



# IGME

649

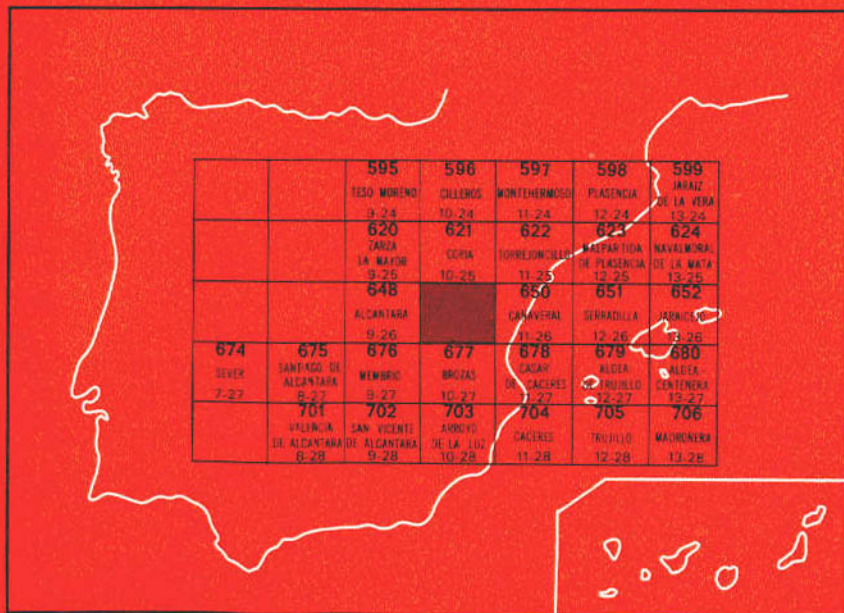
10-26

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# GARROVILLAS

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

---

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**GARROVILLAS**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA. (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1981 con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

*Geología de campo, Síntesis y Memoria:*

- CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (Rocas Igneas)
- MARTIN HERRERO, D.
- BASCONES ALVIRA, L.

*Colaboraciones:*

- DIEZ BALDA, M<sup>a</sup> A. y MARTINEZ CATALAN, J.R. del Dep. de Geodinámica Interna de la U. de Salamanca.
- GONZALEZ LODEIRO, F. del Dep. de Geodinámica Interna de la U. de Granada.
- Los estudios petrológicos y geoquímicos han sido realizados por CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. del Dep. de Petrología de la U. de Oviedo.

*Dirección y supervisión del IGME:*

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M<sup>a</sup>.

*Supervisión Estudios Petrográficos:*

- RUIZ GARCIA, CASILDA (IGME).

## **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Análisis químicos.
- Informe petrológico.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - Madrid 16

---

Depósito Legal: M-3.849-1984

---

Cartográfica Ibérica, S.A. (CIBESA) - Conde de la Cibera, 4 Tel. 234 79 72 - MADRID 3

## INDICE

	Páginas
<b>0 INTRODUCCION</b> .....	7
<b>1 ESTRATIGRAFIA</b> .....	9
<b>1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR</b> .....	10
1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (17) .....	10
<b>1.2 PALEOZOICO</b> .....	11
1.2.1 Ordovícico Inferior .....	11
1.2.1.1 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (18) .....	11
<b>1.3 ROCAS PLUTONICAS</b> .....	12
1.3.1 Batolito de Cabeza de Araya s. str. ....	12
1.3.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGA- GACRISTALES FELDESPATICOS (15) .....	13
1.3.1.2 ORTONEISES Y GRANITOS CATACLASTICOS (14 Y 13) .....	21
1.3.1.3 MICROGRANITOS GRANATIFEROS CON MEGA- CRISTALES (12) Y FACIES MICROGRANITICA DE CARACTER APLITICO (11) .....	23
1.3.1.4 GRANITOS APLITICOS (10) .....	27
1.3.1.5 APLITAS. FACIES MARGINALES (9) .....	27
1.3.2 Unidad granítica de Mata de Alcántara-Brozas .....	28
1.3.2.1 GRANITOS TECTONIZADOS DE GRANO GRUESO A MEDIO DE DOS MICAS (FACIES MATA DE AL- CