, Layos, Noez, Marica, etc.), de materiales resistentes (fig. 2), que VIDAL Box (1944) denominó por sus especiales características Montes-Isla. Al S. de estas sierras aparece una nueva plataforma condicionada por la existencia de rocas plutónicas y que viene a acabar con la presencia de las primeras estribaciones de los Montes de Toledo. Esta disposición tan típica (Corte I) de la morfología toledana, que desde siempre llamó la atención a todos los autores que trabajaron sobre la zona, obedece a una serie de circunstancias

Todavía en la H-655 se encuentran nuevos afloramientos de rocas detríticas que por su similitud con los hasta ahora señalados consideramos también incluidos dentro del Cretácico. Están situados en (39° 46' 50" - 1° 03' 00" W.) y en (39° 8' 00" - 1° 05' 20" W. Río Sangrera). Al igual que en los casos anteriores, el contacto de este Cretácico es siempre por fractura, apareciendo en el borde del límite actual de la cuenca terciaria. De todos estos afloramientos, el mejor estudiado corresponde al situado en las inmediaciones de Toledo, entre el arroyo de la Rosa y la carretera general a Ciudad Real.

El primer autor que hizo un estudio sobre estos depósitos fue DOUVILLE (1908). Después del análisis de los fósiles encontrados, los dató como pertenecientes al Terciario inferior.

Autores posteriores siguieron considerándolos como Paleógeno.

ALÍA (1945) los considera, por razones paleogeográficas, como sedimentos de edad cretácica. Hoy en día casi todos los autores están de acuerdo con esta edad.

Más tarde, fueron ya estudiados con detalle por ALONSO (1970). Está constituido por una serie de areniscas de colores abigarrados con algunas intercalaciones margosas de color verde. En la parte más alta, y ya casi totalmente destruidas, se encuentran calizas blancas con un espesor máximo de 1 metro. En el resto de los afloramientos descritos no aparecen calizas, aunque sí rocas detríticas con carbonatos.

El afloramiento de las proximidades del Cerro Palomilla (H-629, 39° 52' 30", 0° 28' 00" W.) está formado de muro a techo por:

- 1.º 7-8 metros de arenas verdes con capas de conglomerados.
- 2.º 2-3 metros de arenas compactas de grano fino.
- 3.º Arenas blancas feldespáticas.
- 4.º Techo formado por terrazas del río Tajo.

Otro corte más completo de este afloramiento dio la siguiente sucesión de muro a techo:

- 1.º Arenas blancas. No se ve la base.
- 2.º 2 metros de areniscas compactas.
- 3.º 7-8 metros de arenas verdes.
- 4.º 2 metros nivel margoso.
- 5.º 3 metros de nivel arenoso-calcáreo.

Características similares muestra el afloramiento de Cerro Aguilar y Arroyo Torcón (Corte II). Son también rocas detríticas que, a medida que ascendemos, se transforman en areniscas calcáreas, pero sin llegar a ser verdaderas calizas.

- 1.º Arenas blancas.
- 2.º Conglomerado calcáreo.
- 3.º Calizas arenosas, 4-5 metros.

El resto del afloramiento está formado tan sólo por

rocas detríticas, areniscas y conglomerados con cantos de 4-5 cm. como término medio. Los colores son abigarrados típicos.

El Cretácico más occidental (afloramiento de la H-655) es más sencillo en cuanto a su litología se refiere, pues está formado exclusivamente en todos los afloramientos por rocas de tipo conglomerado silíceo, con cantos de cuarcita de hasta 15 cm. En la zona del río Sangrera, este Cretácico se apoya directamente sobre rocas graníticas y su potencia es pequeña (alrededor de los 10-20 m.), pues está erosionado y encima de él se ha depositado el Terciario.

## II. 2. MIOCENO.

Son los depósitos sedimentarios recientes que ocupan mayor extensión. Por tratarse de facies de borde de cuenca y ser frecuentes los cambios laterales de facies es difícil establecer relación entre los distintos tipos litológicos que aparecen. Si a ello unimos la carencia de fósiles, se hace más difícil su correlación. El límite del Terciario con el núcleo cristalino, Paleozoico y rocas graníticas, se realiza casi siempre por fracturas (Corte I). La erosión que siguió a esta fracturación fue causante de la sedimentación terciaria. No ocurre así en los bordes oriental y occidental, en los que los materiales antiguos se van enterrando suavemente debajo del Terciario (Corte III). La erosión de este Terciario hace aparecer relieves antiguos exhumados, principalmente en las cuarcitas del Arenig.

A pesar de la ausencia de fósiles consideramos, por similitud con otras zonas, que todo el Terciario de la zona se encuentra comprendido dentro del Mioceno, desde el Mioceno medio hasta llegar a las calizas del Mioceno superior (dejando para más adelante la posición de los depósitos tipo raña).

La serie comienza con un conglomerado basal formado por cantos de todo tipo: cuarcitas, migmatitas y granitos. Este conglomerado se puede observar perfectamente en (655, 39° 47' 15" - 0° 58' 00" W. Arroyo de La Parrilla); prácticamente es el único punto en donde se ve el contacto discordante conglomerado mioceno-granito. En las cercanías de San Martín de Pusa (a la salida del pueblo por la carretera a San Bartolomé) se ve el mismo contacto un poco más difuso.

Una vez pasado el conglomerado comienza una facies de arenas y arcosas similares a la facies Madrid, que consideramos como de edad Mioceno medio. Lateralmente pasamos a calizas margosas y margas yesíferas de edad también Mioceno medio, y ya en la parte más superior aparecen las "calizas del páramo" más superiores, a las que se atribuye una edad Mioceno superior. A grandes rasgos, ésta es la estratigrafía del Mioceno de la zona en estudio. En la facies detrítica de arcosas y arenas, que es la más abundante, aparecen zonas de arenas rojas (alrededores de Toledo, que algunos autores (ALÍA, 1944) consideraron

sentar inclinaciones de 5° a 15° (Hoja 655) (Corte III). El Cretácico que aflora en contacto con las grandes fracturas "alpinas de reactivación" (que producen la deposición del Terciario) es frecuente encontrarlo inclinado, sobre todo en afloramientos pequeños, como los que se encuentran en las cercanías de Toledo. Cuan-

do estos afloramientos tienen mayor extensión, como ocurre en el Cretácico de la zona central de la Hoja 656 (Gálvez), en las proximidades de la fractura, se inclina bastante (buzamiento del orden de 40°), para después ir adquiriendo la posición horizontal hasta quedar enterrado por el Terciario.

### CAPITULO III. UNIDAD MIGMATITICA

#### III. 1. DESCRIPCIÓN GENERAL.

El conjunto de rocas de ~~carácter metamórfico migmatítico~~ que afloran al S. de Toledo constituyen un extenso afloramiento limitado al N. por el valle del Tajo, al S. por las Sierras de Montes-Isla de Noez, Layos, Marica, Almonacid, etc., al E. por el valle del

Geológicamente, las migmatitas de Toledo aparecen limitadas por las siguientes unidades o accidentes: por el N., el límite está definido por grandes fracturas hercínicas de reactivación alpina que provocaron la sedimentación terciaria; hacia el E. los depósitos del Terciario medio y superior cubren también a las migmatitas, aunque en este caso sin fracturas (H-658).



Fig. 3.—Alternancia de bandas claras y oscuras (leucosoma y paleosoma) en rocas arteríticas.

río Algodor y finalmente al W. por la depresión del Arroyo del Guijo. El afloramiento a grandes rasgos ocupa la zona arrasada que corresponde a la llamada "Plataforma Toledana"; la llanura se extiende al S. del Tajo con una altitud media de unos 200 m. sobre el nivel del río; sobre ella se ha encajado una red cuaternaria de escaso caudal. Hacia el S. queda detenida bruscamente esta plataforma por los Montes-Isla; tan sólo en el extremo SW. (H-656) esta plataforma, definida por los materiales migmatíticos, se enlaza con la plataforma resultante de la erosión de las rocas graníticas, constituyendo una sola unidad de arrasamiento que ve prolongada su extensión hasta las primeras estribaciones de los Montes de Toledo (Sierras del Castañar y de San Pablo). A su vez, esta plataforma se enlaza morfológicamente con los niveles correspondientes a la llanura estructural del Terciario superior (Corte I).

El contacto S. lo determina una gran fractura que constituye una zona milonítica de unos 500 m. de anchura, cuyo plano de rotura aparece inclinado siempre hacia el S.

Es una falla normal que impide ver directamente las relaciones estratigráficas de la unidad migmatítica con el resto de las formaciones, pues tanto el Cámbrico como el Ordovícico y las rocas plutónicas chocan por medio de este accidente con las migmatitas. El labio levantado está formado por rocas de elevado metamorismo (migmatitas), mientras que el labio hundido está formado por series de escasa intensidad metamórfica, pizarras y esquistos, junto a rocas plutónicas (Corte IV).

En el extremo W. las rocas plutónicas graníticas constituyen el contacto con las migmatitas, según una zona de transición en la que se pasa de rocas con características metamórficas a otras de características

graníticas con una gradación bastante bien definida. Este punto es el único eslabón de enlace genético para las rocas migmatíticas y graníticas, por lo que más adelante estudiaremos con detalle esta relación (Corte V).

### III. 2. TIPOS ESTRUCTURALES.

Consideramos como migmatitas cualquier tipo de roca en la que junto a texturas metamórficas residuales, constituidas fundamentalmente por minerales micáceos, aparecen interpenetrados con ellos minerales

que más adelante se expondrán, que los minerales oscuros son un reflejo de la foliación metamórfica, mientras que el leucosoma, texturalmente, presenta menor orientación, apareciendo condicionada su disposición bandeada por la presencia de un material móvil limitado por el paleosoma. No es frecuente que este material móvil feldespático corte las estructuras metamórficas, pero a veces el leucosoma rompe esta disposición (fig. 5), dando origen a rocas con estructura agmatítica: La movilidad del material puede llegar a producir grandes concentraciones de leucosoma, en cuyo caso, la orientación de estas rocas es pobre o



Fig. 4.—Concentraciones de leucosoma concordantes a grandes rasgos con la foliación general.

leucócratos con caracteres texturales no orientados (MEHNERT, 1968).

Estructuralmente, estas migmatitas corresponden a tipos sencillos, en los que bandas de minerales máficos, micáceos (paleosoma) alternan con bandas de materiales cuarzo-feldespáticos (leucosoma) (fig. 3). La distribución y el espesor de estas bandas es muy heterogéneo.

Junto a rocas migmatíticas alternantes normales, en las que las bandas claras y oscuras vienen definidas por espesores iguales de unos pocos centímetros, encontramos zonas de exclusivas concentraciones de materiales leucócratos o bien de minerales máficos (migmatitas biotíticas) del paleosoma. En el primer caso, las estructuras arteríticas SEDERHOLM (1913) son las más frecuentes. Entre los dos términos extremos de concentración aparecen todos los tipos de rocas migmatíticas alternantes en las que bandas máficas micáceas de poco espesor están separadas por bandas claras de varios metros de potencia, y viceversa (fig. 4), pudiendo, en ocasiones, la fracción clara envolver totalmente al residuo máfico.

El autor interpreta, apoyándose en una serie de da-

nula, pudiendo aparecer como rocas de textura pegmatítica, aunque de origen muy distinto al de una roca filoniana (fig. 6).

Igualmente se pueden producir concentraciones de minerales micáceos oscuros (paleosoma), como resultado de la exudación de los feldespatos de las primitivas rocas metamórficas, originándose unas rocas oscuras empobrecidas en feldespatos pero que conservan todavía la foliación primitiva; en este caso no se trata de material anatéxico movilizado, sino de un resto de una roca que no ha sido totalmente transformada (aunque parte de sus componentes hayan emigrado parcialmente), y, por lo tanto, sigue conservando un paleosoma en la misma posición que ya ocupaba esta roca dentro de la unidad migmatizada.

Es importante recalcar el hecho de que dos componentes de una misma roca (claros y oscuros), debidos a su distinta movilidad, pueden separarse y dar origen a concentraciones que genéticamente pudieran considerarse como rocas muy distintas.

Aun dentro de la unidad migmatítica, se encuentran rocas en las que los procesos anatéxicos han alcanzado un alto grado, desapareciendo en su mayor

parte la foliación primitiva, aunque conservándose siempre una orientación de los grandes cristales de feldespato concordante con la foliación general de rocas

tura de las rocas migmatizadas. Para rocas de estructura arterítica, el material cuarzo-feldespático se establece en el mismo lugar o muy próximo al lugar don-

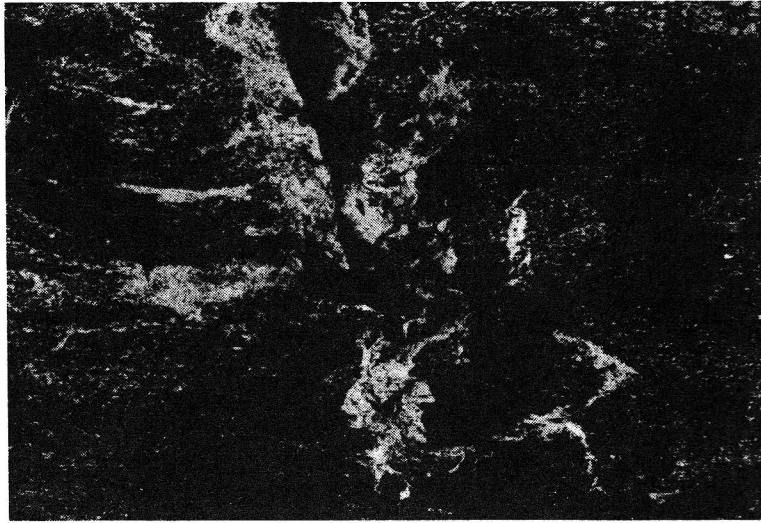


Fig. 5.—Concentración irregular de leucosoma dentro de anatexitas.

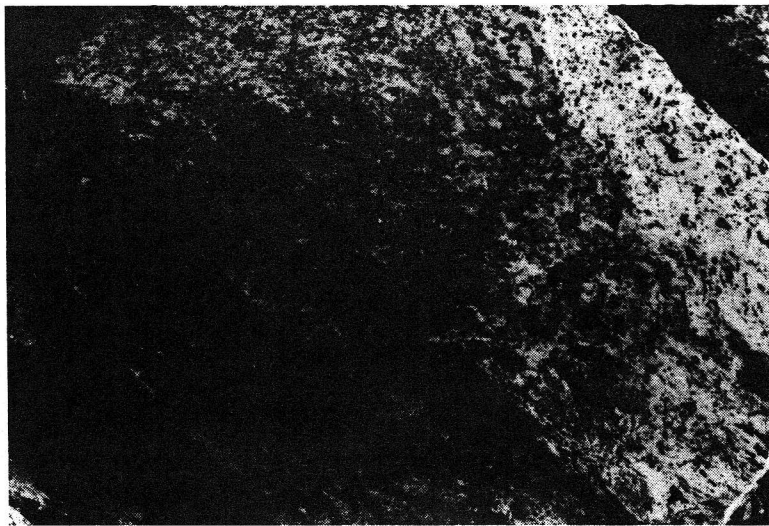


Fig. 6.—Leucosoma conservando restos de micas orientadas. Las manchas oscuras corresponden a granates estirados.

próximas a esa zona (fig. 4); estas rocas, que corresponden a anatexitas, ocupan grandes zonas dentro de las migmatitas y muestran una relación de "fusión creciente" con respecto a las rocas que la limitan.

Como estas asociaciones cuarzo-feldespáticas son los componentes móviles que dan origen a la migmatización, el grado de movilidad o distancia de migración serán muy distintas de acuerdo con la propia estruc-

de se originó; por el contrario, cuando se alcanzan grandes concentraciones, la movilidad debió de ser mucho mayor.

Junto a estas rocas de estructura migmatítica encontramos en el macizo cristalino rocas que conservan todavía características metamórficas en las que los fenómenos ultrametamórficos no llegaron a producirse. Existen por eso afloramientos, en ocasiones ex-

tensos, de rocas neísicas de carácter laminar o grano-blástico, anfibolitas, rocas de silicatos cálcicos, calizas, dolomías, restos de cuarcita, etc.

En las rocas neísicas las estructuras y direcciones aparecen concordantes con las propias rocas migmatíticas, el leucosoma no llega a penetrar salvo en zonas de borde. El contacto con las rocas arteríticas se realiza gradualmente, aunque la transición se verifica en pocos metros.

Las rocas carbonatadas muestran unos límites más netos y en general se manifiestan impermeables a la penetración del líquido feldespático, aunque a través

yos caracteres texturales y mineralógicos vamos a exponer a continuación.

### III. 3.1. Migmatitas

Los tipos texturales son tres: Arteritas, Agmatitas y Anatexitas.

#### Arteritas.

Se presentan en el campo como rocas de bandas al-

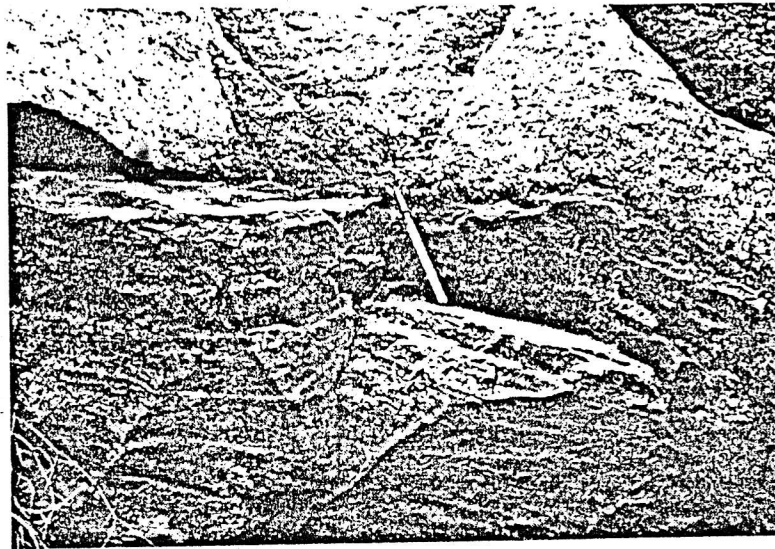


Fig. 7.—Material cuarzo-feldespático, concentrado en bandas, en contacto con arteritas.

de pequeñas grietas, en las zonas de borde, aparecen inyectados filoncillos de feldespato.

En cuanto al volumen, estas rocas carbonatadas son las que ocupan el mayor espacio (después de los restos neísicos) dentro del conjunto de las rocas metamórficas del macizo cristalino de Toledo.

Las rocas cuarcíticas son las menos abundantes y sus afloramientos, dentro del núcleo migmatítico, son pequeños y aislados. Tanto los materiales cuarcíticos como los calcáreos se encuentran en estructuras de tipo alantoideo, formando capas o afloramientos aislados de forma lenticular, separados, a su vez, por las migmatitas.

### III. 3. TIPOS DE ROCAS.

De acuerdo con lo anteriormente indicado, los tipos litológicos incluidos en el núcleo cristalino pertenecen a tres grupos distintos por sus condiciones genéticas: migmatitas, rocas metamórficas y rocas plutónicas, cu-

ternantes de minerales máficos (micáceos) y claros (feldespáticos) (fig. 3). Ambos pueden estar representados por espesores semejantes de unos pocos centímetros, si bien lo más frecuente es que las bandas de leucosoma estén mejor desarrolladas y tengan una mayor potencia (fig. 7).

Aparecen bien diferenciados en estas rocas el leucosoma y paleosoma, siendo la estructura de ambos muy distinta, pues en las bandas claras los minerales no aparecen orientados, si bien en su conjunto muestran una disposición bandeada con respecto a la foliación general de la roca. El paleosoma está constituido fundamentalmente por minerales micáceos orientados.

Al microscopio son rocas de grano heterogéneo, grueso para feldespatos y tamaños más finos para el resto de los minerales. Cuarzo, ortosa, biotita, plagioclasa (24 a 30 % de An) almandino y la asociación cordierita-sillimanita, esta última en formas prismáticas y fibrosas (fibrolita). Minerales accesorios son cirión, opacos, apatito, turmalina. Son frecuentes las al-



teraciones del feldespato en sericita y moscovita, y de las biotitas en cloritas. Agmatitas

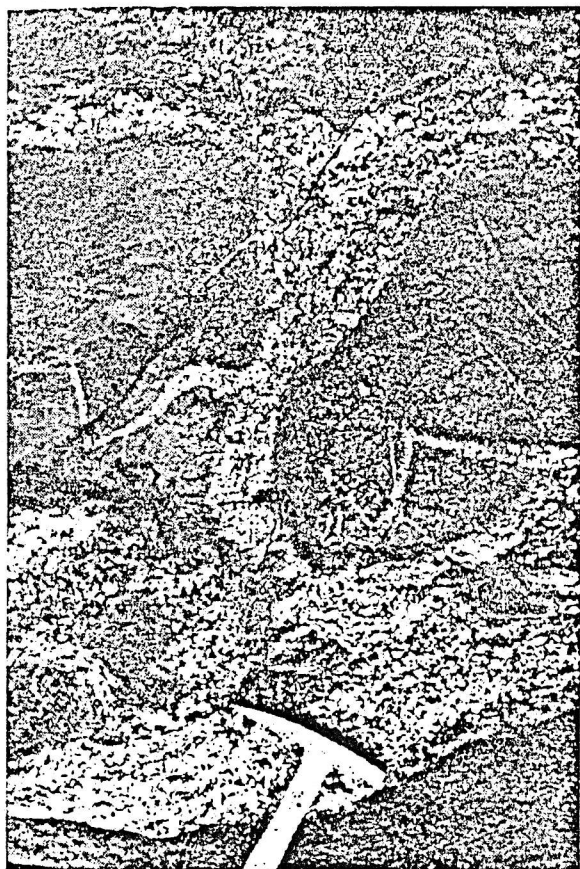


Fig. 8.—Agmatita interpenetrada irregularmente por leucosoma.

Corresponden a la misma composición mineralógica de las arteritas, pero su estructura es totalmente distinta, pues el leucosoma está inyectado a la roca metamórfica a través de pequeñas grietas, sin conservar ninguna disposición orientada. En este caso, el líquido feldespático presenta una mayor movilidad que en las rocas arteríticas (fig. 8).

#### Anatexitas

Tienen bastante extensión dentro del macizo cristalino. Su similitud con rocas graníticas hizo que muchos autores llegasen a considerarlas como tales rocas plutónicas. Así ALÍA (1954) habla de rocas graníticas en su descripción del macizo néisico de Toledo.

Las anatexitas son rocas de textura granuda, homogénea, con grandes cristales de feldespato de 3 a 4 centímetros de tamaño medio, aunque pueden llegar a alcanzar los 6 centímetros. En la roca no se perciben restos de foliación alguna, aunque existe una marcada orientación en las glándulas (fig. 9).

Constituyen afloramientos más o menos extensos de formas redondeadas, limitados siempre por rocas migmatíticas, hacia donde el paso es gradual pero bien definido. Es frecuente encontrar "gabarros" dentro de ellas (fig. 10).

Su composición es la siguiente. cuarzo, ortosa, plagioclasa (26 a 35 % de An), biotita, almandino, circón, apatito y opacos como accesorios. De forma esporádica aparece cordierita.

Aunque esta roca la incluimos en el grupo de las migmatitas, en realidad es un tipo intermedio con las rocas graníticas. La ausencia de leucosoma y paleoso-

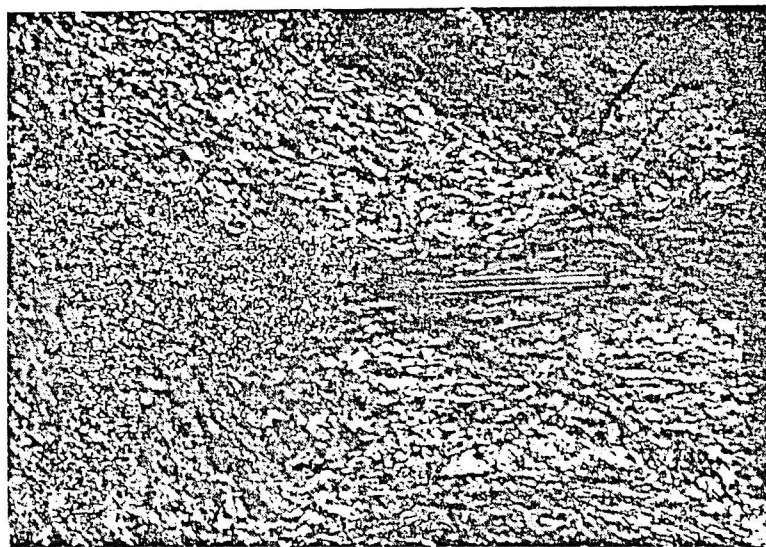


Fig. 9.—Resto de roca incluida en anatexita, mostrando los fenocristales de feldspatos adaptándose a la foliación.

ma, la textura granuda (fig. 11), la pérdida de foliación, son caracteres que impiden considerarla como auténtica migmatita.

Por otro lado, la orientación de los fenocristales de feldespato, presencia de granates y cordierita, ausencia de plagioclasas zonadas, son detalles que indican un origen metamórfico de esta roca.

Los puntos donde aparecen estas rocas son puntos de suficiente elevación térmica para conseguir la anatexis parcial de las rocas néisico-migmatíticas, con la consecuente recrystalización y ordenación de la nueva roca con características claramente graníticas pero sin llegar a perder totalmente los caracteres que son propios del ambiente ultrametamórfico en que se originaron.

Estas anatexitas se encuentran todavía en el mismo lugar donde se formaron y no han experimentado ninguna movilización. Nunca son intrusivas en el material que las rodea.

### III. 3.2. Rocas plutónicas.

#### Rocas granítico-sieníticas.

En el campo se presentan en afloramientos alargados de anchura variable, incluso en las migmatitas. Su aspecto es de una roca granuda de color rosado sin foliación alguna, si bien en zonas de borde es posible apreciar restos de foliación y un paso gradual a las migmatitas.

Su composición es: cuarzo, plagioclasa y ortosa, aunque a veces aparecen granates y biotita de forma aislada. La textura es cataclástica de grano grueso, sin orientación, con frecuencia hay crecimientos gráficos. Los caracteres de esta roca, tanto macroscópicos como microscópicos, hacen que la consideremos como

el resultado de una zona de cataclasis dentro de las migmatitas, en un estado semiplástico, que permitió



Fig. 10.—Cabarros en anatexitas

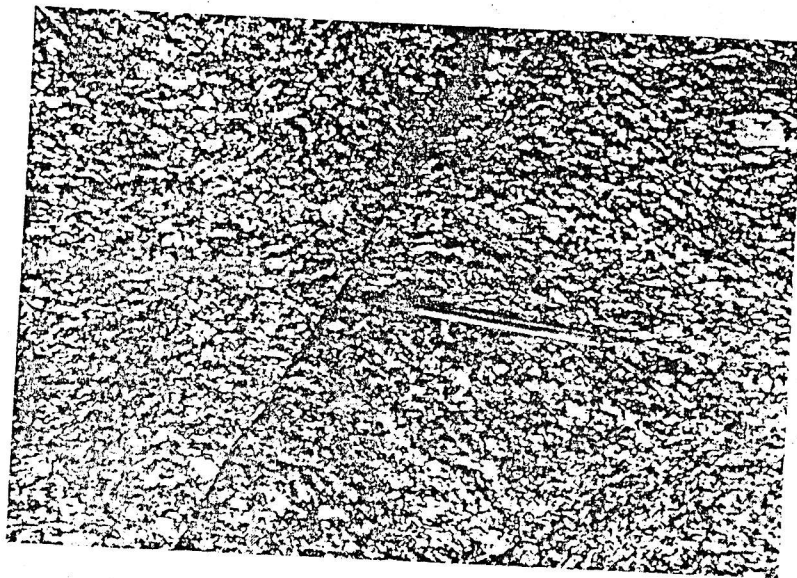


Fig. 11.—Anatexita mostrando textura granuda.

tación y esquistosidad muy definidas a pesar de su pobreza en micas. Se presentan en grandes afloramientos aislados distribuidos en todo el macizo cristalino, el mayor de los cuales se encuentra localizado en la zona de Corral Rubio (H-629), entre coordenadas  $0^{\circ} 23' 15''$  W. -  $0^{\circ} 24' 10''$  W., constituyendo una franja de 1,5 kilómetro de largo y de unos cien metros de anchura.

Están formadas fundamentalmente por cuarzo y ortosa con plagioclasa (24 % de An) y biotita en muy pequeña cantidad. El granate es de tipo almandino y en algunas muestras aparece sillimanita (fibrolita). Son frecuentes como accesorios opacos y circón. La textura es de grano medio fino, a veces gráfica.

En definitiva, se trata de granulitas félsicas ácidas sin vestigios de estructuras migmatíticas.

#### *Neis biotítico.*

Son rocas de grano muy fino formadas fundamentalmente por biotita y feldespato, en general de cristales muy pequeños. En el campo aparecen también en afloramientos aislados muy reducidos y en su mayor parte no cartografiados. Color oscuro y foliación poco definida. Cuarzo, ortosa, plagioclasa (37 % de anortita), biotita son componentes principales junto a opacos, circón y apatito como minerales accesorios. Moscovita y clorita son secundarios.

#### *Anfibolitas.*

Aparecen en afloramientos pequeños pero bastante abundantes. Los más importantes aparecen localizados en (658,  $39^{\circ} 46' 00''$  -  $0^{\circ} 06' 25''$  W.) y (657,  $39^{\circ} 46' 25''$  -  $0^{\circ} 12' 25''$  W.); este último no representado en el mapa.

Ambos afloramientos presentan dos tipos de anfibolitas muy distintos en cuanto a su composición y textura.

En el primer caso se trata de una roca verde oscura, rica en hornblenda parda (80 % de la roca), hornblenda verde, plagioclasa y restos de clinopiroxenos. Como accesorio aparece apatito y carbonatos como secundarios. Debíó de ser esta roca una primitiva piroxenita, cuyos clinopiroxenos han pasado a hornblenda parda y a su vez ésta se encuentra pasando a hornblenda verde. Tiene una textura típica con los cristales imbricados en forma de cuña.

En el otro afloramiento la anfibolita es también una roca muy orientada, rica en hornblenda parda, con menor cantidad de plagioclasa (31 % de An) y cuarzo, como accesorios aparecen opacos.

En general, estas rocas anfibólicas corresponden a rocas calcáreas muy impuras intercaladas en la "serie primitiva".

#### *Mármoles.*

Los afloramientos de rocas calizas y dolomias aparecen localizados fundamentalmente en la Hoja 658. Se encuentran situados, los más importantes, en las cercanías de Villanueva de Bogas, aunque encontramos afloramientos más pequeños en las cercanías de las estaciones de Almonacid y de Ablates (H-658). Por su composición y textura corresponden a niveles diferentes de rocas carbonatadas.

El afloramiento de Villanueva de Bogas, que es el más extenso, corresponde a rocas dolomíticas (Corte VI). Un análisis de una muestra del mismo dio

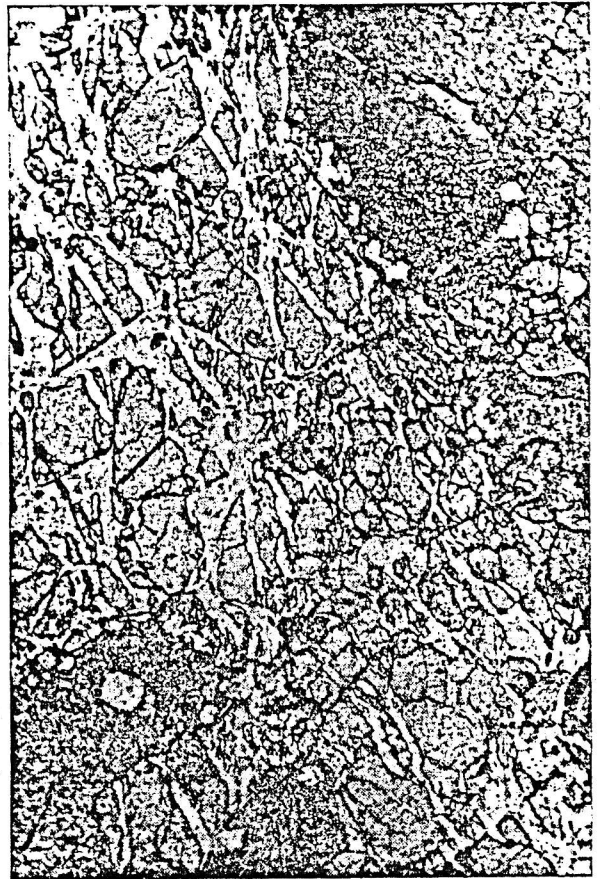


Fig. 13.—Mármol olivínico de la estación de Ablates (34.613 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .

los siguientes resultados: 29,50 % de óxido de calcio y 19,86 % de óxido de magnesio. Son dolomias de color marrón y grano grueso (facies Palomar).

El análisis microscópico dio una composición dolomítica pura, acompañada en ocasiones por accesorios del tipo flogopita, ortosa y opacos. El talco aparece como mineral secundario. La textura es de grano grueso, homogénea.

Al S. de Villanueva de Bogas, en el río Algodor (H-658), hay otro pequeño afloramiento de mármoles

blancos, en este caso de composición caliza. El análisis químico dio 49,75 % de óxido de calcio y un 1,37 % de óxido magnésico. Microscópicamente se observa olivino (forsterita) y calcita como minerales principales, y flogopita como accesorio en bandas finas. La presencia del talco es debida a alteración.

El afloramiento de la estación de Almonacid está constituido por rocas calizas de composición sencilla, pues están formadas por calcita fundamentalmente y flogopita como accesorio.

Los afloramientos de la estación de Ablates (658, 39° 38' - 0° 09' W.) son los que presentan una mayor complejidad mineral. En el campo se presentan como rocas de tonalidades claras algo grisáceas, muy bien estratificadas. Están formadas por dolomita como componente principal y en menor cantidad olivino (forsterita), vesubianita, tremolita, epidota, diópsido y pequeñas cantidades de cuarzo; la textura es de grano grueso (fig. 13). La disposición de estas calizas y dolomías dentro de las migmatitas se puede apreciar en los cortes IV y VIII; en general, los contactos entre los materiales feldespáticos y carbonatados están mecanizados.

Otros afloramientos de rocas calcáreas aparecen en el contacto S. del macizo migmatítico, pero por aparecer englobados en rocas que no asociamos "estrictamente" a las migmatitas, hablaremos de ellas más adelante.

En conjunto, hay una gran cantidad de rocas carbonatadas dentro de la unidad migmatítica, que nos indica la no exclusividad de elementos pizarrosos dentro de la "serie primitiva".

#### *Rocas de silicatos cálcicos.*

En (657, 39° 49' 50" - 0° 15' 18" W.) se encuentran incluidas en migmatitas restos de rocas calcáreas de color verde con dimensiones máximas de 1 metro de largo. Se ve bien la estratificación y están orientadas de acuerdo con la foliación general de las migmatitas en este punto.

Al analizarlas microscópicamente contienen esfena, diópsido, plagioclasa cálcica (53 % de An) y ortosa, esta última en forma de pequeñas inyecciones (fig. 14). En cuanto a su génesis se las puede considerar como rocas de silicatos de origen metasomático. Por efectos del metamorfismo regional hay aportes de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y pérdida de CO<sub>2</sub>.

El cerro Horca (656, 39° 43' 25" - 0° 43' 28" W.) es un afloramiento de rocas con silicatos cálcicos. Su composición es cuarzo, piroxeno monoclinico (serie diópsido-endiópsido, fassaíta con 45 a 68 % de magnesio y resto de calcio) y esfena e indicios de ortosa.

En el afloramiento es una roca de colores claros, con estratificación bien patente vertical, rodeada por migmatitas arteríticas. La roca primaria antes de la transformación puede corresponder a una roca car-

bonatada con algo de cuarzo en su primitiva composición.

En la casa de HERNÁN PÁEZ (629, 39° 51' 05" - 0° 35' 25" W.) hay un enclave de 30 metros de largo



Fig. 14.—Roca de silicatos cálcicos compuesta fundamentalmente de diópsido (cristales oscuros) y plagioclasa. 32.093 I. L. M. N //, × 10.

dentro de las migmatitas formado por clinopiroxenos, plagioclasa (48 % de anortita) y cuarzo, biotita y algo de ortosa.

Todas estas rocas las atribuimos siempre a depósitos carbonatados impuros intercalados en la serie pizarrosa y que, como consecuencia del metamorfismo, sufrieron fenómenos de transformación metasomática con intercambios iónicos. El contenido medio en anortita de la plagioclasa de estas rocas (alrededor del 50 %) es siempre superior al de las rocas feldespáticas (28 a 30 %) y está condicionado por la composición química inicial del material primitivo.

#### *Cuarzitas, Esquistos, Neiscs.*

En las cercanías de Cerro Zurraquinillo (629, 39° 50' 48" - 0° 54' 15" W.) aparecen unos restos de di-

mensiones muy reducidas (20 a 30 cms.) de unas rocas que por su aspecto parecen esquistos de color verde. Están compuestas por cuarzo, escasa biotita y feldespatos alterados, con minerales opacos; la textura es de grano fino homogéneo.

En (H-657) aparecen rocas neísicas laminares limitadas por fracturas. Están comprendidas en una franja que, desde las proximidades del río Guajaraz (657, 39° 48' 50" - 0° 25' 20" W.) hasta el pueblo de Guadamur, se extiende a ambos lados de la carretera de Toledo a Navahermosa. También en el castillo de Cervatos (657, 39° 48' 18" - 0° 25' 25" W.) hay otro pequeño afloramiento de neíses. La roca caja es la Anatexita. Se les puede considerar como neíses plagioclásicos formados por: cuarzo, plagioclasa abundante (30-50 % de An), escasa biotita y ortosa, con algunos granates (almandino); hay alteraciones a clorita y sericita. Son de grano fino y van acompañados de mineralizaciones de grafito.

En (656, 39° 43' 08" - 0° 49' 42" W.) afloran rocas cuarcíticas y esquistos, en general poco transformados, con cuarzo, biotita y plagioclasa (29 a 30 % de An).

En la zona de contacto W. entre las migmatitas y las rocas graníticas (H-655), tanto entre las granodioritas como entre las migmatitas, se encuentran abundantes rocas metamórficas de tipo micacítico y neísico, con cuarcitas menos frecuentes.

La composición de la micacita es fundamentalmente de cuarzo y biotita, con pequeñas cantidades de plagioclasa y ortosa. En las rocas neísicas, además de cuarzo y biotita hay plagioclasa y ortosa junto a algunos granates, y como accesorios apatito y circón. Rocas de este tipo aparecen en (655, 39° 43' 25" - 0° 50' 05" W.) y (655, 39° 45' 30" - 0° 51' 30" W.), (655, 39° 45' 10" - 0° 50' 30" W.), etc.

En el arroyo del Guijo (H-656), en el tramo comprendido entre 39° 44' 40" y 33° 44' 60" de latitud, zona de Covachuelas, también hay restos de micacitas y neíses, inclusive algunos de estos restos sirven en algún punto de separación entre las rocas plutónicas y las migmatíticas. Así en (656, 39° 44' 40" - 0° 48' 40" W.) un gran enclave de rocas neísicas, sobre el cual montan sin fractura las rocas graníticas, sirve de límite con las rocas migmatíticas. De hecho, el contacto entre estos neíses y las migmatitas es brusco, los neíses están muy replegados y conservan totalmente su foliación; por el contrario, las migmatitas no presentan foliación y constituyen una masa sin orientación alguna de cuarzo y feldespato con abundantes granates.

Analizando globalmente la presencia de estos enclaves, dentro de las migmatitas, se observa que son siempre concordantes con la foliación local. En el caso de las rocas carbonatadas, los contactos eran bruscos, a pesar de las transformaciones sufridas, y los mismos contactos "rápidos" se dan también en enclaves de composición feldespática. En todas estas rocas, por lo tanto, la transformación y asimilación es tan sólo par-

cial, presentando los afloramientos formas alargadas en el mismo sentido que la foliación, alargamiento que es coincidente con las direcciones de las estructuras metamórficas-sedimentarias existentes en estos enclaves.

Los enclaves de las rocas granodioríticas presentan una disposición y litología muy similares a las existentes en los "enclaves" de las migmatitas, conservando orientaciones semejantes.

Cuando el granito tiene fenocristales de feldespatos orientados, esta orientación coincide con la de los enclaves cercanos.

### III. 4. LITOLOGÍA DE LA SERIE PRIMITIVA.

A partir de las rocas metamórficas de la unidad migmatítica y de la gran cantidad de enclaves y restos encontrados, es posible intentar descifrar la litología de la Serie Primitiva.

Es evidente que la mayor parte de las rocas debieron ser de composición pelítica, dada la abundancia que en rocas migmatíticas-neísicas existe dentro de esta unidad, pero también debieron estar incluidas dentro de ellas capas de rocas carbonatadas en general, tanto calizas como dolomitas, e incluso calizas arenosas y calizas margosas. La aparición de mármoles, anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos, encontrarían su correspondencia con las rocas anteriores.

Los materiales cuarcíticos debieron ser muy escasos a juzgar por la repartición tan escasa e irregular con que aparecen; además, casi siempre, sus afloramientos corresponden a rocas silíceas impuras, ricas en minerales arcillosos a juzgar por la proporción elevada de micas que acompañan al cuarzo.

Ya vimos que en H-629 aparecen restos de esquistos verdes poco transformados, y en la transición migmatitas-granitos de H-657 a H-656 los enclaves de esquistos, pizarras silíceas y cuarcitas micáceas de color marrón, en ocasiones verdosos, son también frecuentes.

Quizás estos esquistos, pizarras silíceas y cuarcitas micáceas puedan corresponder a una transición de una serie fundamentalmente pelítico-calcárea a tramos en que el carácter detrítico se va haciendo cada vez más importante, aunque siempre dentro de unos términos finos.

### III. 5. INTENSIDAD DEL METAMORFISMO.

El estudio mineralógico conjunto de todo el macizo cristalino de Toledo da una identidad para toda su extensión en cuanto se refiere a la intensidad del metamorfismo que experimentó la "serie primitiva". El bloque migmatítico levantado y limitado por fallas, que hoy en día es observable en Toledo, presenta en todos sus puntos características metamórficas muy similares.

En rocas de ascendencia pelítica, la paragénesis más

frecuente son cuarzo - almandino - ortosa - plagioclasa (30 % de An) - biotita - cordierita - sillimanita. Esta paragénesis aparece prácticamente distribuida en toda la superficie de la unidad migmatítica, sobre todo en las ortoclastitas, que es donde aparece la secuencia más completa.

En las rocas carbonatadas interestratificadas entre las migmatitas, las asociaciones mineralógicas más frecuentes son:

- a) Dentro de las rocas calcáreas:
  - 1.º Dolomita-Flogopita-Ortosa.
  - 2.º Calcita-Forsterita-Flogopita.
  - 3.º Calcita-Forsterita-Tremolita.
  - 4.º Calcita-Dolomita-Epidota-Diópsido.
- b) En las rocas de silicatos cálcicos:
  - 1.º Diópsido-Plagioclasa (50 % An)-Esfena-Ortosa.
  - 2.º Diópsido-Plagioclasa (50 % An)-Biotita-Ortosa-Cuarzo.

WINKLER (1967) habla de un metamorfismo de altas temperaturas y presiones medias, dando como tipo al descrito en la región de Abukuma (Japón) por MIYASHIRO (1958, 1961) y SHIDO (1958). Estos autores establecen unas diferencias en las condiciones físicas del metamorfismo de acuerdo con las paragénesis encontradas.

El tipo andalucita-sillimanita, en el que la sillimanita es el mineral estable a alta temperatura y la andalucita a baja temperatura, da como región típica para su estudio la región de Abukuma, donde la mayoría de los autores que estudiaron este metamorfismo lo clasificaron como de contacto por la presencia de cordierita-andalucita. Esta asociación no solamente se da en un metamorfismo de contacto, sino que también es válida para un metamorfismo regional en el que las temperaturas tienen un carácter más importante con respecto a la presión. Este tipo de metamorfismo regional va siempre acompañado por el emplazamiento de gran cantidad de rocas graníticas. Granitos sintectónicos son generalmente abundantes en terrenos metamórficos de alto grado. En menor cantidad aparecen también zonas de rocas gabroideas.

Ya estos autores dicen que el metamorfismo de contacto por intrusiones sintectónicas produce el mismo tipo de facies metamórficas que con un metamorfismo regional principalmente térmico (tipo andalucita-sillimanita).

En este metamorfismo no se alcanza nunca la facies granulitas del tipo cianita-sillimanita, pues en rocas pelíticas se llega antes a la fusión.

Así, pues, una facies anfibólica con cuarzo-feldespato potásico-sillimanita-cordierita-plagioclasa-biotita y ortosa-almandino, es el límite superior a este metamorfismo, pues los fenómenos de fusión parcial hacen desaparecer inmediatamente su aparición.

En este metamorfismo temperaturas del orden de 700° son alcanzadas a 10 kilómetros de profundi-

dad como mínimo, siendo, por otro lado, suficientes para alcanzar la fusión de rocas que tengan un acomodo adecuado.

Dentro de las facies de la anfibolitas, el mismo WINKLER (1967) distingue tres subfacies, la más elevada, en cuanto a la intensidad de metamorfismo se refiere, responde a la asociación sillimanita-cordierita-ortosa-almandino. En esta subfacies la moscovita ha desaparecido totalmente para reaccionar con el cuarzo y formar ortosa; asimismo los piroxenos rómbicos están ausentes. En la zona de mayor temperatura de esta subfacies aparece la wollastonita, mineral que no hemos encontrado dentro de las rocas calcáreas.

Parece, pues, que la subfacies de las rocas migmatíticas de Toledo queda perfectamente incluida en ese tipo de metamorfismo térmico, dentro de la facies de las anfibolitas, en la subfacies más elevada sillimanita-cordierita-ortosa-almandino (A 2-3, WINKLER, 1967). Las condiciones físicas que se dan para esta subfacies son las siguientes: la ausencia de moscovita es un dato que hace fijar en 670-680° y 3.000-3.500 bars el punto de partida para el comienzo de la subfacies, la wollastonita fija un límite superior de 730° y 3.500 bars.

Los límites de temperatura fijada comprenden precisamente los tramos en que se pueden alcanzar fusiones parciales e incluso totales en las rocas pelíticas. De hecho, esta subfacies, en las zonas en que se ha descrito, va siempre acompañada de fenómenos de anatexis con formación de venas pegmatíticas y lentexones de materiales móviles fundidos.

Evidentemente, la paragénesis encontrada en esta zona metamórfica no excluye totalmente la posibilidad, según estudios muy recientes, de un metamorfismo tipo BARROW, en el que las presiones alcanzan valores más elevados, pues es sabido que la asociación almandino-sillimanita-cordierita-biotita-plagioclasa ha sido citada en zonas de transición de facies de las anfibolitas a granulitas (ESKOLA, 1952) (WYNNE y HAY, 1963). No obstante, la ausencia de ortopiroxenos y la presencia de fenómenos de migmatización son caracteres que delimitan el metamorfismo del macizo de Toledo como de carácter térmico, en el que las presiones desempeñan un papel secundario.

Para evitar confusiones con el carácter del tipo de metamorfismo, muy recientemente WINKLER (1970) realizó un trabajo en el que intenta eliminar el concepto de facies sustituyéndolo por el concepto "estadios metamórficos", que resume en cuatro tipos: "muy bajo", "bajo", "medio" y "alto". La separación de los estadios se realiza mediante isogradas determinadas. En concreto, la entrada al estadio de "alto metamorfismo" está definida (para las rocas pelíticas) por la desaparición de la moscovita en presencia de cuarzo, y la entrada, por tanto, de minerales como  $FK + SiO_2$ ,  $Al_2$  y/o cordierita y/o almandino. Las cuatro reacciones siguientes son suficientes para darnos las asociaciones mineralógicas encontradas.

- a) 1 moscovita + 1 cuarzo  $\rightarrow$  1 FK + 1 SiO<sub>2</sub>  
Al<sub>2</sub> + 1 H<sub>2</sub>O.
- b) 6 moscovita + 2 biotita + 15 cuarzo  $\rightarrow$  8  
FK + 3 cordierita + 8 H<sub>2</sub>O.
- c) 2 moscovita + biotita + cuarzo  $\rightarrow$  4 FK + al-  
mandino + SiO<sub>2</sub>.Al<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O.
- d) moscovita + cuarzo + plagioclasa rica en so-  
dio  $\rightarrow$  feldespato alcalino rico en sodio + pla-  
gioclasa rica en calcio + SiO<sub>2</sub>.Al<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O.

Para 4.000 bars de presión estas reacciones tienen lugar a temperaturas comprendidas entre 680 y 670°; normalmente éste es el límite de estabilidad de la moscovita en presencia de cuarzo. Para presiones de agua que excedan los 4.000 bars, como ocurre en las rocas que tienen almandino, la asociación ortosa-sillimanita-cordierita-almandino sólo puede ser originada asociada con la anatexis.

Ahora bien, dentro del "estadio alto" encontramos para rocas pelíticas la isograda FK + Al<sub>2</sub> SiO<sub>5</sub> en áreas neísico-migmatíticas; las condiciones fijadas por esta isograda son P 3,5 a 4 Kbars y T entre 625° y 675°; todavía en más altas presiones aparecen las isograsas diópsido + calcita y forsterita + calcita. Ambas asociaciones son frecuentes dentro de las rocas carbonatadas del núcleo cristalino de Toledo. Estas dos isograsas ya aparecen en el "estadio medio" del metamorfismo (WINKLER, 1970), pero penetran y se consideran también dentro del "estadio alto". En anfíbolitas, dentro de este estadio, la plagioclasa varía en su contenido en anortita entre 40 y 50 %, y estamos ya cerca del comienzo de la anatexis, pero son necesarias más altas presiones, entre 5 y 6 kbars, para que esta isograda diópsido + calcita se sitúe dentro del comienzo de la anatexis.

Por otro lado, rocas que se encuentran dentro de este estadio de "metamorfismo alto", con presiones mayores de 4 kbars, van acompañadas simultáneamente con la formación, por fusión parcial, de rocas de carácter granítico, granodiorítico o cuarzo diorítico en rocas de composición neísica (primitivos sedimentos pelíticos-grauváquicos). En las migmatitas así originadas, la ausencia de moscovita es total, para dar FK + sillimanita (no cianita) + almandino + cordierita. Para presiones inferiores a 4 kbars y dentro de este mismo estadio, la asociación mineralógica es idéntica, pero las estructuras migmatíticas venuladas están ausentes.

La profundidad a la que se pudo verificar el metamorfismo del macizo de Toledo podría oscilar entre 15 a 20 kilómetros, según datos de FYFE, TURNER y VERHOOGEN (1958), con un gradiente térmico del tipo C, que es el que condiciona la formación de las migmatíticas y que está definido por un incremento muy rápido de la temperatura en relación con la presión. Datos más modernos de TURNER (1968) lo sitúan a una profundidad entre 15 y 17 kilómetros. Las condiciones que se suponen oscilan alrededor de 5 kbars de PH<sub>2</sub>O y temperaturas entre 600 y 700°.

### III. 6. CONSIDERACIONES GENÉTICAS.

En la descripción de los tipos de rocas del núcleo metamórfico ya hablamos de la presencia de rocas de características graníticas (anateixitas), en las que el análisis modal dio composición granodiorítica, asociadas a neises y migmatitas típicas, siendo consideradas siempre por nosotros como el resultado de una fusión parcial en rocas neísicas, en puntos en que la elevación térmica fue suficiente. La aparición de estas rocas no viene condicionada por un aumento en profundidad estratigráfica, y es de destacar que para nosotros esta roca se encuentra en el mismo lugar de su formación y no ha experimentado ningún tipo de desplazamiento, como ocurre en las rocas graníticas intrusivas del S. de la zona.

Anteriormente hemos descrito principalmente a las migmatitas de Toledo como de tipo arterítico, según la nomenclatura de SEDERHLOM (1913). Pero a este respecto es también interesante contrastar las ideas genéticas de HOLMQUIST (1921).

Para SEDERHLOM existen dos condiciones importantes para la formación de las migmatitas arteríticas:

- a) Las distancias de migración del líquido feldespático son siempre elevadas, del orden de varios metros e incluso centenares de metros.
- b) La procedencia de este material es siempre fuentes "extrañas", ajenas a la propia roca metamórfica.

HOLMQUIST (1921), aunque no excluye el origen de algunas migmatitas por inyección magmática, se muestra, en general, contrario a estas ideas y propone dos condiciones para el origen de rocas con textura venosa:

- a) Las distancias de transporte son siempre pequeñas, de unos centímetros o milímetros.
- b) El material procede de la propia roca que sufre la migmatización.

A las migmatitas generadas bajo estas condiciones en un ambiente ultrametamórfico, las denomina "venitas de secreción lateral", en las que la roca circundante es la que proporciona el líquido feldespático.

Las migmatitas de Toledo presentan algunas de las características ya señaladas por ambos autores: por un lado, las distancias de migración son muy variables conforme a los dos extremos indicados por SEDERHLOM y HOLMQUIST, pero ya también dijimos que la segunda condición de SEDERHLOM (los líquidos cuarzo-feldespáticos provienen de "zonas externas") no es compartida por nosotros, y en este punto debemos considerar como más cierta (para el caso concreto de Toledo) la idea de HOLMQUIST de que sea la propia roca metamórfica la que nos proporcione el material inyectado o segregado en un ambiente ultrametamórfico. Este material es de composición cuarzo-feldespática y su movilidad y emplazamiento es variable: dependiendo de la deformación y permeabilidad de la roca, junto a los caracteres de presión y temperatura que dominaron en este determinado punto, el que el material fundido pueda quedar en el mismo lugar de

su fusión como bandas alternantes, con secuencias máficas, o trasladarse y emplazarse a través de zonas débiles en rocas circundantes más homogéneas e impermeables, llegando a poder no estar afectadas por estas inyecciones y conservando, por tanto, sus características de rocas neísicas.

Creemos, pues, que la primera condición de SEDERHLOM y las dos de HOLMQUIST, en conjunto, pueden resumir las características genéticas de las rocas migmatíticas de Toledo.

La presencia de un material móvil cuarzo feldespático capaz de inyectar y penetrar en rocas fisuradas hace que se produzcan fenómenos de tipo metasomático con intercambios iónicos, pero, en general, de poca importancia. Lo más frecuente es un enriquecimiento de feldespatos. En rocas carbonatadas que han experimentado el metamorfismo térmico dentro de las migmatitas hay adición de sílice y alúmina para formar los piroxenos cálcicos y plagioclasas cálcicas con grandes concentraciones de titanita.

La riqueza en feldespato potásico que "aparentemente" poseen las migmatitas de Toledo, pudiera ser un argumento para algunos autores en contra del origen anatóxico de las migmatitas, viendo en este enriquecimiento de feldespato potásico, a partir de neises

no ricos en feldespatos alcalinos, una prueba del origen metasomático de las migmatitas.

Este argumento ha sido rebatido ampliamente por trabajos experimentales realizados por PLATEN, SHU-LING y WINKLER, y publicados por PITCHER y FLINN (1965). Para estos autores, la reacción: moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  feldespato potásico +  $\text{SiO}_2$  +  $\text{Al}_2$  +  $\text{H}_2\text{O}$  no es el único paso para formar feldespato potásico.

Otros dos tipos de reacciones pueden también formarlas en rocas neísicas con escasa cantidad de aluminio.

1.<sup>a</sup> En medio oxidante: biotita + oxígeno  $\rightarrow$  FK + espinela +  $\text{H}_2\text{O}$ .

2.<sup>a</sup> En condiciones reductoras: biotita + cuarzo  $\rightarrow$  feldespato potásico + hyperstena +  $\text{H}_2\text{O}$ .

En neises con exceso de aluminio, por ejemplo en neises sillimaníticos, la cordierita y feldespato potásico se forman de acuerdo con la siguiente reacción.

Biotita + sillimanita + cuarzo  $\rightarrow$  FK + cordierita +  $\text{H}_2\text{O}$ .

Cuando esta reacción se verifica a altas presiones, la cordierita cede paso a la formación de almandino.

Es evidente que, en nuestro caso en particular, las rocas neísicas tienen la suficiente cantidad de aluminio para que se verifiquen la primera y última reacción.

## CAPITULO IV. SERIE CAMBRICA (PIZARRAS VERDES)

### IV. 1. DESCRIPCIÓN GENERAL.

Al S. de la unidad migmatítica aparece un conjunto de pizarras, calizas, dolomías, esquistos calcáreos, cuarcitas y conglomerados que por su coloración verde típica llamaremos "Serie Verde".

Sus afloramientos quedan comprendidos, dentro de la zona en estudio, entre las Sierras de los Montes-Isla (Noez, Polán, Layos, Marica, etc.) y las primeras estribaciones de los Montes de Toledo (Los Yébenes, San Pablo), si bien en gran parte han desaparecido por la intrusión de abundantes rocas plutónicas. Dada la fácil erosión de estos materiales, sus afloramientos ocupan, generalmente, extensas plataformas y rara vez constituyen alineaciones montañosas, aunque llegan a estar representados en la misma base de los Montes de Toledo (Corte VII).

En su mayor parte, la Serie Verde está formada por un conjunto de pizarras verdes de grano muy fino en las que es difícil ver la estratificación, pues se trata de una roca bastante homogénea. Están constituidas por cuarzo y micas, principalmente cloritas y moscovita y biotita. La aparición de biotita es más frecuente en zonas cercanas al límite con granitos donde estas pizarras aparecen metamorfizadas por contacto.

Frecuentemente, intercalados entre estas pizarras verdes aparecen niveles de calizas y dolomías (raras). Las rocas calcáreas están formadas por carbonatos puros, siendo raros los accesorios; contienen, a veces, cuarzo y flogopita. El tipo más frecuente son las calizas

de color gris-verdoso (H-656, Sierra de Noez) y las calizas con niveles alternantes de colores claros y verdes, cuyo aspecto típico se puede ver en el camino que une Noez con Totanés (H-656). Calizas alternantes se encuentran también, según unas bandas paralelas a la carretera a Totanés, entre los kilómetros 27 y 28 de la carretera Toledo-Navahermosa.

Niveles calcáreos importantes aparecen en la carretera a Chueca (H-657) y en las cercanías de Mora (bifurcación de la carretera Los Yébenes-Consuegra); también hay rocas calizas en las proximidades de Navahermosa (H-684) y en San Pablo de los Montes: en este caso son rocas ya muy metamorfizadas (por contacto) y se trata de verdaderos mármoles. El mismo pueblo de Los Navalmorales (H-655) está situado sobre estas calizas de Serie Verde.

Algunas de estas calizas sirven de "pared" a la intrusión de rocas graníticas, por lo que están muy transformadas en rocas de tipo skarn, apareciendo frecuentes sustituciones y nuevos minerales.

En zonas aisladas dentro de las pizarras verdes aparecen pizarras ampelíticas de color negro con nódulos de carbonatos de 5-10 cm. (656, 39° 43' 40" - 0° 26' W.). Esta facies es poco frecuente.

En un corte realizado desde el Cerro de la Casa (656, 39° 43' 00" - 0° 33' 30" W.) hasta el Pico de Noez (656, 39° 4' 50" - 0° 30' 50" W.). Se aprecian las siguientes capas:

1.<sup>a</sup> En la base granito aplítico y sobre él 40-50 de



calizas alternantes nodulares, en capas de pocos centímetros de espesor, de colores blancos y verdes.

- 2.<sup>a</sup> Calcoesquistos y pizarras verdes, 80 metros.
- 3.<sup>a</sup> 40-60 m. de caliza igual a 1.
- 4.<sup>a</sup> 90-120 m. de pizarras verdes y calcoesquistos.
- 5.<sup>a</sup> 30-40 de caliza semejante a 1.
- 6.<sup>a</sup> 690 m. de pizarras verdes con capas de calizas blancas en lentejones.
- 7.<sup>a</sup> 40 m. de calizas grises y blancas en bancos muy compactos.
- 8.<sup>a</sup> 30 m. de pizarras verdes.
- 9.<sup>a</sup> 2 a 3 m. de calizas grises. Incompleta por apoyarse encima discordantemente capas de conglomerado.

La ausencia de fósiles impide situar estratigráficamente estos niveles, pero nosotros consideramos que estamos en este corte situados siempre dentro del Cámbrico medio e inferior, como veremos más adelante.

Por encima de esta serie y discordante con ella comienzan a aparecer conglomerados que pasan a alternancias de cuarcitas y pizarras. Aunque parte de estos materiales nosotros los vamos a considerar como pertenecientes al Cámbrico superior, hablaremos de ellos al describir la serie ordovícica, por estar más directamente enlazados con ella.

En la Serie Verde, que aparece situada entre el pueblo de Mora (H-658) y el pueblo de Mascaraque (H-686), se ha calculado un espesor de unos 2.000 metros, con unas series muy similares a las descritas en el corte anterior, es decir, intercalaciones de pizarras verdes y calizas alternantes; sin embargo, en esta zona la falta de afloramientos impide realizar una serie completa. También en este caso se apoyan sobre estos tramos alternancias de areniscas gruesas con cuarcitas y pizarras, para acabar con las cuarcitas típicas del Arenig.

Al igual que en el caso anterior, las pizarras verdes y calizas pertenecen al Cámbrico medio, mientras que las areniscas, cuarcitas y pizarras, en parte, corresponden al Cámbrico superior.

En un corte realizado desde (657, 39° 44' 20" - 0° 26' 40" W.) hasta (657, 39° 41' 50" - 0° 26' 40" W.) se consideró un espesor total en la serie de unos 1.500-2.000 m., observándose la siguiente sucesión:

- 1.<sup>o</sup> Pizarras verdes, 300 a 350 m.
- 2.<sup>o</sup> Calizas verdes, 70 m.
- 3.<sup>o</sup> Pizarras verdes, 250 m.
- 4.<sup>o</sup> Bancos de calizas blancas y verdes, 100 m. Facies Atochares.
- 5.<sup>o</sup> Pizarras verdes con intercalaciones de pizarras negras nodulares, 1.200 m. Estos nódulos son redondeados, de 20-30 cm. de longitud máxima; generalmente presentan alargamiento en el sentido de la estratificación. Son de color negro y de composición carbonatada. Toda la serie de este corte la asociamos también al Acadiense.

El Cámbrico aflorante en la Sierra de Layos (657, 39° 44' 40" - 0° 20' 25" W.) muestran unas características litológicas distintas a las normales dentro de las pizarras de la Serie Verde. Está formada por esquistos de color verde; en su composición entran moscovita, biotita, cuarzo, albita, cordierita, andalucita y estauroлита como probable (fig. 15). En términos de metamorfismo regional, la asociación anterior corresponde a una mayor intensidad que la normal en la



Fig. 15.—Cristal idiomorfo de estauroлита en esquistos de Sierra Layos. 31.381 I.L.M. N //, X 32.

Serie Verde. Otro rasgo importante de estos esquistos es su proximidad a las migmatitas.

En las paredes centrales de la zona en estudio el Cámbrico presenta siempre características similares, con alternancias de pizarras verdes y caliza pertenecientes al Cámbrico medio, junto con cuarcitas y pizarras probablemente del Cámbrico superior. Sin embargo, en el extremo occidental de la zona (H-655), el Cámbrico aflorante muestra unas características algo distintas a las del resto de la zona, pues si bien continúan aflorantes las grandes masas de rocas carbonatadas, aparecen intercalaciones de rocas detriticas, cuarcitas, areniscas e incluso conglomerados.

En un corte hecho de (655, 39° 44' - 1° 09' 00" W.

39° 41' 00" - 1° 09' 00" W.) (Corte III) dirección N-S., seguimos la sucesión de los materiales conforme nos van apareciendo en el terreno, pero en este caso no corresponden a la secuencia estratigráfica, pues la presencia de fracturas rompe esta sucesión.

1.° Micacitas muy ricas en biotitas y fácilmente desmenuzables formadas exclusivamente por cuarzo y biotita. La aparición de biotitas creemos que es debida al metamorfismo de contacto, pues las rocas graníticas encuentran en posición cercana.

2.° Calizas marmóreas de color blanco con tonalidades verdosas de edad acadense, 200-300 m. Tienen 45' 92 % de OCa y 3,73 % de OMg. Al microscopio presentan calcita como fundamental y flogopita como accesorio. Presentan estructura anticlinal.

3.° Contacto por fractura. Comienza una serie de micacitas, que creemos se trata de materiales pertenecientes al Cámbrico inferior o bien a la base del Cámbrico medio.

4.° Cuarcitas, areniscas, microconglomerados, pizarras grises y niveles de conglomerados. Todo este conjunto lo asignamos al Cámbrico inferior o Acadense bajo, pues están situados debajo de los tramos calcáreos del Cámbrico medio.

La sucesión estratigráfica dentro del posible Cámbrico inferior o Acadense bajo es la siguiente:

- a) Cuarcitas marrones.
- b) Pizarras grises algo moteadas por contacto.
- c) Microconglomerados silíceos con paso lateral a areniscas finas.
- d) Conglomerados de cantos silíceos muy recristalizados, con tamaños de hasta 6 y 7 cm. en los cantos.
- e) Pizarras verdes hasta la terminación de la hoja (H-655).

Los microconglomerados son rocas de composición arcófica, con cantos de sílice y granos de plagioclasa; el tamaño de grano oscila entre 1-2 cm. Componentes principales son: cuarzo y plagioclasa como elementos detríticos, y biotita como mineral arcilloso que forma matriz.

Por el contrario, los minerales del conglomerado están formados por cantos de cuarzo y cuarcitas de hasta 6 y 7 cm. con escaso cemento de composición silícea. Se encuentran entre los clastos algunos cristales de sillimanita (fig. 16). Tanto la sillimanita como la biotita que aparecen en este tipo de rocas tienen origen en la transformación por metamorfismo de contacto de la primitiva matriz arcillosa, pues el metamorfismo regional en este punto alcanza grados muy bajos. El nivel más importante de conglomerados lo encontramos en (655, 39° 41' 55" - 1° 08' 50" W.) en el valle del Arroyo Valdebellido. Los niveles de microconglomerados son frecuentes en el camino de Buenas a la Fresneda (entre 39° 42' y 39° 43' de latitud). En (655, 39° 42' 00" - 1° 06' 20" W.) apare-

ce otro conglomerado arcófico formado por cantos de cuarzo y feldespato potásico.

Generalmente, estos tramos conglomeráticos están intercalados en la serie pizarrosa cuarcítica, sin discordancias y constituyendo un tramo más dentro del Cámbrico inferior.

Sin embargo, no se puede excluir la posibilidad de que esta serie detrítica pueda constituir la base del Cámbrico medio.

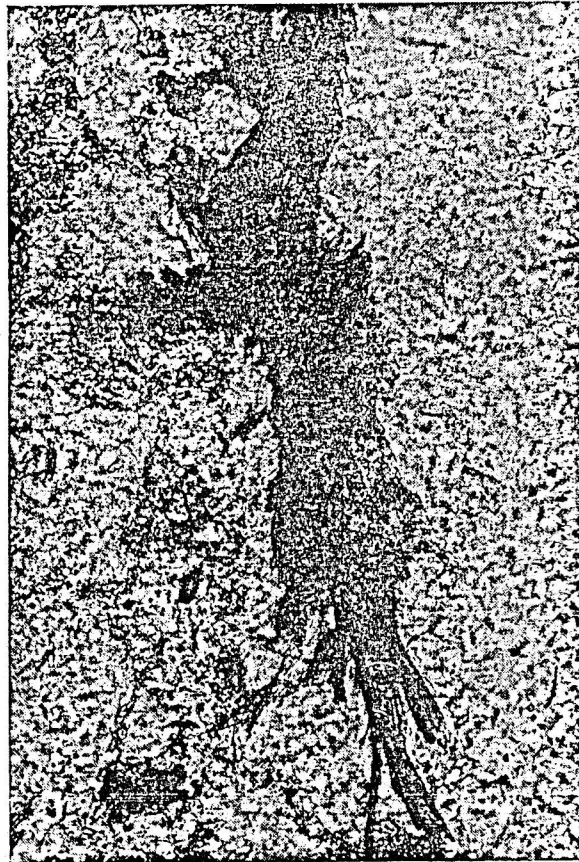


Fig. 16.—Cristales de sillimanita en conglomerado silíceo del Cámbrico. 34.697 I. L. M. N //,  $\times 32$ .

En el techo de este Cámbrico inferior vuelven a aparecer las calizas del Cámbrico medio. En el mismo pueblo de Los Navalucillos (H-655) se ve el paso de estas calizas a las cuarcitas y pizarras inferiores, siguiendo el camino de Espinoso del Rey a Los Navalucillos.

Dentro del Cámbrico y atravesando a los materiales de esta formación aparece un grupo especial de rocas que por su forma de afloramiento y textura pueden considerarse como rocas subvolcánicas.

Estas rocas se sitúan en las proximidades del pueblo de Totanés en coordenadas (656, 39° 42' 30" - 0° 30' 50" W.), (656, 39° 41' 55" - 0° 31' 35" W.), (656, 39° 41' 45" - 0° 31' 00" W.), (656, 39° 41' 15" - 0° 30' 30" W.). Se trata de afloramientos de estruc-

tura cónica, de los cuales el mejor conservado es el citado en primer lugar; el resto de los afloramientos son retazos adosados a las laderas de pequeños cerros.

Macroscópicamente son rocas negras en forma de "bolos", de una gran dureza y con sonido metálico, a veces en relación con pórfidos graníticos y próximos al contacto granodioritas-Serie Verde. Microscópicamente están formadas por hornblenda parda, ortopi-



Fig. 17.—Aspecto general de las rocas subvolcánicas mostrando textura porfídica. 31.512 I. L. M. N //,  $\times 10$ .

roxenos, plagioclasa, cuarzo, biotita (fig. 17). La textura es de grano fino normalmente y muy vítrea. Se observan texturas de tipo fluidal con alternancias de bandas claras y oscuras (se ve perfectamente en el tercer afloramiento).

Respecto a la edad de estas rocas, lo único que se puede decir es que son Postcámbrico medio, pues son discordantes con la Serie Verde, a la cual atraviesan.

#### IV. 2. DATACIÓN DE LA SERIE VERDE.

Aunque ya hemos aludido anteriormente a la posible edad cámbrica de esta formación, en realidad auténticos fósiles no existen; la mayoría de las veces se

trata de huellas o restos que "parecen" corresponder a ciertos grupos de fósiles, pero en ningún caso con certeza.

En zonas relativamente cercanas a la estudiada se han dado series del Cámbrico inferior. En los Cortijos de Malagón, DEL PRADO (1855) encontró fauna de *Lusatiops*; posteriormente, WEGGEN (1955) volvió a reestudiar este yacimiento.

También HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) encontró restos de arqueociátidos en las calizas de Urda (al S. de la zona), que nosotros consideramos incluidas dentro de la Serie Verde. Muy recientemente, SAN JOSÉ (1970), en San Pablo de los Montes (H-684), habla también de la posible existencia de arqueociátidos dentro de las calizas de la Serie Verde. RAMÍREZ (1955), al citar las calizas de Los Navalmorales (H-655), las considera también del Acadiense por similitud con otras series.

Caso todos los autores que hicieron trabajos en la provincia de Toledo dataron la Serie Verde como perteneciente al Cámbrico. Únicamente LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1963 a) correlacionaron la "Serie Verde" con la serie de Valdelacasa (al SW. de Puente del Arzobispo), serie que LOTZE (1960) consideró perteneciente al Precámbrico más moderno (Pc4). Estos autores dieron las cuarcitas de la Sierra de Los Navalmorales, así como las cuarcitas que culminan las Sierras de Montes-Isla (Noez, Polán, Marica, etc.), como pertenecientes al Cámbrico inferior (Georgiense). El apoyarse estas cuarcitas sobre la Serie Verde fue un dato más para considerar la Serie Verde como precámbrica. Sin embargo, últimamente se han podido datar estas cuarcitas como pertenecientes al Arenig por la frecuencia de cruzianas en las sierras de Los Navalmorales y de los Montes-Isla.

Nosotros pensamos que la Serie Verde es perfectamente asimilable a los tramos más inferiores del Acadiense e incluso puede llegar a comprender las zonas más altas del Georgiense, pero sin llegar a descender mucho dentro de este último piso.

La serie superior de cuarcitas y pizarras (sin llegar a las cuarcitas típicas del Arenig) que se apoyan discordantes sobre la Serie Verde, la asociamos, al menos en sus tramos medios e inferiores, al Cámbrico superior. Muy recientemente, MARTÍN ESCORZA (comunicación personal) encontró *Lingulla Flaga* dentro de estos materiales, con lo cual queda bastante bien determinada la presencia de un Cámbrico superior discordante por encima de la Serie Verde (Cámbrico medio-inferior). Dichos restos fósiles fueron encontrados en el kilómetro 36.500 de la carretera Mora-Consuegra (H-658, 39° 38' 15" - 0° 04' 50" W.).

Este Cámbrico superior se enlaza sin ninguna discontinuidad con las cuarcitas del Arenig. En el capítulo de Tectónica discutiremos un poco más ampliamente este aspecto de la relación y edad de la Serie Verde.

## IV. 3. INTENSIDAD DEL METAMORFISMO.

En la Serie Verde Cámbrica, dos son los tipos de paragénesis minerales encontradas; una de ellas formada por cuarzo-albita-clorita-moscovita-biotita y otra con cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-cordierita-estaurolita (?) (esquistos de Sierra Layos).

En términos clásicos, la primera de ellas corresponde a un metamorfismo bajo, facies de esquistos verdes (A-1-1, WINKLER, 1967), en un metamorfismo de carácter térmico (Abukuma) y dentro de él a la subfacies más baja definida por la asociación cuarzo-albita-moscovita-biotita-clorita para rocas pelíticas.

Esta paragénesis es igualmente válida en principio, dentro de la facies de los esquistos verdes, para un metamorfismo tipo BARROW, incluido dentro de las subfacies B 1-2 (cuarzo + albita + epidota + biotita), pues en rocas pelíticas las epidotas pueden no estar presentes (TURNER-VERHOOGEN, 1960; WINKLER, 1967).

La indeterminación, por lo tanto, de esta paragénesis para dar el tipo de metamorfismo es grande; sin embargo, la segunda paragénesis encontrada asociada a la anterior indica ya unas características más definitivas en cuanto al tipo de metamorfismo. El conjunto cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + cordierita define la entrada a la facies de las anfibolitas en un metamorfismo térmico (Abukuma), incluida en las subfacies andalucita + cordierita + moscovita, que a su vez es la más baja y, por tanto, el tránsito con la facies de esquistos verdes; la presencia de estaurolita no ha podido ser confirmada, pero su aparición no implica problema, pues asociada con la cordierita significa precisamente la entrada a las anfibolitas.

En los recientes trabajos de WINKLER (1970), en su abolición de las facies para sustituirlas por "estadios metamórficos", la primera paragénesis estudiada se incluye en el "estadio bajo", donde el detalle definitivo para considerarnos dentro de este estadio es la asociación clorita + cuarzo + zoisita y clinozoisita junto con la entrada de la biotita, pues la asociación clorita + cuarzo aparece también en el "estadio más bajo" y únicamente la aparición de zoisita, clinozoisita depende de la composición de la roca o bien de biotita definirán el pertenecer a este "estadio bajo".

La isograda "stülpnomelana fuera/biotita dentro", típica de rocas metapelíticas y metasammitas, corresponde a la asociación cuarzo + albita + clorita + biotita + moscovita.

NITSCH (1970) fijó unas condiciones de formación para la aparición de biotita + clorita + cuarzo + agua en 4 kbars y  $445 \pm 10^\circ$  C en la zona de tránsito del "estadio más bajo" al "bajo" coincidente con la isograda anterior.

La segunda paragénesis encontrada, cuarzo + moscovita + biotita + cordierita + andalucita + estaurolita (?), puede incluirse con más facilidad dentro del "estadio medio" del metamorfismo de WINKLER

(1970). Caracteres que definen la entrada en este estadio son:

- a) Desaparición de clorita en presencia de cuarzo.
- b) Entrada de cordierita (sin almandino) en presencia de biotita.
- c) Aparición de estaurolita.

Las dos primeras condiciones son suficientes para definir la entrada en el "estadio medio", en nuestro caso la no certeza de la existencia de estaurolita nos impide considerar la tercera condición.

Las reacciones posibles que tienen lugar para conseguir el paso del "estadio bajo" considerado para la anterior paragénesis al "estadio medio", pueden ser las siguientes:

- a) Clorita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  cordierita + biotita +  $Al_2SiO_5$  +  $H_2O$ ; las condiciones físicas son: 4 kbars de  $PH_2O$  y  $T = 555 \pm 10^\circ$  C.
- b) Clorita + moscovita  $\rightarrow$  estaurolita + biotita + cuarzo +  $H_2O$ ; para esta reacción a 4 kbars de  $PH_2O$  se necesitan  $540 \pm 15^\circ$  C.

La acción combinada de las dos reacciones da una paragénesis exacta a la que estamos estudiando.

Dentro de este "estadio medio" las isogradas clorita + cuarzo "fuera", cordierita "dentro" y posiblemente la isograda "estaurolita dentro" corresponden a la asociación mineralógica estudiada y sus condiciones de reacción vienen prefijadas por las reacciones dadas anteriormente.

Las condiciones de 4 kbars de  $PH_2O$  y temperaturas alrededor de los  $550^\circ$  fijan la profundidad de este metamorfismo en 12 km., según datos de TURNER (1968).

## IV. 4. RELACIONES SERIE VERDE-MIGMATITAS.

Viendo, pues, globalmente, en términos clásicos, los tipos de metamorfismo existentes a un lado y a otro de la fractura, que limita al S. con las migmatitas, las diferencias no son bruscas, pues tan sólo los subfacies sillimanita-cordierita-moscovita-almandino dentro de las anfibolitas (WINKLER, 1967), es el único eslabón que falta para poder enlazar perfectamente el metamorfismo de la serie cámbrica con el metamorfismo de la unidad migmatítica. Ya hemos dicho anteriormente que el metamorfismo sigue siendo de tipo térmico a un lado y a otro de la fractura. Por otro lado, la falta de esta subfacies es explicable por el salto de falla, que nos impide ver los materiales metamórficos que habrían enlazar directamente el metamorfismo de ambos lados.

Usando la terminología de WINKLER (1970), todavía las diferencias son menos acusadas, pues hay un tránsito completo de rocas de "estadio bajo", "estadio medio" y "estadio alto", desde la Serie Verde a las mig-

matitas, con unas condiciones de presión y temperatura claramente fijadas por isogradas que hablan de las condiciones físicas de su formación; la presión ocupó un lugar secundario con respecto a la temperatura, estableciendo con todo ello tres premisas importantes para la solución del metamorfismo de Toledo.

- a) Existe el mismo tipo de metamorfismo a un lado y otro de la fractura (término Abukuma), aunque de distinta intensidad.
- b) La secuencia de facies se continúa de un lado al otro de la fractura de forma casi completa, quedando alguna-subfacies no representada por la existencia del salto de falla.
- c) Tanto los materiales del Cámbrico como las migmatitas corresponden a una misma unidad metamórfica (quizás estratigráfica), experimentando ambas el mismo proceso metamórfico, aunque a distintas profundidades.

Queda todavía por resolver el problema de la edad del metamorfismo de Toledo. Es evidente que el mismo proceso metamórfico ha afectado a una serie cámbrica y ordovícica, aunque con baja intensidad, y a unidades más inferiores (de edad incierta) con mayor intensidad. Por otro lado, como veremos en el correspondiente capítulo, metamorfismo y deformación de las rocas metamórficas son dos fenómenos concordantes en el tiempo; las directrices de la unidad metamórfica son hercínicas, al igual que las encontradas en el Paleozoico inferior. Esta identidad en cuanto a metamorfismo y deformación para los materiales existentes al N. y S. de la fractura, nos lleva a pensar en la edad hercínica para este metamorfismo.

## CAPITULO V. SERIE CAMBRICO SUPERIOR-ORDOVICICO

### V. 1. DESCRIPCIÓN GENERAL.

Es una serie muy típica constituida casi exclusivamente por pizarras y cuarcitas en sus tramos inferiores y pizarras y esquistos en los tramos más superiores, junto a algún nivel calcáreo. En estas series son frecuentes los restos fósiles, por lo que es más fácil su interpretación estratigráfica.

En el apartado anterior ya hablamos que sobre el Cámbrico medio se apoyaba discordantemente el Cámbrico superior formado por alternancias de cuarcitas y esquistos con pizarras, y que estos mismos materiales llegaban hasta la base de las cuarcitas del Arenig. Nosotros pensamos que el Cámbrico superior y el piso más inferior del Ordovícico, el Tremadoc, constituyen una serie continua que se enlaza sin discordancia con las cuarcitas de Arenig. La delimitación de ambos pisos, Cámbrico superior y Tremadoc, dada su constitución y la falta de fósiles, es difícil de realizar. Para el estudio de la serie ordovícica vamos a considerar las series desde el Cámbrico superior, por encontrarse en continuidad estratigráfica con el Ordovícico.

El comienzo de la serie se hace con un conglomerado basal con cantos de hasta 20 cm. de composición silíceo que se apoya sobre la "Serie Verde" (figura 18). Después del conglomerado vienen las alternancias de cuarcitas y pizarras de color marrón, la potencia de esta formación es bastante variable y en ocasiones está muy poco representada.

A parte de la serie alternante le asignamos edad postdamiense, y en su parte más superior puede corresponder al Tremadoc.

A continuación vienen las típicas cuarcitas del Arenig de color blanco, muy recrystalizadas y diaclasadas con colores rojizos por oxidación. Son abundantes las crucianas. Un tercer tramo está constituido por pizarras negras y esquistos de color verde con algunas intercalaciones de rocas calcáreas. Este tramo es también

datable, pues son frecuentes los yacimientos fosilíferos asociables al Llandeilo.

Estos pisos, que son típicos de la serie ordovícica, no están igualmente representados en toda la zona; es frecuente la reducción del primer tramo de alternan-



Fig. 18.—Conglomerado basal del Postdamiense.

cias de cuarcitas y pizarras, en cuyo caso son las cuarcitas del Arenig las que se apoyan directamente sobre el Cámbrico medio. Los espesores aumentan, en general, de E. a W., sobre todo dentro del tramo cuarcítico (Arenig), cuyos máximos espesores aparecen en las sierras de San Pablo y Navahermosa (H-648).

Un corte realizado en sierra Gorda (685, 39° 35' 20" - 0° 17' 45" W. hasta 39° 34' 20" - 0° 16' 30" W.), donde no se ve el contacto con la Serie Verde, pues está tapado por canchales de piedemonte, dio la siguiente sucesión:

1.º Alternancia de areniscas, pizarras y filitas, 100 a 150 m. Pertenecientes al Postdamiense-Tremadoc. Su composición mineralógica es fundamentalmente: cuarzo, moscovita y clorita, y como accesorios turmalina y zircón.

2.º 100 m. de cuarcitas blancas formadas casi exclusivamente por cuarzo con escasa moscovita en algunas muestras. Como accesorios aparecen la turmalina y zircón.

En un corte realizado en la Sierra del Castañar (685, 39° 34' 40" - 0° 24' 10" W. hasta 39° 35' 10" - 0° 24' 52" W.) se encontraron las siguientes capas:

1.ª Conglomerado basal con cantos de cuarcita y cuarzo de hasta 30 cm. en una matriz pizarrosa. Al microscopio se ven cuarzo y moscovita. No se observa la base de este conglomerado, pero muy cerca se encuentran las calizas de la Serie Verde.

2.ª Pizarras y grauvacas alternantes en capas de 15 a 20 cm. claras y oscuras, formando en ocasiones estructuras tipo "boudinage": 30-40 m. Hacia el techo comienzan a alternar capas de cuarcitas y pizarras 70 m. Están formadas por cuarzo, albita y moscovita.

3.ª Cuarcitas blancas pertenecientes al Arenig. En casi su totalidad, es el cuarzo el componente principal. Como accesorios, zircón y moscovita.

En esta misma Hoja (H-685), por encima de las cuarcitas del Arenig aparecen unas capas de pizarras, esquistos y grauvacas pertenecientes al Llandeilo.

Los principales afloramientos de este Llandeilo ocupan el sinclinorio de Los Yébenes, en el valle del río Algodor, donde han desaparecido las formaciones más modernas por erosión del río. Los materiales son pizarras de color verde con capas intercaladas moradas. Asociadas a estas pizarras moradas aparecen intercalaciones de rocas carbonosas tipo antracita. Mineralógicamente presentan cuarzo, moscovita, clorita, etc. Son frecuentes los diques de cuarzo en esta zona, acompañados de abundantes mineralizaciones. En este afloramiento del Llandeilo de Los Yébenes se ha encon-

trado fauna que ha sido estudiada por MERTEN (1955). También RADIG (1965) hizo un estudio sobre las huellas *Tomaculum Problematicum*, que son coprolitos de trilobites y que caracterizan al Ordovícico inferior y medio (Tremadoc, Arenig y Llandeilo).

En (686, 39° 35' 58" - 0° 06' 50" W.) se encuentran interestratificadas entre cuarcitas y areniscas unas calizas rojizas en cuya composición entran calcita fundamentalmente con algún cuarzo, biotitas y moscovita como accesorios. Es el único punto en que se encuentran calizas dentro del Ordovícico. El afloramiento está tapado por depósitos tipo raña.

En (658, 39° 40' 30" - 0° 01' 50" W.), dentro de una estructura sinclinal (Valle del Arroyo, Prado Castillo), encontramos también pizarras que asociamos a las zonas más inferiores del Llandeilo. El afloramiento está, en gran parte, cubierto por depósitos de rañas.

Nuevos afloramientos de Llandeilo aparecen en la H-684 en su esquina SW. (zona de Navas de Estena), otro pequeño retazo lo encontramos en el extremo SE. (zona del Puerto del Milagro). Los materiales de ambos afloramientos son pizarras negras, en ocasiones algo moteadas (afloramiento del Puerto del Milagro) por las proximidades del granito, que originan la aparición de cristales de andalucita. En estos dos puntos han sido estudiadas faunas desde muy antiguo (MALLADA, DUPUY DE LOME, 1912; GÓMEZ DE LLARENA, 1914; DEL PAN, 1923, etc.) y datadas estas series pizarrosas como pertenecientes al Llandeilo. En la actualidad, GIL CID (1970) se encuentra reestudiando la fauna de estas formaciones. Nosotros hemos encontrado dentro de estas pizarras (zona de Navas de Estena, esquina SW.) restos fosilíferos que pueden corresponder a los *Tomaculum Problematicum* que RADIG (1965) describe en el afloramiento de Los Yébenes (H-685). Se trata de pequeños nódulos redondeados de color marrón, con diámetros de 1 ó 2 cm. El afloramiento exacto está situado en (684, 39° 33' 12" - 0° 49' 22" W.).

En el sinclinal del Arroyo de Valcavero (H-684, entre Navahermosa y Hontanar), que forman las cuarcitas del Arenig, aparecen, en posición estratigráfica superior, unas pizarras de color oscuro que ocupan el centro del sinclinal y que asimilamos al Llandeilo. Son de grano grueso (filitas), con cuarzo, moscovita, óxidos, turmalina y zircón como accesorios.

Materiales paleozoicos de edad superior al Llandeilo no se encuentran en la zona.

Respecto al metamorfismo regional de la serie ordovícica es de mínima intensidad y siempre dentro de las facies de los esquistos verdes.

## CAPITULO VI. ROCAS GRANITICAS

### VI. 1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Las rocas graníticas de Toledo constituyen un extenso afloramiento, limitado al N. por las Sierras de

Montes-Isla y al S. por las primeras estribaciones de los Montes de Toledo.

El mecanismo de ~~emplazamiento~~ intrusivo. La intrusión se realiza en el Paleozoico inferior según

límites que son ~~paralelos~~ a las direcciones estructurales predominantes, sobre todo en aquellas zonas formadas por materiales fuertemente impermeables a la asimilación magmática, como es el contacto con las rocas calcáreas. En estas zonas ~~el contacto se realiza~~



Fig. 19.—Cristales de sillimanita en granodioritas. 34.569 I. L. M. N //,  $\times 10$ .

prácticamente de acuerdo con los planos de estratificación (Corte VII).

En rocas pizarrosas la irregularidad es mayor, pero siempre conservando, a grandes rasgos, direcciones también paralelas a la estratificación. Las zonas de intrusión se localizan preferentemente según estructuras plegadas de la serie Cámbrico-Ordovícico de tipo anticlinal y conservando sus mismas direcciones; incluso los fenocristales de feldespato de estas rocas suelen mostrar direcciones constantes, de acuerdo con las directrices hercínicas locales.

Por su aspecto estructural en el campo, podemos distinguir dos tipos fundamentales.

- a) rocas graníticas de grano medio
- b) rocas de textura porfídica, con grandes fenocristales de feldespato.

Este último tipo se circunscribe a una zona comprendida entre los pueblos de Gálvez, Ventas con Peñ. Aguilera, San Pablo, Navahermosa y San Martín de Montalbán. (ver Cartografía Apanico 1970)

Ambos tipos son muy similares en cuanto a composición mineralógica. Están formados por: cuarzo, ortosa, plagioclasa (26 a 31 % de An) y biotita; como accesorios hay zircón, apatitos y opacos, siendo frecuente la alteración de micas y feldespatos a clorita y moscovita. En caso de presentar textura porfídica, los feldespatos aparecen en forma glandular, con longitudes máximas de hasta 10 cm. Generalmente, la aparición de las facies glandular se realiza en las zonas centrales del batolito, por lo que pueden estar relacionadas con unas distintas condiciones de cristalización para estas rocas intrusivas. Aparte de estos minerales, que podemos dar como típicos de rocas graníticas, aparecen junto a ellos restos de minerales que

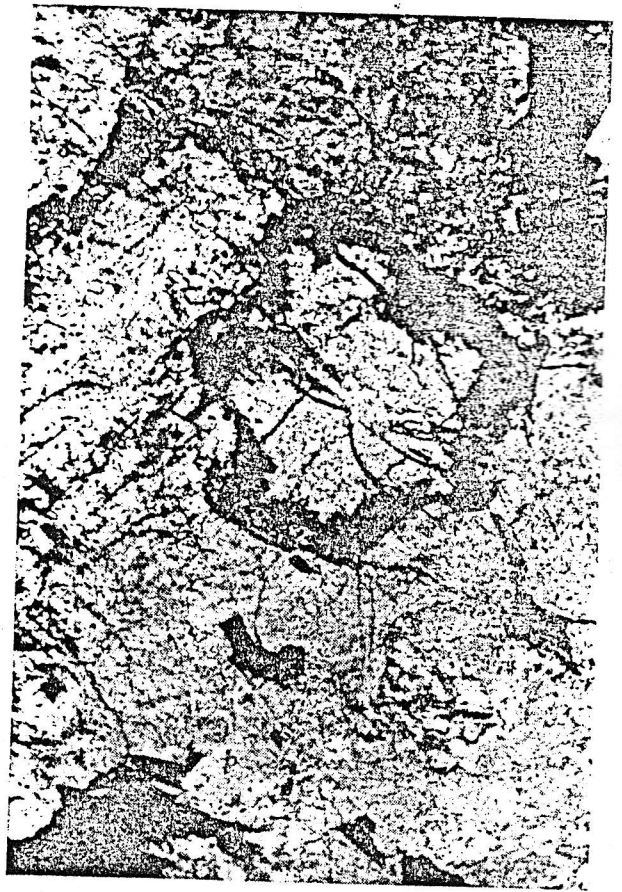


Fig. 20.—Cristal de cordierita en granodiorita. 32.715 I. L. M. N //,  $\times 10$ .

podemos considerar como "metamórficos"; así encontramos sillimanita (fig. 19), andalucita, granate y epidota.

También es frecuente la presencia de microclina en granodioritas próximas a zonas de fractura (zonas

próximas a diques de cuarzo), por lo que pensamos que la génesis de estos feldespatos están íntimamente relacionada con zonas dentro de las rocas granodioríticas que corresponden a deformaciones.

También en (655, 39° 47' 20" - 0° 53' 00" W.) hay rocas graníticas en las que, junto a la biotita como mineral micáceo, aparecen también moscovitas como minerales primarios. Son rocas graníticas de dos micas cuya textura es pegmatítica.

La presencia de la cordierita (fig. 20) como mineral accesorio es prácticamente constante a lo largo de toda la zona de contacto con la roca encajante, salvo en el límite N., cuando estas rocas graníticas se ponen en contacto anormal mediante fractura con el macizo migmatítico.

Los análisis modales de las rocas graníticas permiten clasificarlas como granodioritas-adamellitas, si bien la aparición de estas últimas tiene un condicionamiento litológico que veremos más adelante. Las variaciones extremas en la composición modal de estas rocas quedan reflejadas en el siguiente cuadro:

Granodioritas	Adamellitas
Q 23,5 - 41,8 %	25 % - 33,6 %
Or 15,8 - 31,6 %	21,3 - 39,6 %
Plag 22,4 - 49,0 %	27,2 - 37,1 %
Bi 4,1 - 26,4 %	6,2 - 12,3 %

La intrusión de las rocas graníticas se realiza en una serie de edad cámbrico-ordovícica formada fundamentalmente por materiales pizarrosos y, en ocasiones, rocas carbonatadas. La penetración va a producir en la roca caja un metamorfismo de contacto, mientras que la asimilación de rocas pelíticas y calcáreas por los materiales graníticos origina transformaciones dentro de ellos capaces de hacer modificar la composición química original de estas rocas intrusivas.

La aparición de rocas de composición adamellítica no es casual, sino que está directamente relacionada con aquellas zonas donde el contacto granito-roca de caja es con rocas pelíticas. Pensamos que la asimilación de los minerales arcillosos de las rocas pelíticas nos puede originar el enriquecimiento en ortosa de las rocas graníticas, siempre que la temperatura de intrusión sea suficiente para producir esa asimilación, de ahí que estas rocas adamellíticas incluyan gran cantidad de enclaves de rocas pizarrosas y esquistosas, con un grado de transformación variable hasta llegar a "gabarros" (asociaciones de cuarzo y plagioclasa, con escasez y a veces ausencia de feldespato potásico).

Esto no quiere decir que en todas las zonas de contacto las granodioritas presenten una composición adamellítica, sino que esto está condicionado por las características térmicas de la intrusión. Así en el límite W. del batólito, donde vimos que la intrusión se verificó a mayor temperatura o al menos que los ni-

veles de roca granítica alcanzados por la erosión corresponden a zonas más profundas del batólito y, por tanto, de mayor temperatura, sea más frecuente la aparición de rocas adamellíticas.

También es muy frecuente que en las rocas granodioríticas de Toledo aparezcan rocas más básicas, ricas en minerales máficos. En general, son yacimientos con límites difusos y una transición gradual a las rocas granodioríticas. Están asociados a zonas ricas en enclaves.

Así, en el pueblo de Villarejo de Montalbán y formando un afloramiento alargado según la Vereda del Molino, aparecen unas rocas básicas muy resistentes y de color negro. En su composición entran hornblenda verde, biotita, cuarzo y plagioclasa.

En (655, 39° 43' 18" - 0° 51' 50" W.) aparecen rocas graníticas de carácter básico. Contienen como minerales principales: esfena, cuarzo, biotita, ortosa, plagioclasa (30 % de An) y hornblenda. A grandes rasgos se las puede considerar como rocas dioríticas.

Al igual que para las rocas adamellíticas, interpretamos estos tipos más básicos como el resultado de una asimilación y transformación consecuyente de rocas de la serie estratigráfica, en la que penetraron los materiales magmáticos. Es muy probable que en este caso la composición de la roca no fuera pelítica, sino calcárea, como calcoesquistos o rocas carbonatadas impuras.

Para nosotros, por lo tanto, la presencia de adamellitas o dioritas dentro del batólito granodiorítico es, debida a la asimilación magmática, condicionada siempre por la composición de las rocas que han sido ocluidas.

Dentro del macizo granodiorítico se encuentran abundantes enclaves en estado de transformación más o menos intenso, pues junto a cuarcitas, micacitas y neises aparecen gabarros, en los que cualquier resto de estructuras anteriores ha sido borrado. En las cuarcitas y micacitas es frecuente la asociación cuarzo + albita + biotita. En los mismos neises se encuentran además ortosa, plagioclasa, sillimanita y a veces moscovita.

Es significativo el hecho de que tanto en las granodioritas como en las migmatitas, los tipos de enclaves son muy similares en su aspecto y composición, y ambos tipos corresponden a una misma unidad que, en conjunto, llamamos "serie antigua o primitiva".

El problema genético de los granitos se encuentra directamente enlazado con la formación de la unidad migmatítica. Al describir el metamorfismo de esta unidad dimos una serie de condiciones físicas típicas del ambiente ultrametamórfico en que estas rocas se originaron, que son suficientes para producir fusión en rocas pelíticas. Hablamos también de unas rocas especiales (anatexitas) que considerábamos como rocas intermedias de textura granítica resultantes de fusión por un metamorfismo elevado. Las rocas granodioríticas de Toledo son un estadio más avanzado de las anatexitas, a juzgar por la transición que se hace de

Hay en cuarcitas



un material metamórfico a otro granítico en la confluencia de las Hojas 655 y 656 (afloramiento del arroyo del Guijo).

Únicamente en esta zona los granodioritas se enlazan directamente con las migmatitas sin ningún tipo de fractura que lo condicione. El contacto se localiza en (655, entre 39° 46' - 0° 51' 0" W. y 39° 43' 30" - 0° 51' 00" W.), pero queremos aclarar que este contacto trazado en el mapa es indeciso y que, por supuesto, se trata de una transición de materiales en la que los criterios de separación son subjetivos. El paso esquemático viene indicado en el corte V.

La fractura que hace de límite S. desaparece en (H-656, 39° 44' 50" - 0° 46' 10" W.), donde queda enterrada bajo los depósitos terciarios. Pasada la llanura que forman los conglomerados del Plioceno (avanzando hacia el W.), en la ladera del arroyo del Guijo, aparecen rocas graníticas de características glandulares con fenocristales de feldespatos muy orientados de dirección 130-140°. Estas rocas plutónicas montan sin fractura sobre un gran resto de serie primitiva (656, 39° 44' 40" - 0° 48' 50" W.) formado por micacitas, cuarcitas y neises. Cuarzo, ortosa, plagioclasa son los componentes principales, mientras que la turmalina es siempre mineral accesorio. Al otro lado de este macroenclave las rocas que aparecen no son graníticas, sino migmatitas formadas por ortosa fundamentalmente, y cuarzo y granates en menor cantidad, plagioclasa (28 % de An) y turmalina como accesorios. No presenta orientación alguna o ésta es muy débil.

Dentro de ellas son muy frecuentes los enclaves de gran tamaño, en su mayor parte de micacitas y esquistos silíceos, con un dato interesante, reflejado por la dirección general de estos enclaves que se mantiene paralela a la encontrada en las glándulas de las rocas graníticas. El contacto migmatitas feldespáticas-enclaves en esta zona es siempre bastante neto y claro. Sin embargo, cuanto más avanzamos hacia el W. las migmatitas dejan de ser exclusivamente feldespáticas y comienzan a aparecer afloramientos pequeños de tipo circular de Anatexitas rodeadas de las migmatitas feldespáticas. Estas migmatitas (Anatexitas) presentan la misma composición y textura que las Anatexitas de la descripción de la unidad migmatítica.

A medida que nos acercamos al contacto W. (655, entre 39° 46' - 0° 51, 00" W. y 39° 43' 30" - 0° 51' 00" W.) van desapareciendo las migmatitas feldespáticas y a crecer la cantidad de Anatexitas, llegando un momento en que ya no se encuentran granates, y las plagioclasas comienzan a estar zonadas, datos que nos sirvieron para marcar el contacto granodioritas-migmatitas. Las rocas graníticas de esta zona de borde tienen un carácter algo más básico, de carácter diorítico (como vimos en la descripción de las rocas plutónicas), pero pasan rápidamente a la composición granodiorítica válida para casi la totalidad de las rocas plutónicas de Toledo.

Existe, pues, una relación genética entre los dos

tipos de rocas, por lo que no es posible hablar de origen de las rocas plutónicas de Toledo sin conectarlas con el metamorfismo regional térmico que le dado origen a la unidad de rocas migmatíticas.

Esta transición relaciona genéticamente ambas rocas por lo que el origen anatéxico es válido para las rocas constituyentes del batolito de Toledo. Esta transformación de rocas metamórficas en rocas graníticas se verificó a gran profundidad durante la orogenia hercínica, siendo movilizadas desde las zonas profundas para emplazarse en zonas más superficiales. Estas zonas de fácil emplazamiento corresponden a estructuras de anticlinorios y anticlinales; de ahí que el batolito de Toledo ocupe su mayor superficie dentro del anticlinorio de Sonseca-Orgaz, determinado por las cuarcitas del Ordovícico. La intrusión se realizó ocluyendo gran parte de las rocas cámblicas que constituyen el núcleo de este anticlinorio y dejando tan sólo algunos retazos aislados como restos testigos de esta serie.

Por lo tanto, el emplazamiento de estas rocas graníticas se debió de realizar concordantemente, si no con las fases principales de plegamiento, al menos inmediatamente después y, por supuesto, antes de producirse la descompresión hercínica que origina la serie de grandes fracturas que afectan a esta zona. Son pues granitos sintectónicos de carácter algo tardío. La presencia de la fractura de separación entre migmatitas y granodioritas (contacto S. de las migmatitas) no implica problema genético alguno, pues se trata de un accidente tectónico que es posterior al propio emplazamiento de los granitos. Emplazamiento o intrusión que se tuvo que verificar en una edad claramente postordovícica, pues los materiales de este periodo se encuentran, en ocasiones, altamente metamorfizados por el contacto con las rocas plutónicas.

Debemos, pues, pensar que la edad de la intrusión sea hercínica al verificarse concordante con este plegamiento más general, que afecta a la serie cámblico-ordovícica y metamórfica de esta zona.

Para nosotros los materiales mediante cuya fusión se formaron las rocas graníticas, corresponderían a la "serie primitiva" (constituida fundamentalmente por rocas pelíticas con algunas intercalaciones calcáreas) que aparece directamente implicada en la génesis de las migmatitas y de los granitos, bien en forma de grandes restos que conservan parte de la textura antigua (caso de las migmatitas), o bien en forma de enclaves más o menos transformados, tal como aparecen en las rocas graníticas.

Estableciendo un esquema sencillo de la génesis y distribución de las granodioritas, podemos dar las siguientes fases:

- a) Comienzo de un metamorfismo incipiente en épocas prehercínicas a partir de una "serie primitiva".
- b) Aumento de la intensidad del metamorfismo y procesos de formación de migmatitas y granitos

anatéxicos coincidentes con las fases principales del plegamiento hercínico.

- c) Intrusión y penetración de las rocas plutónicas en fases orogénicas posteriores a las etapas de mayor intensidad de plegamiento.
- d) Etapa de fracturación de los materiales plutónicos-metamórficos ya consolidados.

## VI. 2. METAMORFISMO DE CONTACTO.

La intrusión de las rocas graníticas en el Paleozoico produce sobre la roca caja una serie de trans-



Fig. 21.—Skarn del contacto de rocas calcáreas con granodioritas. 34.624 I. L. M. N //,  $\times 16$ .

formaciones más o menos importantes, llegando, en ocasiones, a modificar por completo la composición mineralógica de alguna de estas rocas.

Es frecuente la transformación de las pizarras en pizarras mosqueadas y corneanas, y de las calizas en rocas tipo skarn. En la zona de contacto de las granodioritas con Paleozoico suele aparecer una zona granítica de facies aplítica.

El gradiente térmico de la intrusión granítica aumenta de E. a W.; efectivamente, en los contactos

de la parte central del batolito tan sólo aparecen términos de pizarras mosqueadas con cristales de andalucita, cuarzo, moscovita y biotita, si bien cuando se trata de rocas calcáreas aparecen rocas ricas en carbonatos, epidotas y clinopiroxenos, con accesorios como versubianita y zircón (fig. 21).

Pizarras mosqueadas y skarn del tipo descrito se encuentran a lo largo de todo el contacto de las granodioritas con el Paleozoico en las Hojas 658, 686 y 657.

En la hoja 658 es donde aparecen los primeros afloramientos de corneanas y skarn de gran intensidad de metamorfismo. En la finca del Castañar (685,  $39^{\circ} 35' 40''$  -  $0^{\circ} 23' 50''$  W.), en una zona dejada al descubierto por los canturrales de ladera, aparecen corneanas negras, ricas en ortosa, andalucita, biotita, moscovita, y como accesorios opacos y turmalina, zircón y apatito.

El metamorfismo de contacto llega a alcanzar en este punto la facies de las corneanas piroxénicas. En los afloramientos de calizas en las cercanías de este punto encontramos asociaciones de calcita-olivino-moscovita.

En las cercanías de cerro El Viso (656,  $39^{\circ} 41' 20''$  -  $0^{\circ} 30' 20''$  W.) hay afloramientos de corneanas con una asociación cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, asociación que pertenece también a la facies de las corneanas piroxénicas. En este punto se puede observar la banda aplítica del contacto granito - pizarras de la Serie Verde.

En la hoja de Navahermosa (H-648) prácticamente todo el contacto, entre las rocas graníticas y el Paleozoico de la Sierra de Navahermosa y San Pablo, se hace mediante una banda de rocas calizas en las que se aprecia gran intensidad de metamorfismo de contacto. Igual ocurre en las zonas pizarrosas próximas, que aparecen transformadas en corneanas.

Las asociaciones mineralógicas típicas para las calizas son clinopiroxenos - zoisita - epidota - esfena - ortosa. Para las corneanas, moscovita - andalucita (sillimanita) - biotita - cuarzo - ortosa. GÓMEZ DE LLARENA (1914) habla ya de corneanas en Sierra Galinda (al W. de Navahermosa).

Encontramos también rocas con metamorfismo de contacto fuerte en la Hoja 655 en el contacto granito-pizarras del río Pusa ( $655, 39^{\circ} 41' 20''$  -  $1^{\circ} 00' 05''$  W.) y en las cercanías del pueblo de la Fresneda (río Gebalo) ( $655, 39^{\circ} 44' 00''$  -  $1^{\circ} 09' 00''$  W.).

Las corneanas del primer afloramiento tienen asociaciones minerales del tipo cuarzo - plagioclasa - ortosa - biotita - moscovita, mientras que en el segundo afloramiento la asociación típica es cordierita - cuarzo - ortosa - moscovita - biotita - escasa plagioclasa. Ambas asociaciones caen también dentro de la facies de las corneanas piroxénicas.

En general, siempre que no aparecen corneanas en el contacto tenemos un metamorfismo débil representado por las pizarras mosqueadas.

Testa

Con esta secuencia de facies de contactos encontrados, es evidente que la mayor intensidad térmica de contacto se alcanza en el límite SW. y W. del batolito. Podemos decir que, al menos, por el borde S. la intensidad es creciente hacia el W., pues desde zonas de pizarras mosqueadas llegamos a facies de transición entre corneanas hornbléndicas y corneanas piroxénicas.

Por otro lado, es precisamente en estas zonas de mayor metamorfismo donde los "enclaves" de rocas metamórficas son muy frecuentes, así como la presencia, dentro del macizo granodiorítico, de rocas intermedias (Dioritas y Adamellititas) en estos puntos, en que el fenómeno de asimilación magmática tiene mayor importancia por verificarse la intrusión a mayor temperatura.

## CAPITULO VII. BANDA MILONITICA

Ya hemos dicho anteriormente que el límite S. de las migmatitas viene definido por una extensa zona de fractura, de dirección general E.-W., que prácticamente atraviesa toda la zona estudiada (Corte I). Su longitud total visible es de unos 50 kilómetros, si bien en ambos extremos queda enterrada bajo el Terciario, aunque lógicamente debe seguir por debajo de estos sedimentos.

El extremo E. se localiza en (658, 39° 42' 20" - 0° 03' 15" W.), al N. de la sierra de Morejón, NE. del pueblo de Mora. El límite W. (656, 39° 44' 40" - 0° 46' 20" W.) se sitúa al NW. de San Martín de Montalbán.

La dirección de la fractura comienza siendo claramente E.-W., pero al NE. de Gálvez (656, 39° 44' 00" - 0° 33' 50" W.) queda desplazada por otra serie de fracturas más modernas, para reaparecer en (656, 39° 46' 50" - 0° 30' 50" W.). Este salto brusco provoca un cambio importante de dirección; pues se orienta NW.-SE., aunque rápidamente, al W. de Noez (H-657) vuelve a su dirección primitiva E.-W. Otra fractura en las inmediaciones de la carretera de Layos-Pulgar al Castañar la corta nuevamente, produciendo un cambio de dirección SW.-NE. Al alcanzar las sierras de Layos, Gordo, Oliva, etc., hasta las cercanías de Almonacid, se mantiene E.-W. nuevamente.

Desde este pueblo hasta su enterramiento por el Terciario, en las cercanías de Mora, la dirección es NW-SE.

La zona de fractura constituye una franja de unos 500 m. de anchura media para la roca estrictamente milonítica, pero dependerá de los tipos de rocas que pone en contacto el que la zona cataclástica se extiende más o menos a partir del borde de esa zona milonítica pura (facies R. M.) que nos define la fractura y que constituye la franja cartografiada.

El buzamiento de esta roca milonítica originada por la fractura es siempre constante, de unos 30-40°, dirigidos siempre hacia el S. El máximo buzamiento medido es de unos 50° al E. de Noez (H-657), y en las cercanías de Mora (H-658) solamente alcanza los 20°; es, pues, una fractura de plano de rotura, en general muy tendido. Con estos buzamientos, la potencia real de la fractura no sobrepasa los 300 m. para la roca estrictamente milonítica, sin incluir términos rocosos con textura cataclástica.

Es interesante el estudio de las relaciones con las rocas que pone en contacto. Al N. de la milonita siempre las migmatitas las que se ponen en contacto con la fractura. El tránsito de la milonita a la migmatita no es brusco, pues siempre aparece una zona más o menos amplia de textura cataclástica dentro de la propia migmatita; en este caso se siguen manteniendo la foliación original de las rocas, pero siempre los materiales feldespáticos adquieren estructura facoidal. La zona de transición en migmatitas, hasta llegar a la roca normal no rota, no sobrepasa nunca los cientos de metros, quedando en ocasiones reducida a muy pocos metros. La foliación de las rocas migmatíticas al borde se adapta, a grandes rasgos, a la dirección de la milonita, pero nunca son perfectamente concordantes.

Sin embargo, hay tres puntos en los que la fractura por el lado N. no se pone directamente en contacto con migmatitas, sino con rocas calcáreas incluidas dentro de las propias migmatitas (Corte IV). En Cerro Yegros (658, 39° 43' 15" - 0° 06' 20" W.), Peña Camarena (658, 39° 45' 0" - 0° 08' 20" W.) y cota 719 (657, 39° 45' 35" - 0° 12' 40" W.) aparecen estos afloramientos de calizas en contacto con milonito. En los dos primeros casos las calizas están rotas en la zona de contacto, pero en el resto del afloramiento se conserva perfectamente la estratificación, más o menos adaptada a la dirección de la fractura. En el tercer afloramiento las calizas quedan incluidas totalmente dentro de la milonita; en este caso la roca carbonatada aparece ya totalmente triturada y con textura cataclástica (Cortes IV y VIII).

En el labio S. de la fractura son ya formaciones muy distintas las que se van a poner en contacto con la milonita (R. M.), pues tanto la Serie Verde (Cambriaco) como el Ordovícico, e incluso rocas plutónicas realizan el contacto.

En el extremo W. el contacto se realiza con rocas granodioríticas (H-656), e igual ocurre entre Mascaque y Mora (H-658). Quizás sea en este tipo de contactos entre migmatitas y rocas plutónicas donde resalte más el carácter de fractura de esta formación. El análisis de las granodioritas cercanas al contacto demuestra la existencia de una zona muy amplia de rocas graníticas muy modificadas por la rotura producida por esta fractura (Corte II y V). Haciendo un corte normal desde los granitos hasta las migma-

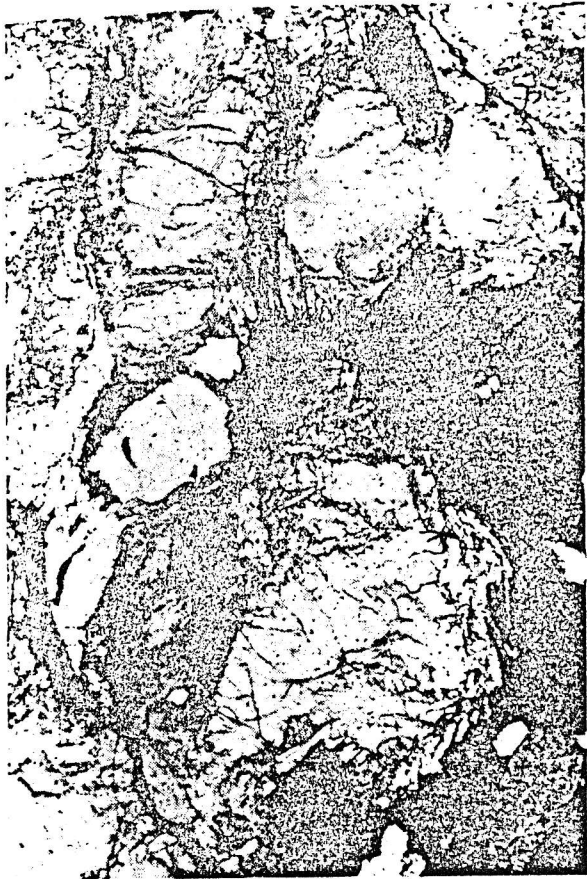


Fig. 22.—Granodiorita comenzando a romperse en las proximidades de la roca milonítica. Obsérvese la tendencia a tomar textura facoidal de los feldespatos (34.368 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig. 23.—Feldespatos adquiriendo forma redondeada en granodioritas próximas al milonito (R. M.) (33.969 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig. 24.—Granodiorita cataclástica cercana al milonito (34.036 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig 25.—Milonito (R. M.) en contacto con cuarcitas del Ordovícico (afloramiento entre castillo de Almonacid y Cantera). El buzamiento del milonito está dirigido hacia el castillo.

titas se pasa de unas rocas con textura granuda normal de composición granodiorítica a una roca de la misma composición pero que va tomando coloración

Gálvez (H-656) se ve bastante bien este paso; i ocurre en las cercanías del pueblo de Mascar (H-658).

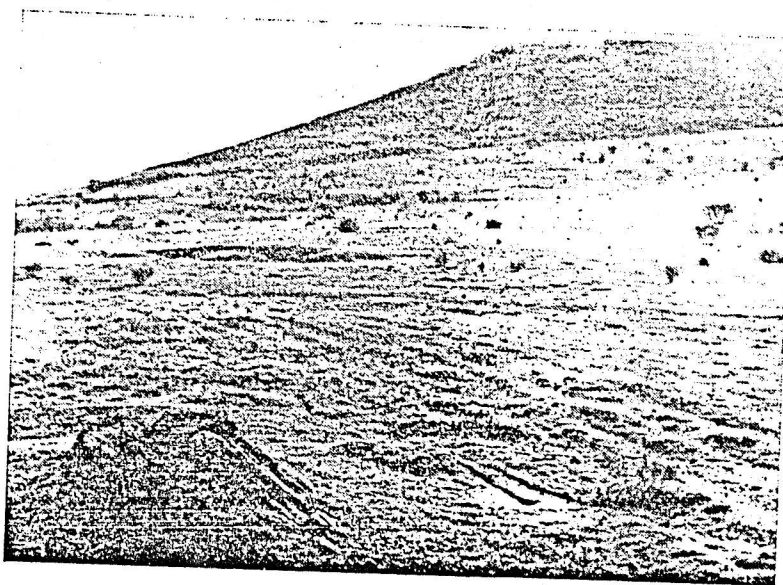


Fig. 26.—En primer término afloramiento de roca milonítica (R. M.) buzando hacia el S., chocando contra las cuarcitas del Ordovícico, que buzan según la ladera del monte del fondo (Sierra de Oliva).

verdosa, con abundantes filoncillos de cuarzo y pegmatita y materiales muy rotos, aspecto que va aumen-

Cuando son la Serie Verde y el Ordovícico los que chocan contra la fractura (Cortes IV y VI), el prob-

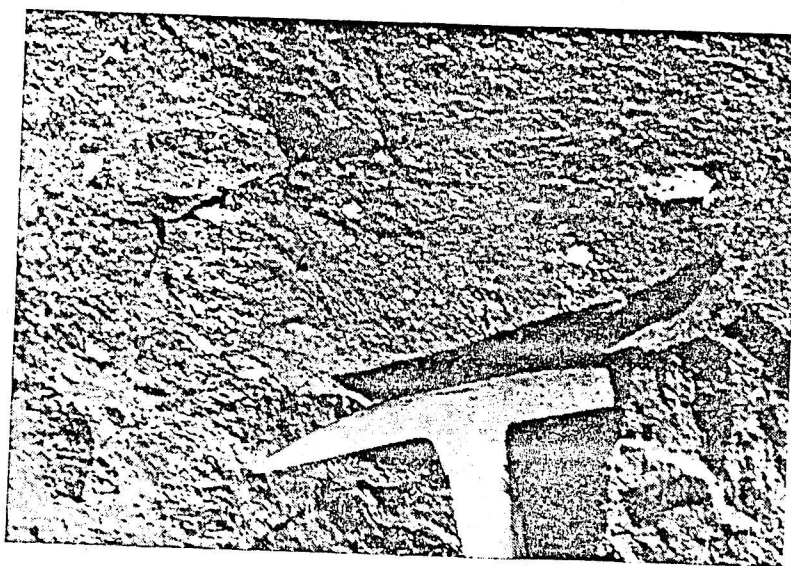


Fig. 27.—Aspecto del milonito (R. M.) mostrando los cristales de feldespato englobados por minerales micáceos.

tando a medida que nos vamos acercando a la fractura (figs. 22-23-24).

El espesor de esta zona de cataclasis en el granito puede llegar a alcanzar unos 1.000 m., aparte de los 300 m. de potencia del milonito (R. M.); al S. de

ma se complica algo más, principalmente en aquellas zonas en que la falta de afloramientos impide ver directamente el contacto. Tal es el caso en el contacto Serie Verde-milonito de la Sierra de Noez (H-656), en el cruce de la carretera a Noez-Navahermosa, donde



Fig. 28.—Visión general de la textura facoidal de R. M. (Milonito) (34.515 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig. 29.—Feldespatos de R. M. idiomorfo empezando a romperse y tomar forma redondeada (33.969 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig. 30.—Feldespato redondeado por fricción en roca milonítica (33.969 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .



Fig. 31.—Milonito de textura vítrea con pequeños cristales de feldespato (36.451 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .

la especial textura de la milonita puede hacer que se llegue a confundir con un conglomerado basal de la Serie Verde cámbrica que se apoya sobre las migmatitas. En cualquier otro punto donde esté este contacto el choque es más claro, pues la dirección y buzamiento del milonito se orientan discordantemente con las del Cámbrico.

El mismo fenómeno ocurre para el Ordovícico cuando son las cuarcitas y pizarras de este período (figs. 25-26), en vez de la Serie Verde, las que limitan la fractura, los contactos son más bruscos debido a la competencia de los materiales. (657, 39° 45' 20" - 0° 14' 22" W.), (657, 39° 45' 20" - 0° 14' 22" W.) son puntos en que estos contactos por fractura de Cámbrico-Ordovícico con las migmatitas se pueden ver bastante bien.

La composición y textura de la zona milonítica (R. M.) es muy constante a lo largo de toda su extensión. En el campo se presenta como una roca de color verde oscuro de estructura porfiróide. (fig. 27), en la que cristales de feldespatos, con dimensiones máximas de 1 a 2 cm., aparecen rodeados de una pasta micácea muy orientada que engloba fluidalmente a los cristales de feldespato. Estos tienen siempre una orientación de sus dimensiones más larga coincidente con la foliación micácea (fig. 28); en ocasiones, sobre estos planos de foliación aparecen lineaciones dirigidas en el mismo sentido del buzamiento, pero formando un pequeño ángulo de 5 a 10° con respecto a la dirección de buzamiento. Esta lineación representa la dirección y sentido del deslizamiento de la falla.

Observando en detalle los cristales de feldespato se ve que están algo redondeados (fig. 29), en formas facoidales, con pequeñas roturas dentro de los mismos que desplazan unas partes del cristal con respecto a otras. El grado de redondez es muy variable: hay cristales circulares totalmente redondeados (fig. 30) junto a otros de características irregulares. Al microscopio el milonito está formado por cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita y esporádicamente cordierita. Ortosa y plagioclasa están en forma de grandes cristales, con las mismas características que las observadas en el campo, aunque quizás resalte más el aspecto de rotura que presentan, así como la redondez de algunos de ellos, como consecuencia de la fricción resultante en el deslizamiento de los planos de rotura. Por su textura es evidente que son minerales "heredados" procedentes de las rocas feldespáticas que corta la fractura, tanto metamórfica como plutónica.

El cuarzo que aparece en esta roca está totalmente recrystalizado, en forma de pequeños agregados glandulares alargados, de bordes muy regulares y siempre orientados en el sentido de la foliación, concordantes con las bandas micáceas.

Los minerales máficos son fundamentalmente biotitas que determinan la foliación de la roca, constituyendo la "pasta" que incluye al resto de los minerales.

En (656, 39° 43' 50" - 0° 34' 0" W.) las bandas

micáceas tienen un tamaño de grano muy fino, por lo que la roca adquiere un aspecto de pseudotaquíta (fig. 31), aunque sin haber llegado a la fusión implicaría la génesis de estas rocas (PHILPOLTS, 1963).

La aparición de cordierita es ocasional y, al igual que los feldespatos, es mineral "heredado", pero dado que la cordierita se destruye más fácilmente que los feldespatos, es difícil su conservación en rocas de este tipo.

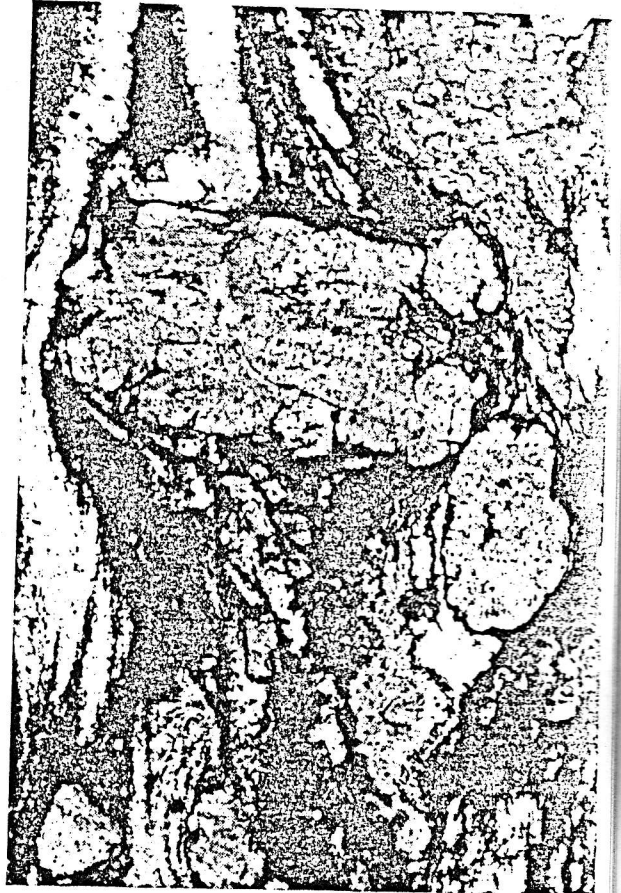


Fig. 32.—Cristal idiomorfo de plagioclasa comenzando a redondearse por fricción al girar (33.969 I. L. M.) N //,  $\times 10$ .

SPRY (1969) da una serie de características para rocas miloníticas que se han producido a partir de rocas cristalinas. Las cataclasis causa deformaciones en todos los minerales, pero los afecta de distinta forma según su naturaleza.

Los feldespatos tienden a permanecer como grandes porfiroclastos (cristales residuales), con extinción ondulante, fracturas, y suelen estar sericitizados. A veces estos feldespatos persisten como cristales idiomorfos (fig. 32), por lo que se les puede confundir con cristales postectónicos. Junto a estos cristales bien formados se encuentran feldespatos totalmente redondeados.

El cuarzo aparece como agregados recrystalizados

en la matriz, que están acompañados generalmente de micas; de esta forma, estas rocas tienen un aspecto cuando en cuanto a proporción de componentes, según los tipos de rocas que se ponen en contacto. Cuando

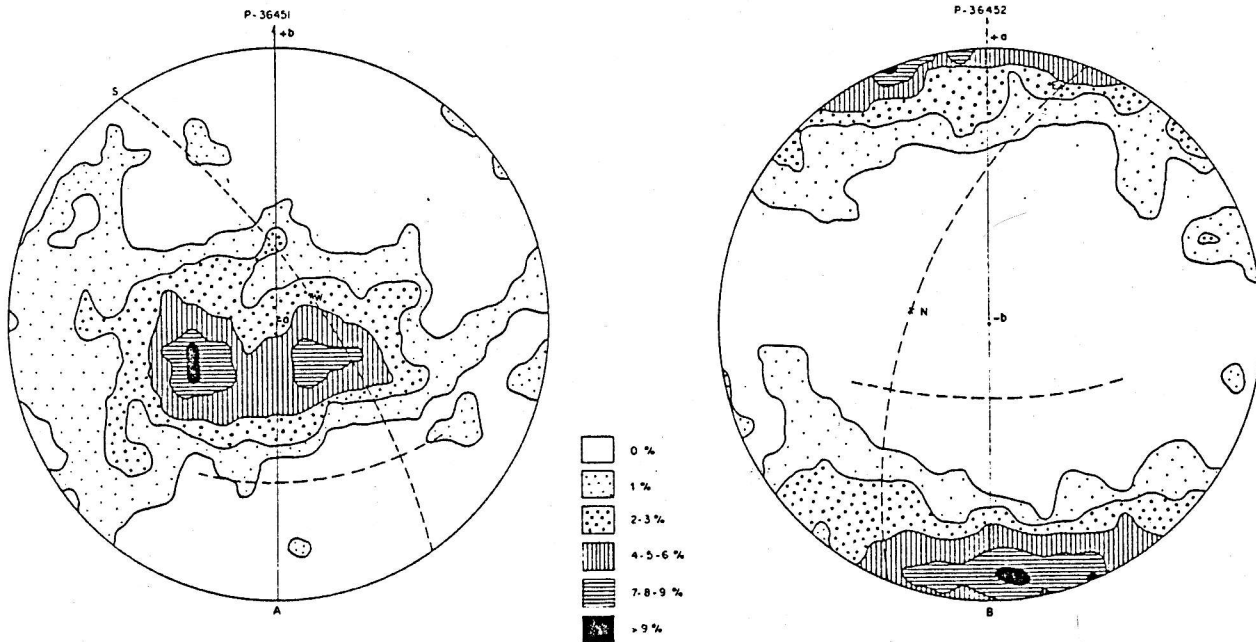


Fig. 33.—300 ejes ópticos de cuarzo en roca milonítica (R. M.).

orientado esquistoso, con textura "Augen", orientación que, por otro lado, no guarda relación con las rocas son feldespáticas (migmatitas y granitos) abundan los feldespatos en la composición de la milo-

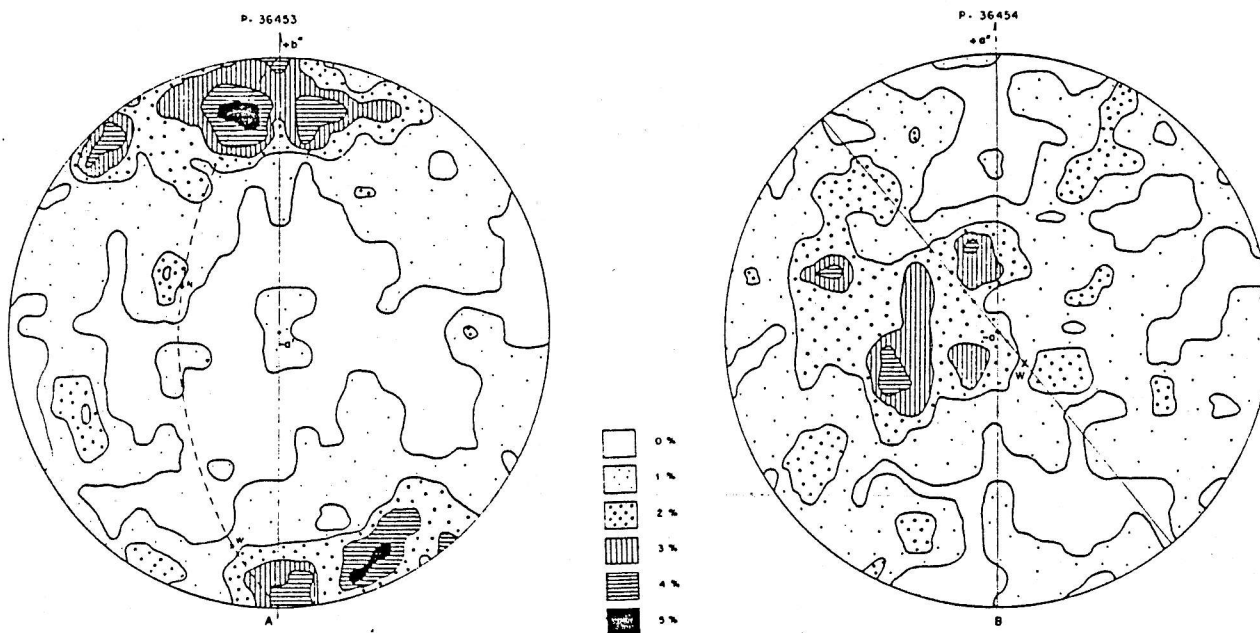


Fig. 34.—300 ejes ópticos de cuarzo en migmatitas del contacto con R. M.

guna estructura anterior de las rocas que han sido milonitizadas.

A pesar de mantenerse la composición mineralógica siempre idéntica a lo largo de la fractura, hay varia-

ción en cuanto a proporción de componentes, según los tipos de rocas que se ponen en contacto. Cuando las rocas son feldespáticas (migmatitas y granitos) abundan los feldespatos en la composición de la milo- nita (R. M.), pero sin perder ninguno de los otros componentes, ni la estructura y textura, que siguen siendo idénticas; cuando la Serie Verde (pizarras) es la que se pone en contacto, la roca se hace más mica-



cea, y, por el contrario, aumenta la proporción de cuarzo cuando se trata de las cuarcitas del Ordovícico. No obstante, estas variaciones en la proporción de los componentes están comprendidas siempre entre límites muy pequeños.

Aunque no es posible concretar demasiado sobre las condiciones genéticas de esta roca, si se pueden interpretar algunos datos acerca del metamorfismo dinámico que sufrieron los materiales que fueron afectados por la fractura.

Al producirse la rotura se originó una brecha de falla, pero a consecuencia de la fricción hay una elevación térmica suficiente para fundir el cuarzo y reordenarse los minerales micáceos, pero no llegaron a alcanzarse las temperaturas necesarias para fundir los elementos feldespáticos; esta génesis explicaría el hecho de la recristalización y orientación del cuarzo según los planos de rotura, así como la irregularidad de los cristales de feldespato.

La orientación del cuarzo se pone de manifiesto en los diagramas de las figuras 33-34, en las que se han representado los ejes ópticos de cuarzoes de dos muestras, una de ellas de la propia roca milonítica (R. M.) (fig. 33) y el otro (fig. 34) de una migmatita comprendida dentro de la zona cataclástica lateral a la propia milonita, aproximadamente a unos 70 metros de la anterior. La orientación del cuarzo es clara en ambas muestras, pero es más neta en el diagrama de la milonita (R. M.); en este caso la orientación se hizo con respecto a la lineación de la muestra, que corresponde a la dirección de traslación del plano de falla, mientras que en el otro caso la orien-

tación se hizo respecto a la foliación primitiva que presentaba la migmatita. En ambos casos se aprecia que la deformación no es de tipo circular, como correspondería a una zona plegada, sino que presenta una orientación muy acusada según la dirección de la línea de traslación de los planos de rotura y forma un pequeño ángulo de 5 a 10° con la del buzamiento, resultados que ya fueron comprobados en el campo, como dijimos al principio.

La fractura es una falla normal con un salto considerable a juzgar por el distinto grado de metamorfismo entre las dos unidades que pone en contacto, una con metamorfismo catazonal y la otra con un metamorfismo más bajo, correspondiente a la epizona.

El labio levantado corresponde al macizo metamórfico de Toledo, (morfológicamente corresponde a la plataforma toledana), mientras que las rocas plutónicas y el Paleozoico inferior constituyen el labio hundido; es decir, que las sierras de Montes-Isas son el borde N., a su vez, del labio hundido. La diferencia litológica y, por lo tanto, de competencia de materiales entre las rocas migmatíticas más fácilmente erosionables y las cuarcitas que son difícilmente destruidas juega un papel fundamental en la interrupción de la plataforma que enlazaría migmatitas con granodioritas. De esta forma, la tectónica y los materiales condicionan la morfología típica de la región toledana.

En lo único que se puede concretar acerca de la edad de esta fractura es que afecta al Ordovícico como materiales datables más modernos, por lo que muy probablemente su edad es hercínica, como además parece reafirmarlo la dirección normal en ella.

## CAPITULO VIII. TECTÓNICA

Entre 1961 y 1965, LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE realizaron una serie de importantes trabajos sobre el macizo cristalino de Toledo, estableciendo la existencia de una tectónica arcaica en el centro de España. Ambos autores consideraron que el núcleo cristalino de Toledo, que ellos incluyen en  $Pc_3$ , está deformado y plegado por una orogenia de edad carrelida. Posteriormente, este  $Pc_3$  sirvió de zócalo para la deposición de un Precámbrico muy moderno ( $Pc_4$ ), Brioveriense (Serie Verde para nosotros), que se enlazaría sin discordancia alguna con el Paleozoico inferior. La discordancia  $Pc_4$ - $Pc_3$  fue objeto de otro trabajo realizado por los anteriores autores en 1963.

El autor alemán LOTZE, en sus trabajos sobre el Cámbrico y Precámbrico de España (1960, 1961, 1970), al referirse a la zona central cita una serie pizarrosa-conglomerática en Valdelacasa (al SW. de Puente del Arzobispo), a la que atribuye una edad precámbrica moderna ( $Pc_4$ ). Posteriormente, LLOPIS LLADÓ y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1963 B) correla-

cionaron ambas series, las de Valdelacasa y Polán (Serie Verde), estableciendo la misma edad brioveriense ( $Pc_4$ ) para ambas formaciones.

Consideraban que el origen de los sedimentos de estas series se debía al arrasamiento del Precámbrico más antiguo ( $Pc_3$ ), constituido por el núcleo migmatítico de Toledo, pues ya hemos dicho que para estos autores la separación de la Serie Polán ( $Pc_3$ ) y las migmatitas ( $Pc_4$ ) se hace por un conglomerado basal discordante. En el apartado anterior negamos ya la existencia de este conglomerado que nosotros interpretamos como una zona milonítica de una falla de grandes dimensiones. Por otro lado, los materiales cámbricos de la Serie Verde de Toledo ( $Pc_4$  para LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE) guardan una gran similitud con los materiales de la serie de Valdelacasa, aunque el carácter más detrítico de la serie de Valdelacasa se pierde hacia Toledo, donde si bien se encuentran capas de areniscas y conglomerados, lo más frecuente son los materiales pizarrosos.

Nosotros pensamos que la serie de Valdelacasa, al

igual que la de Polán, corresponden al Acadiense inferior-Georgiense superior. Los tramos detríticos de conglomerados y arenisca de Valdelacasa, que ocupan una posición inferior a las pizarras verdes y grauvacas de esta serie, son también asimilables a las capas de microconglomerados y conglomerados del Cámbrico inferior-medio de la serie de La Fresneda (esquina SW. de H-655).

Para Lotze (1961) entre el Precámbrico y Cámbrico inferior existe continuidad estratigráfica; sin embargo, cita dos fases orogénicas en el Paleozoico inferior, una de ellas que separaría el Cámbrico medio del superior (fase Toledánica) y otra el Cámbrico superior del Ordovícico (fase Ibérica).

En Toledo vimos que la separación entre las migmatitas y la Serie Verde cámbrica no se hace por discordancia angular, sino por fractura.

En cambio, el Cámbrico superior se apoya discordantemente sobre el Cámbrico medio (fase Toledánica). Aunque generalmente los depósitos de canturrales impiden ver este contacto, se puede observar en algunos puntos muy definidos.

En el mismo pueblo de Los Navalmorales (655,  $39^{\circ} 32' 25''$  -  $0^{\circ} 57' 00''$  W.) encontramos calizas con  $D = 80^{\circ}$  B =  $35^{\circ}$  S. En la ermita de Los Navalmorales (cota 804,  $39^{\circ} 43' 10''$  -  $0^{\circ} 56' 40''$  W.) tenemos cuarcitas del Arenig con  $D = 140^{\circ}$  B =  $40^{\circ}$  N.

### VIII. 1. ETAPAS DE PLEGAMIENTO.

Tanto en la serie migmatítica como en las series superiores de cuarcitas y pizarras del Ordovícico es posible mejor se ven las deformaciones hercínicas. Se pueden distinguir dos fases orogénicas determinadas por la presencia de macropliegues en dos direcciones bien marcadas, más o menos normales entre sí.

En las sierras de Navahermosa, San Pablo, Los Montes (H-684-685) son frecuentes ambos tipos de pliegues. Dada la inflexión que los materiales ordovícicos de las Montes de Toledo experimentan desde Navahermosa (H-684) hasta las cercanías de Mora (H-655) no es posible dar direcciones exactas para estas fases orogénicas, pues en su plegamiento debieron estar condicionadas por la existencia de un núcleo resistente Cámbrico que obligó a adaptarse al Ordovícico en sus plegamientos.

En el núcleo migmatítico se encontraron direcciones principales próximas a WNW.-ESE., pero interfirieron con ellas aparecen direcciones próximas a N.-S., principalmente dentro de aquellos materiales que alcanzaron un mayor grado de fluidez.

Durante la primera fase de plegamiento que tuvo direcciones próximas a E.-W. se producen pliegues con vergencias variables, en general, hacia el SW., siendo más escasas las dirigidas al NE. Sin embargo, en esta primera fase de deformación se sitúa

una fase de gran intensidad del metamorfismo hercínico, con formación de migmatitas y rocas anatécicas. Durante la segunda deformación continúa el proceso de migmatización, siendo los materiales más fluidos los que se orientan según las direcciones N.-S.

A 2 kilómetros al W. de San Pablo de Los Montes (H-684) se vuelven a ver subiendo a la cota 1.227 ( $39^{\circ} 32' 20''$  -  $0^{\circ} 40' 20''$  W.) unas calizas de edad cámbrica con dirección =  $115^{\circ}$  B =  $35^{\circ}$  N. y encima unas pizarras con lechos de cuarcita  $D = 20-30^{\circ}$  B =  $30^{\circ}$  W. En las Sierras de Noez-Polán (H-656) se puede ver bien las capas de conglomerados situados por encima de las calizas a las cuales tapan discordantemente. En el cerro 820 de esta misma Sierra (656,  $39^{\circ} 45' 20''$  -  $0^{\circ} 32' 20''$  W.) se ven también capas de cuarcitas rojas en posición subhorizontal que se apoyan, según una discordancia angular, sobre las calizas cámbricas de  $D = 125^{\circ}$  B =  $42^{\circ}$  NE.

La existencia de esta discordancia angular separando el Cámbrico medio y superior hace pensar en la existencia de movimientos orogénicos de edad prehercínica, es decir, caledónicos, pues afectarían al Cámbrico.

Se trataría de movimientos orogénicos de carácter muy suave que darían lugar a estructuras muy amplias. El plegamiento hercínico enmascara, dada su gran intensidad, cualquier tipo de deformaciones anterior, sobre todo en zonas de alto metamorfismo.

En zonas estratigráficamente superiores (serie ordovícica) ambas deformaciones producen pliegues de gran envergadura según las dos direcciones del plegamiento hercínico.

En la figura 35 están representados los planos de estratificación de las tres principales unidades litológicas estructurales que encontramos en la zona, es decir, de las migmatitas (fig. 35-A), Serie Verde (fig. 35-B) del Cámbrico inferior y medio y serie Cámbrico superior-Ordovícico (fig. 35-C).

En el diagrama de la figura 35-C se ve la orientación principal de la deformación hercínica E.-SE. a W.-NW., pero se aprecia también la deformación secundaria, a grandes rasgos de dirección N.-S., con una inmersión acusada hacia el E.-SE.

En las figuras 35-A y 35-B se observan las mismas orientaciones principales, aunque la N.-S. aparece más desdibujada.

Se ve, pues, que al menos las tres unidades han sido deformadas por el movimiento hercínico, sin que por ello excluyamos la existencia de movimientos anteriores, pues ya vimos que la discordancia entre el Cámbrico superior y medio implicaba la existencia de movimientos de edad caledónica.

Aparte de la proyección de los planos estratigráficos, se hizo también la proyección de los ejes ópticos de cuarzo y calcita en neises, calizas y cuarcitas de las tres unidades. Algunas de estas proyecciones están representadas en las figuras 36-37-38-39.

En todas ellas la orientación es escasa, insuficiente para deducir conclusiones tectónicas.

La recristalización del cuarzo durante el metamorfismo térmico puede ser una causa para la no orientación de estos materiales.

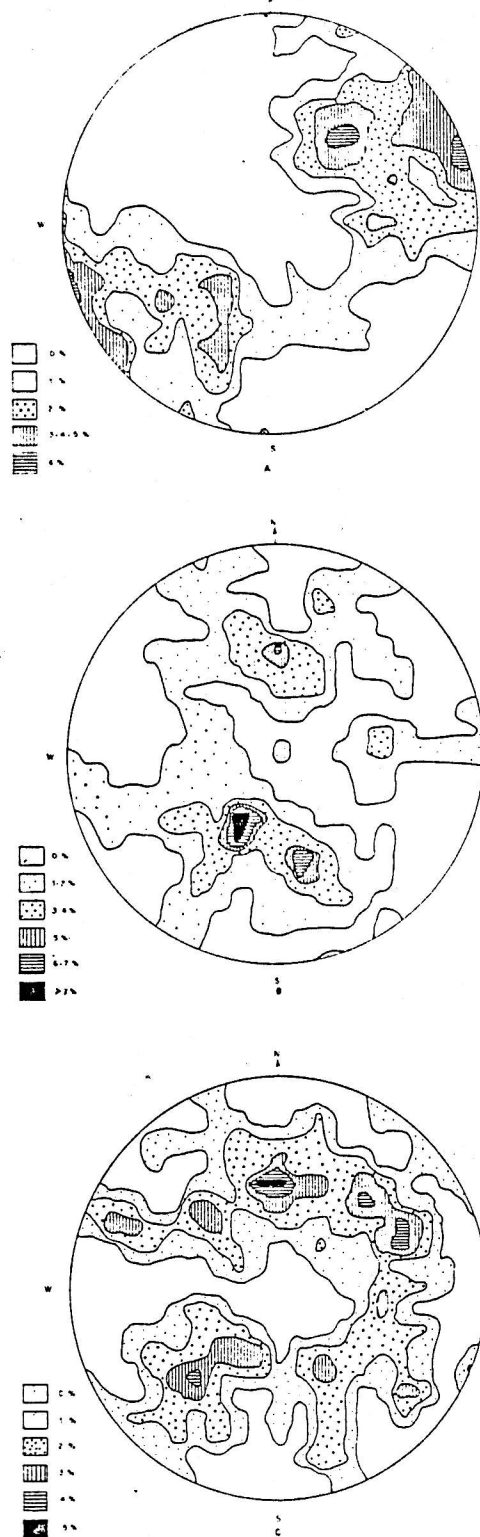


Fig. 35.—Diagramas mostrando la orientación de las unidades distinguidas: A) Migmatitas. B) Cámbrico. C) Cámbrico superior-Ordovícico.

## VIII. 2. ESTILOS TECTÓNICOS.

Encontrándonos con tres unidades perfectamente diferenciadas (migmatitas, Serie Verde y Ordovícico) con litologías distintas y a profundidades distintas, lógico pensar que cada una de ellas se va a comportar de forma diferente a los esfuerzos de deformación originando estilos tectónicos distintos: La aparición del bloque migmatítico de Toledo en superficie, condicionado por la presencia de fracturas que le convierten en un bloque levantado, siendo un ejemplo lo ocurrido en profundidad durante la evolución geosinclinal hercínica. Para nosotros el bloque migmatítico de Toledo corresponde a zonas de infraestructura en la evolución del geosinclinal. Al estar cada una de estas unidades sometidas a distintos gradientes P y T (según su posición estratigráfica), el comportamiento físico de los materiales no va a ser el mismo, sino que adquirirán una plasticidad creciente a medida que descendemos en la serie; si a ello unimos las diferencias litológicas existentes entre unos materiales inconsistentes (migmatitas y Serie Verde) y otros competentes (Ordovícico), podemos explicar las diferencias estructurales que encontramos en cada una de las unidades.

Para la zona migmatítica son frecuentes pliegues apretados con acusada vergencia hacia el SW. o S, en general muy destruidos por el proceso de migmatización. Junto a este tipo de pliegues de estilo alpin y pénnico aparecen restos de charnelas más amplias con flancos poco inclinados de estilo jurásico; he visto charnelas de este tipo en (629, 39° 50' 30" 21' 10" W., cerca del cerro 572).

En las series cuarcíticas son frecuentes los pliegues amplios, abiertos, de estilo jurásico (Corte IX). En que a escala mesoscópica son frecuentes los repliegues en las pizarras interestratificadas con cuarcitas.

## VIII. 3. MACROESTRUCTURAS.

En realidad, la estructura del Paleozoico inferior en la zona toledana estudiada está determinada por la existencia de dos grandes macroestructuras que definiremos como el sinclinorio del río Algodor (fig. 40) y el anticlinorio de Sonseca (fig. 41).

La primera de estas estructuras tienen definido su eje por el valle del río Algodor hasta las cercanías Navas de Estena (dirección E.-W.); el flanco S. constituyen las sierras de los Torneros y del Rebojillo, y el flanco N. está formado por las sierras de Castañar y de Los Yébenes (H-685). En el núcleo de este sinclinorio aparece la mayor parte de los arroyos y ramientos de Llandeilo que hay en la zona estudiada (Corte X).

El anticlinorio de Sonseca tiene también dirección E.-W., y su flanco S. es a su vez el flanco N. del sinclinorio del Algodor, es decir, está constituido por las primeras estribaciones montañosas de los Montes

de Toledo (sierra del Castañar, Los Yébenes y sierra  
Manzanaque H-685 y 686) (Corte I).  
El flanco N. de este anticlinorio está peor repre-

A partir de la sierra de Los Yébenes, los mate-  
riales ordovícicos pierden la dirección E.-W. para ini-  
ciar la terminación periclinal siguiendo las sierras de

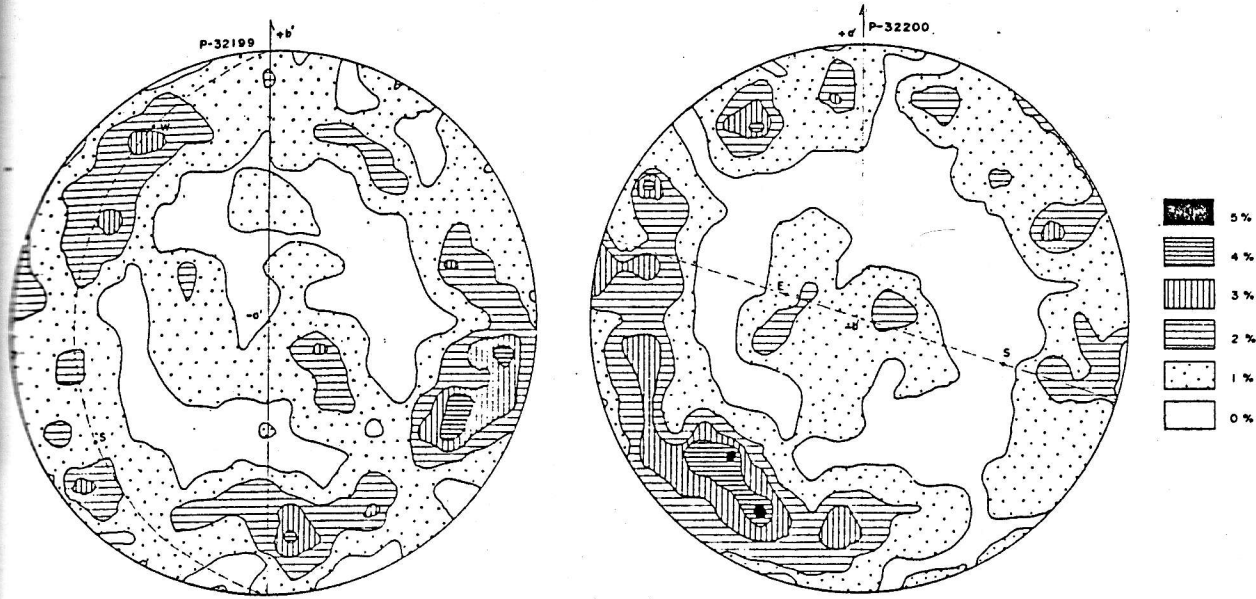


Fig. 36.—400 ejes ópticos de calcita en calizas del Cámbrico medio.

sentado, pues son las sierras de los Montes-Isla quienes  
lo definen (sierra de Noez, Layos, Marica, Oliva y  
Almonacid (H-656 y 657, 658).

Manzanaque y de la Rabera (H-686 y 658), toman-  
do direcciones N.-S. y finalmente NW.-SE. en las  
cercanías de Mora (H-686), donde queda detenida la

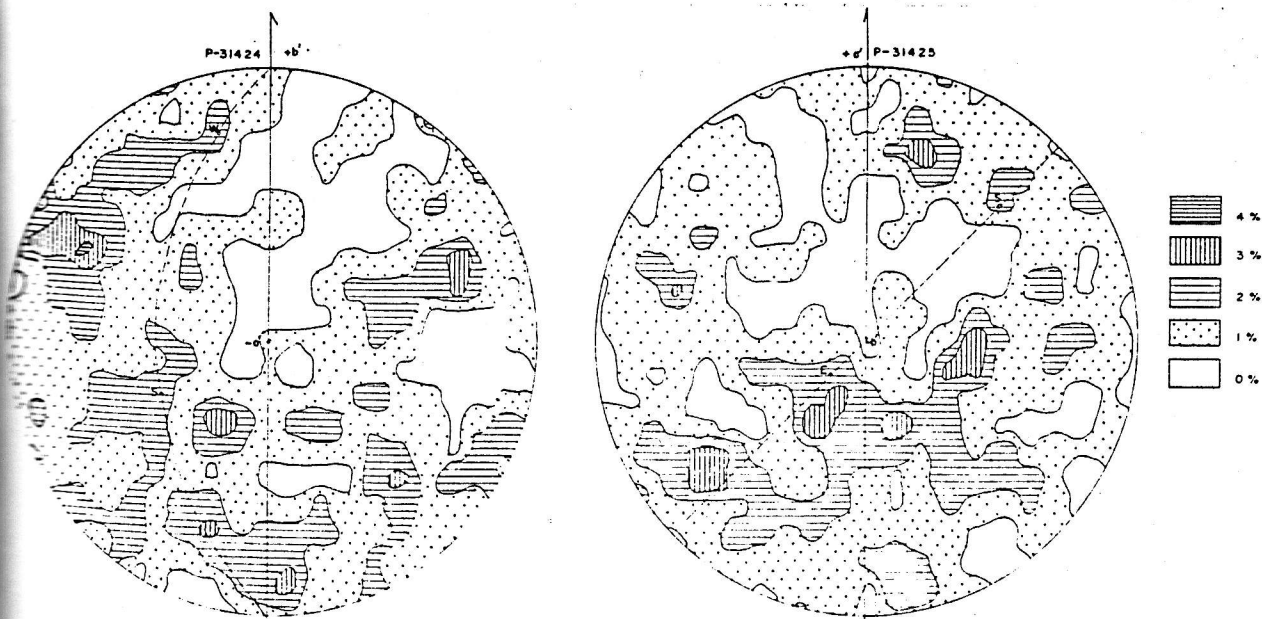


Fig. 37.—300 ejes ópticos de cuarzo en cuarcitas del Arenig.

inflexión del Ordovícico por la presencia de la fractura (R. M.) de separación con las migmatitas (fig. 42). Hasta la sierra de Almonacid no vuelven a apare-

del flanco N. de este anticlinorio, cuyos últimos restos quedan situados en la Sierra de Noez (H-656). Por la parte occidental el flanco S. cambia de d

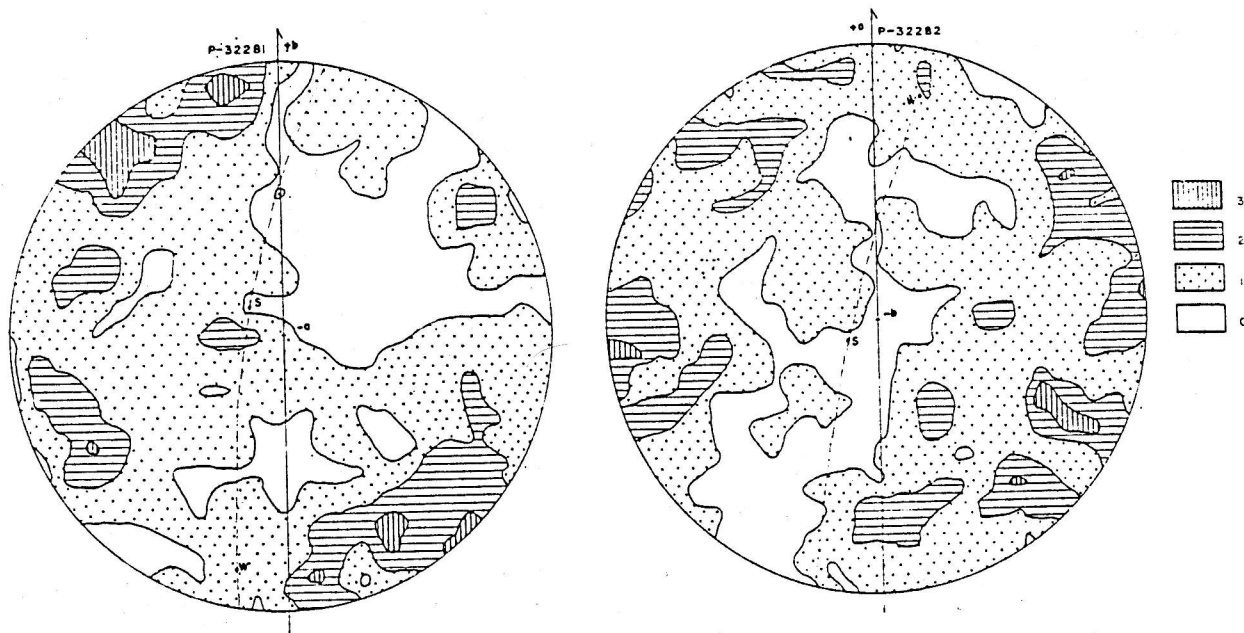


Fig. 38.—400 ejes ópticos de cuarzo en cuarcitas de Arenig.

cer las cuarcitas de los Montes-Isla. Hay otras fracturas transversales que modifican la disposición rección a la altura del pueblo de San Pablo (H-66 pasamos de dirección E.-N. (salvo pequeñas disl

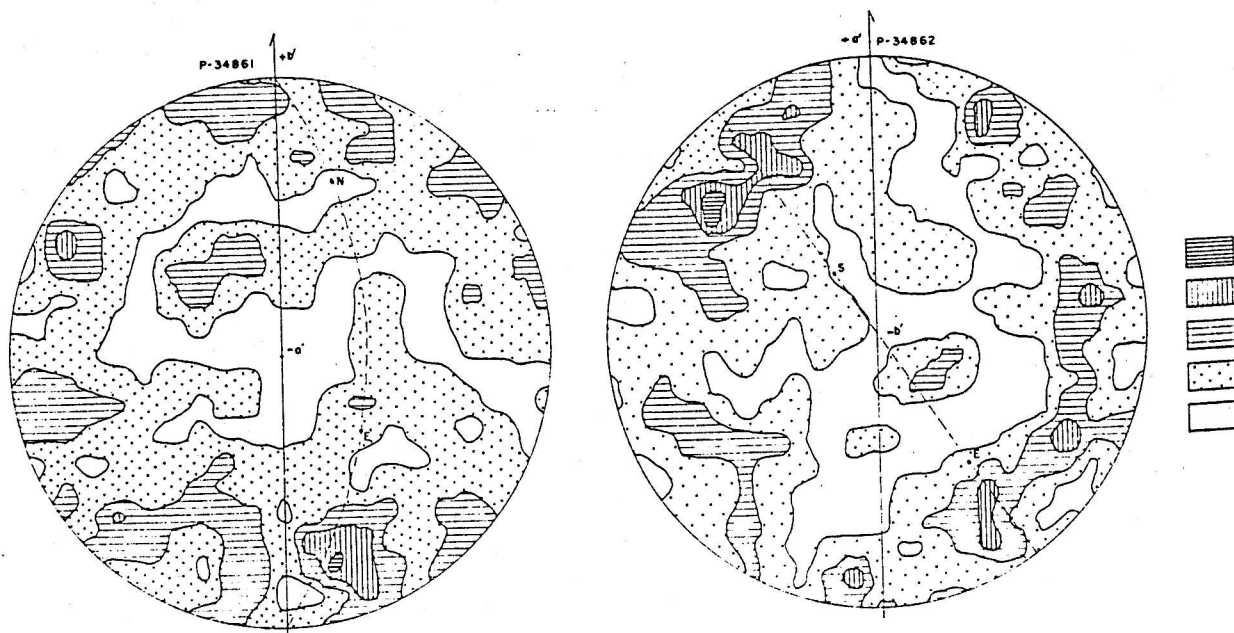


Fig. 39.—300 ejes ópticos de cuarzo en neises de la unidad migmatítica.

...producidas por la falla del Puerto del Milagro) a NW-SE. (sierras de Navahermosa y San Pablo), continuando con esta dirección las cuarcitas del Arenig,

te está ocupado por rocas plutónicas granodioríticas de carácter intrusivo. Pensamos que esta macroestructura estuvo condicio-

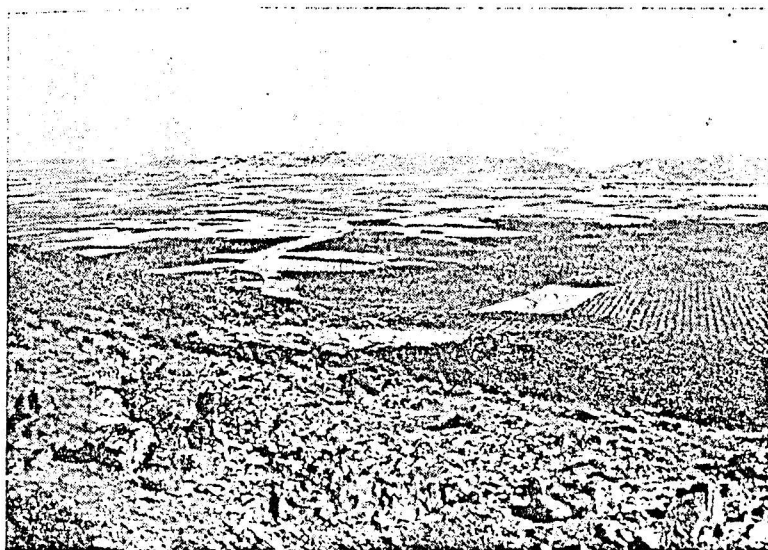


Fig. 40.—Sinclinorio del río Algodor: las alineaciones montañosas del fondo corresponden al flanco S. Las zonas centrales ocupadas por Llandeilo, en su mayoría tapado por depósitos de raña.

hasta perderse en las cercanías de Los Navalmorales (H-655).

El núcleo de este anticlinorio conserva restos de la Serie Verde cámbrica; sin embargo, en su mayor par-

nada por la existencia de un núcleo antiguo de Serie Verde ya plegado suavemente (en época caledónica), que fue erosionado, depositándose encima del Cámbrico superior y el Ordovícico.



Fig. 41.—Anticlinorio de Sonseca. Al fondo las sierras de Montes-Isla (flanco N.). La llanura intermedia (núcleo del anticlinorio) corresponde a los afloramientos de rocas graníticas.

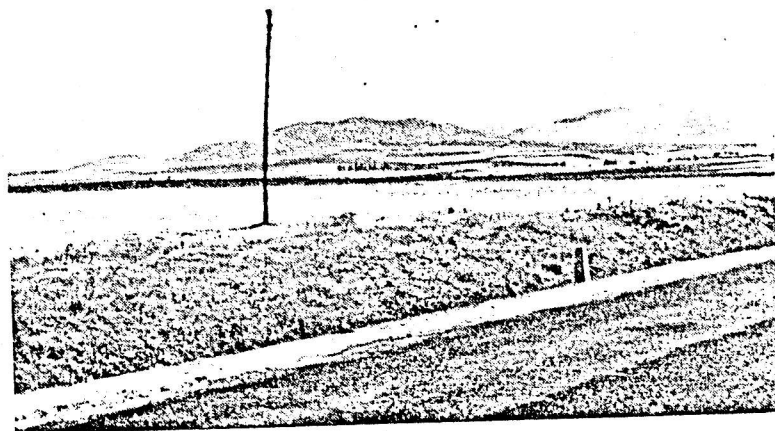


Fig. 42.—Inflexión en la terminación periclinal del anticlinorio de Sonseca en las cercanías de Mora. Al pie del pequeño cerro de la izquierda pasa la fractura de separación con las migmatitas.

## CAPITULO IX. GEOLOGIA HISTORICA

### IX. 1. EDAD DE LAS MIGMATITAS.

La edad de las migmatitas de Toledo ha sido siempre un problema para todos los autores que han realizado estudios sobre ellas. El único dato concluyente es que el metamorfismo es de edad hercínica y que incluso las directrices estructurales que son actualmente observadas también corresponden a dicha edad hercínica, sin excluir la posible existencia de movimientos anteriores (como ocurre en la Serie Verde), que han quedado, sin embargo, totalmente enmascarados por la tectónica hercínica.

El considerar a la unidad migmatítica como un posible Precámbrico antiguo o sencillamente un Cámbrico inferior es un problema de difícil resolución, al menos dentro del marco actual de conocimientos y mientras no se consigan otros datos de edad absoluta.

Quizá el único punto real a este respecto sea el hecho de que las migmatitas constituyen el labio levantado de una fractura normal y que, por tanto, se trata de una unidad más antigua que la Serie Verde (labio hundido) con la que se pone en contacto. La Serie Verde para nosotros pertenece al Acadiense inferior-Georgiense superior; por lo tanto, la unidad migmatítica es un núcleo de edad pre-georgiense superior; con estos datos creemos, pues, que tanto el Cámbrico inferior como el Precámbrico pueden estar representados en esta unidad, sin tener ningún hecho más importante a favor o en contra de cualquiera de las dos posibilidades, e incluso de que estuvieran representados ambos en conjunto, pues ya sabemos que para las zonas centrales de la Península Ibérica exis-

te continuidad, sin discordancia alguna, para la transición de Precámbrico-Cámbrico (según Lorze).

Sin embargo, una serie de hechos nos permiten considerar favorablemente la hipótesis de que estos materiales ~~puedan pertenecer al Cámbrico inferior-medio.~~

Esto se apoyaría fundamentalmente en la no variación en la litología de los materiales al pasar de la Serie Verde a las migmatitas (aunque con distinta intensidad en el metamorfismo), pues una serie que es fundamentalmente pelítica-calcareá sigue siendo al otro lado de la fractura también pelítica y calcárea. La inclusión de gran cantidad de rocas carbonatadas dentro de las migmatitas es otro hecho a favor de la edad cámbrica, pues dentro del Precámbrico datado en España nunca se han encontrado niveles calcáreos tan potentes.

### IX. 2. EVOLUCIÓN HISTÓRICA.

La secuencia de sedimentación en el geosinclinal hercínico comienza con depósitos de materiales pelíticos y carbonatados durante el Cámbrico inferior y medio. Después de este depósito un suave plegamiento de edad intracámbrica (fase Toledánica) correspondiente, por tanto, a la orogenia caledónica, produce el levantamiento y erosión de estos materiales, depositándose encima discordantemente una serie cuarcítica pizarrosa perteneciente al Cámbrico superior-Ordovícico. Los sedimentos paleozoicos dentro de la zona acaban con el Llandeilo. El metamorfismo de las series más profundas comenzaría muy probablemente antes de producirse las fases principales del plega-

nimiento hercínico; sin embargo, la máxima intensidad del metamorfismo se corresponde con las fases más importantes del plegamiento y, consecuentemente, con la migmatización y anatexia en profundidad.

De las dos etapas hercínicas de deformación, el plegamiento primario y principal corresponde a la dirección próxima a E.-W., mientras que la etapa N.-S. se verifica en segundo lugar.

Fue poco después de esta segunda fase cuando tuvo lugar el encajamiento de los granitos anatóxicos aprovechando las anteriores estructuras creadas (zona de anticlinarios) y originando sobre el Paleozoico encajante fenómenos de metamorfismo de contacto. Una vez que plegamiento, metamorfismo y consolidación granítica se han verificado ya, es cuando se van a producir las grandes fracturas de descompresión hercínica. La mayor de ellas, de dirección E.-W. (banda milonítica R. M.), va a poner en contacto anómalo a todas las unidades del Paleozoico inferior con granitos y migmatitas.

El labio levantado de esta fractura corresponde al bloque migmatítico, bloque que por fracturas alpinas va a quedar más aislado todavía, constituyendo el "macizo cristalino de Toledo".

Posteriormente, y afectando a esta fractura, se desarrollan otras de menor salto.

La deposición del Cretácico se realiza sobre un país no totalmente arrasado, sino conservando un relieve todavía de gran energía: Los materiales de este período son esencialmente detríticos, escaseando los depósitos calcáreos, que son, por otro lado, abundantes en zonas del Sistema Central.

La fracturación postcretácica de edad alpina, que a grandes rasgos está condicionada por fracturas más antiguas hercínicas, rompe el núcleo antiguo (cuyas partes actualmente aflorantes forman el Sistema Central y el bloque de Toledo), dando origen al Horst del Guadarrama y a la depresión del Tajo.

La fracturación motiva el acoplamiento del Cretácico a esas fallas, originando un débil plegamiento y el depósito del Terciario. Este Terciario superior, al igual que el Cretácico, no llega a cubrir nunca las sierras de cuarcitas y Montes-Isla existentes en el S. de Toledo. Durante el Plioceno se producen los depósitos de material cuarcítico (raña) aprovechando la erosión de estos Montes-Isla, que constituyen el área-fuente de estos sedimentos, en un clima que no tuvo que ser necesariamente cálido, ni siquiera con épocas muy lluviosas.

### IX. 3. CONCLUSIONES.

1.<sup>a</sup> El metamorfismo regional de las migmatitas es de tipo abukuma, caracterizado por altas temperaturas y presiones medias. Se alcanzaría una intensidad correspondiente a la facies anfibolitas (WINKLER, 1967), subfacies-corderita-sillmanita-almandino-ortosa-cuarzo-biotita-plagio-

clasa. Según WINKLER (1970), este metamorfismo quedaría comprendido dentro del "estado alto". En estas condiciones de elevado metamorfismo son frecuentes los fenómenos de anatexia.

- 2.<sup>a</sup> Las migmatitas de Toledo son el resultado de un proceso-anatóxico en el que el material cuarzo feldespático inyectado procede de las propias rocas metamórficas. La migmatización no es un fenómeno general en todo el núcleo migmatítico, siendo frecuentes los restos de rocas metamórficas no migmatizadas.
- 3.<sup>a</sup> La Serie Primitiva que se ha migmatizado estaría formada fundamentalmente por pizarras y en menor proporción rocas carbonatadas. Rocas de composición silícea (cuarcitas) son muy escasas.
- 4.<sup>a</sup> La Serie Primitiva sería un núcleo de edad pre-acadiense, pudiendo englobar tanto a materiales del Cámbrico inferior como Precámbrico más moderno (Pc<sub>4</sub>).
- 5.<sup>a</sup> El metamorfismo y migmatización de esta Serie Primitiva son dos fenómenos que ocurrieron concordantes con las fases principales de la orogénesis hercínica.
- 6.<sup>a</sup> Dentro de la Serie Verde (Cámbrico medio), el metamorfismo regional es también de tipo abukuma. Se llega a la facies de los esquistos verdes subfacies A<sub>1-1</sub> (WINKLER, 1967), y al comienzo de la facies de las anfibolitas (A<sub>2-1</sub>). Según WINKLER (1970), estamos en una intensidad correspondiente al "estado medio".
- 7.<sup>a</sup> La Serie Verde y las migmatitas corresponden a una misma unidad metamórfica y muy probablemente estratigráfica.
- 8.<sup>a</sup> El Cámbrico superior (Postdamiense) y el Ordovícico inferior (Tremadoc) constituyen una serie comprensiva constituida fundamentalmente por cuarcitas y pizarras.
- 9.<sup>a</sup> La separación de las migmatitas (núcleo cristalino de Toledo) con la Serie Verde (Cámbrico medio) no se realiza mediante una discordancia angular, sino según una gran fractura de tipo normal, en la que el labio levantado corresponde a la unidad de mayor intensidad de metamorfismo (migmatitas) y el labio hundido está constituido por focas graníticas o series estratigráficas de bajo metamorfismo (Serie Cámbrico-Ordovícico).
- 10.<sup>a</sup> Esta fractura supone una zona milonítica de unos 500 m de anchura, dirección E.-W. y una inclinación media del plano de falla de unos 40° S.
- 11.<sup>a</sup> Esta falla tendría una edad correspondiente a la fase postuma de la orogénesis hercínica.
- 12.<sup>a</sup> La discordancia intracámbrica implica la existencia de movimientos caledonianos, con una fase situada entre el Cámbrico medio-superior. Pos-



- teriormente han sido enmascarados por la orogenia hercínica.
- 13.<sup>a</sup> En la orogenia hercínica se distinguen dos fases de plegamiento. Una de dirección NW.-W.-SE.-E. y otra N.-NE.-SW.-S., aproximadamente. Estas deformaciones se observan tanto en la Serie Cámbrico-Ordovícica como en la unidad migmatítica.
- 14.<sup>a</sup> Las rocas graníticas de Toledo se las considera de origen anatéxico, originadas en el mismo proceso metamórfico que la migmatización.
- 15.<sup>a</sup> La época de intrusión es hercínica, de carácter sintectónico tardío, posterior a las principales etapas de plegamientos pero anterior a la fase postuma de fracturación.
- 16.<sup>a</sup> La penetración de estas masas graníticas produce sobre la roca-caja un metamorfismo de contacto, llegando a alcanzarse la facies de las corneanas piroxénicas con asociaciones del tipo cordierita-sillimanita-andalucita-ortosa-biotita-moscovita.

#### Agradecimientos.

Quiero agradecer al Prof. JOSÉ MARÍA FÚSTER CASAS la dirección y, sobre todo, la gran ayuda prestada en la realización de este trabajo. Asimismo agradezco al Prof. TIRSO FEBREL su valiosa orientación en el estudio petroológico estructural.

Igualmente agradezco el apoyo y colaboración de todo el personal del Departamento de Petrología y Geoquímica.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALONSO LUZURIAGA, I.  
1970. Estratigrafía y sedimentología del Cretácico del borde Norte de la meseta del Tajo: Cerro de la Rosa. *Cuadernos Geológicos Ibéricos*, vol. 1, pp. 25-55.
- ALÍA, M.  
1944. Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 42, pp. 613-614.  
1945. Notas morfológicas de la región toledana. *Las Ciencias*, vol. 10, pp. 95-113.  
1954. Formación néisica y granítica del Sur de Toledo. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 34, pp. 61-75.  
1960. Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, vol. 55, pp. 125-162.
- BARAHONA, S.  
1969. *Estudio petrográfico del macizo metamórfico de Toledo*. Trabajo monográfico de Licenciatura (inédito).
- BOUYX, E.  
1970. Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz) *Mem. Inst. Geol. Min. España*, vol. 73, p. 263.
- CALDERÓN, A.  
1884. Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España. *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 13, pp. 50-51.  
1885. Ensayo orogénico sobre la meseta central de España. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 14, pp. 152-162.
- CORRAL, R.  
1968. *El Paleozoico del borde occidental de la Sierra de las Guadalerzas (Toledo)*. Trabajo monográfico de Licenciatura (inédito).
- CORTÁZAR, D.  
1878. Expedición geológica por la provincia de Toledo. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 5, pp. 321-327.
- DOUVILLE, H.  
1908. Oligocène des environs de Tolède. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 8, pp. 65-69.
- ESKOLA, P.  
1952. On the granulites of Lappland. *Amer. Jour. Sciencs*, Bowen Vol. pp. 133-171.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L.  
1913. Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 13, pp. 147-150.  
1914. Neis granatífero de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 14, pp. 388-390.
- FYFE, W., TYRNER, F., VERHOOGEN, J.  
1958. *Metamorphic reactions and metamorphic facies*. The Geological Society of America. Mem. 73, 260 pp.
- GIL, D.  
1970. Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudio Geológicos*, vol. 26, pp. 285-297.
- GÓMEZ DE LLARENA, J.  
1913. Excursión al Mioceno de la Cuenca del Tajo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 13, pp. 229-237.  
1914a. Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 14, pp. 383-385.  
1914b. Excursión geológica a Navas de Estena. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 14, pp. 385-388.  
1916. Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trabajos Museo Ciencias Naturales*. Serie Geológica, n.º 15, 74 pp.  
1923. Guía geológica de los alrededores de Toledo. *Trabajos Museo Ciencias Naturales*, Serie Geológica, n.º 31, pp. 1-47.  
1966. El gabro de la Bastida. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 64, pp. 129-134.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E.  
1912. Itinerario geológico de Toledo a Urda. *Trabajos Museo Ciencias Naturales*. Serie Geológica, n.º 1, pp. 1-46.  
1929. Datos geológicos de la Meseta Toledana y de la fosa del Tajo. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 15, pp. 183-202.
- HOLMQUIST, P. J.  
1921. Typen und nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, 43.
- KINDELÁN, J.  
1952. Hoja 686. Turleque. *Inst. Geol. Min. España*.  
1955. Nota sobre la diferenciación del Ordoviciense en los Montes de Toledo. *Not. y Com. Inst. Geol. Min.*, n.º 37, pp. 93-110.
- KINDELÁN, J., y CANTOS, J.  
1950. Hoja 655. Los Navalmorales. *Inst. Geol. Min. España*.

- 1951 a. Hoja 658, Mora. *Inst. Geol. Min. España*.  
1951 b. Hoja 656, Gálvez. *Inst. Geol. Min. España*.
- LOTZE, F.  
1960. El Precámbrico en España. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 227-239.  
1961. Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 61, pp. 131-164.  
1970. El Cámbrico de España. *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. 75, p. 256.
- LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.  
1961. Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Breviaria Geológica Astúrica*, n.º 3 y 4, pp. 51-72.  
1962. Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. n.º 8, pp. 245-246.  
1963 a. Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). *C. S. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. n.º 7, pp. 250-252.  
1963 b. Sur la stratigraphie du précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo prov. de Cáceres), España. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 5, pp. 152-153.  
1965. Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 7, pp. 220-221.
- MALLADA, L., y DUPUY, L.  
1912. Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Bol. Inst. Geología de España*, n.º 83.
- MARCET RIBA, J.  
1928. Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo. *Mem. R. Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona*, t. 20, n.º 16.
- MARTÍN, M.  
1963. Consideraciones sobre la terraza del Tajo en Toledo. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 71, pp. 163-178.
- MEHNERT, E. R.  
1968. *Migmatites*. Elsevier Publishing Company. Londres, 393 pp.
- MERTEN, R.  
1955 a. Stratigraphie und Tektonik der Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien). *Dis. Math. natur. Fac. Univ. Munster*.  
1955 b. Tektonik der granit und sedimentgesteine in den montes de Toledo un den angrenzenden Gebieten. *Dtsch. geol. gess.*, 105, p. 572.
- MIYASHIRO, A.  
1958. Regional metamorphism of the Gosaisyo. Takanuki district in the central Abukuma plat. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, 11, pp. 219-271.  
1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, vol. 2, pp. 277-311.
- MITSCH, K. H.  
1970. Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stipnomelan. *Fortschr. Miner.*, 47.
- PEÑA, A.  
1876. Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, t. 3, pp. 329-331.
- PÉREZ DE BARRADAS, J.  
1920. Algunos datos sobre el cuaternario de las inmediaciones de Toledo. *Bol. R. Academia de Bellas Artes y Ciencias Históricas de Toledo*, vol. 8 y 9, pp. 229-231.
- PHILPOTTS, A.  
1964. Origin of pseudotachylites. *Amer. Journal of Science*, vol. 262, pp. 1008-1034.
- PITCHER, S., y FLINN, G. W.  
1965. *Controls of metamorphism*. Oliver and Boy. London, 368 pp.
- PRADO, C. DEL.  
1855. Memoria sobre la geología de Almadén de la Sierra Morena y Montes de Toledo. *Bull. Geol. France*, 12, pp. 489-535.
- RADIG, P.  
1965. Las huellas vitales Tomaculum Problematicum Groom 1902 del Llandeilo de la Península Ibérica. *Not. y Com. Inst. Geol. Min.*, n.º 80, pp. 101-108.
- RAMÍREZ, E.  
1955. El límite cámbrico-silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 40, pp. 53-87.
- ROYO GÓMEZ, J.  
1926. Sobre la geología de los alrededores de Toledo. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 26, pp. 217-219.
- SAN JOSÉ, M. A.  
1970. Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes (Toledo). *Cuadernos Geológicos Ibéricos*, vol. 1, pp. 335-343.
- SEDERHOLM, J. L.  
1913. Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. *Geol. Rund.*, 4.
- SHIDO, F.  
1958. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Irikono districts in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, 11, pp. 131-217.
- SPRY, A.  
1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press. 350 pp.
- TEMPLADO, D., HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y MESEGUER, J.  
1944. Hoja 629. Toledo. *Inst. Geol. y Min. España*.
- TURNER, F.  
1968. *Metamorphic petrology*. New York, 403 pp.
- TURNER, F., y VERHOOGEN, I.  
1960. *Igneous and metamorphic petrology*. Second edition, 401 pp. MacGraw-Hill Book Company.
- VIDAL ROX, C.  
1944. La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes islas. *Las Ciencias*, 9, pp. 82-111.
- VILANOVA, J.  
1875. Correría geológica por la provincia de Toledo. *Anales de la Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 4, pp. 89-93.
- Y DEL.  
1953 a. Impresiones geológicas de una excursión al puerto del Milagro (Montes de Toledo). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 23, pp. 260-265.  
1953 b. El grafito de las cercanías de Guadamur. *B. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 23, pp. 300-302.

WEGGEN, K.

1955. *Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo*. Tesis Doctoral. Universidad de Munich.

WINKLER, H.

1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin, p. 237.

1970. Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jahrbuch f Mineralogie Monatsheft*, pp. 189-248.

WYNNE, E., y HAY, P.

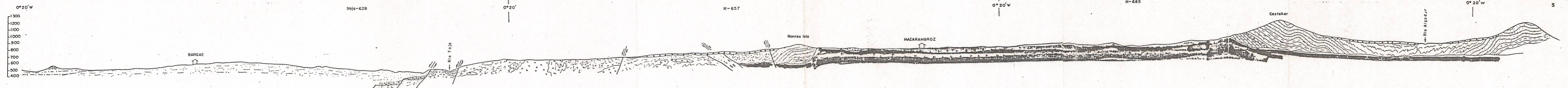
1963. Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the Westport area, Ontario. *Can. Mineralogist*, vol. 17, pp. 453-470.

# MAPA GEOLOGICO DEL MACIZO CRISTALINO DE TOLEDO

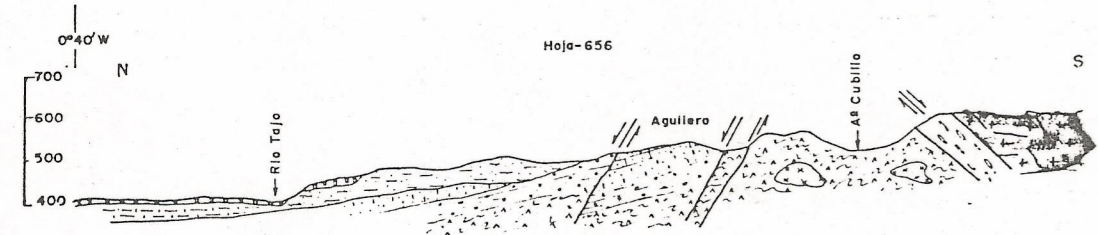
A. APARICIO - 1971



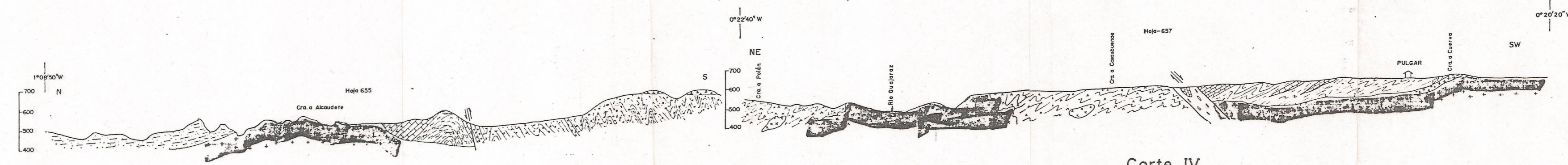
Fig. 1.— Situación de la zona y mapa geológico.



Corte I

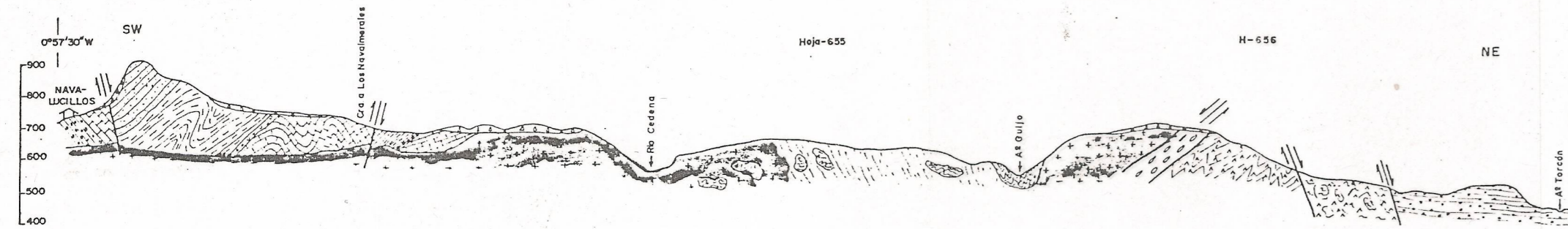


Corte II

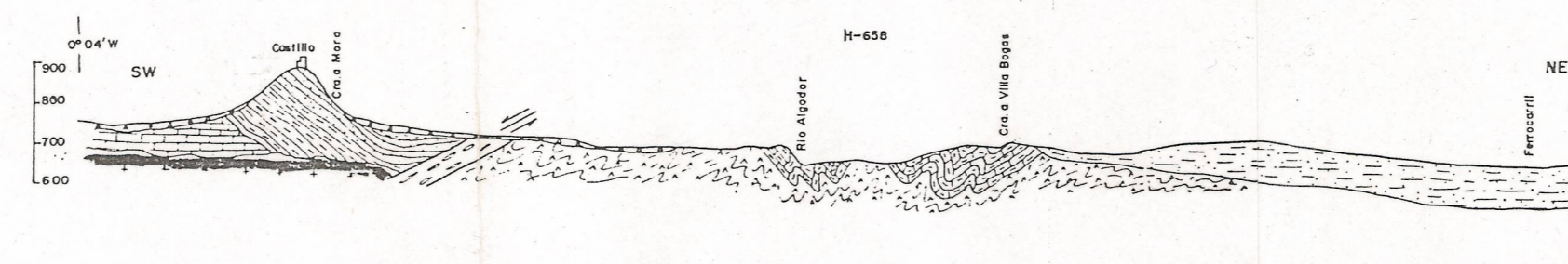


Corte III

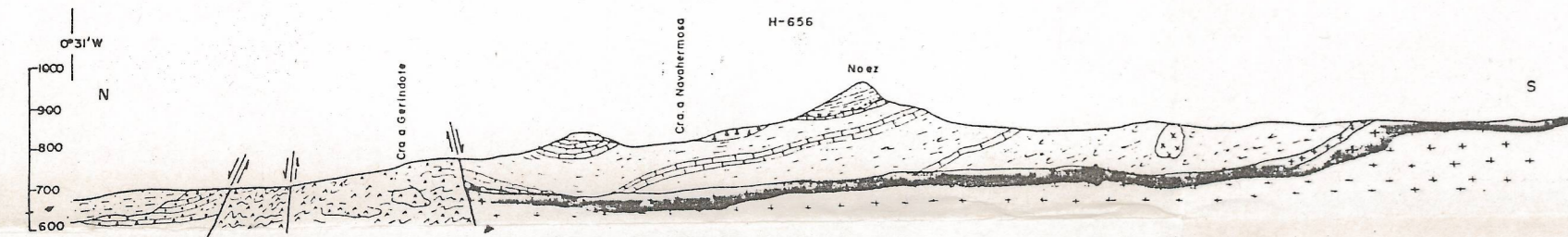
Corte IV



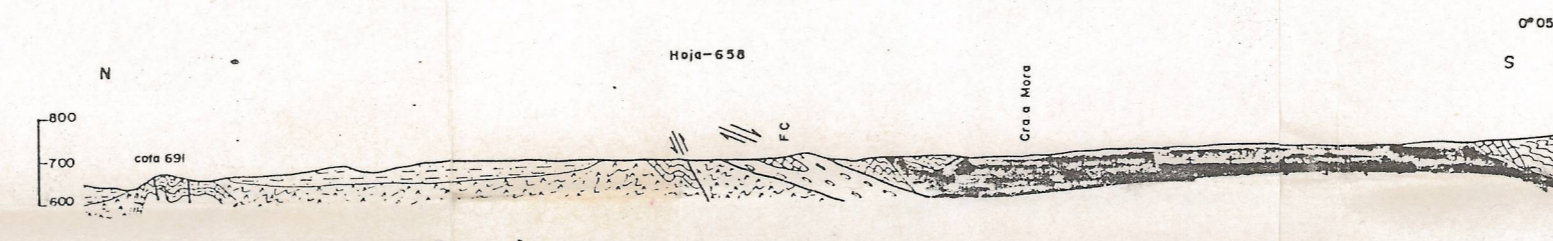
Corte V



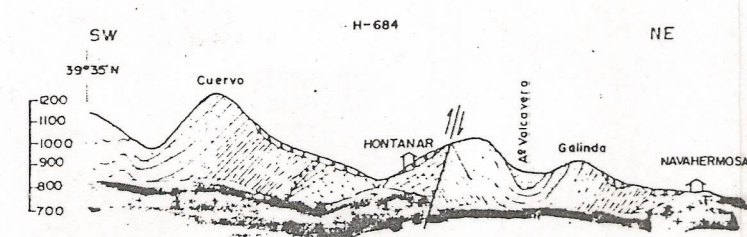
Corte VI



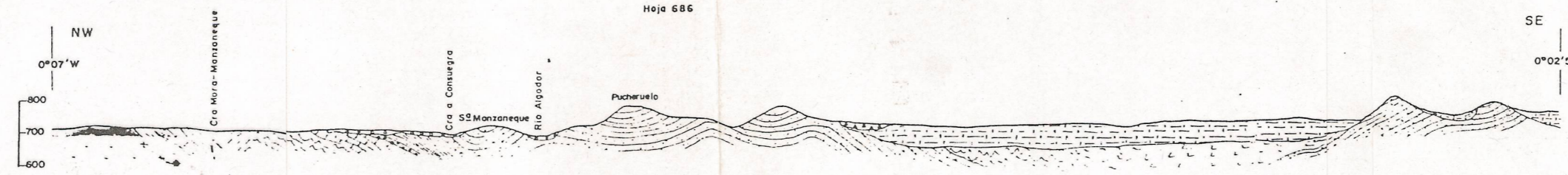
Corte VII



Corte VIII



Corte IX



Corte X

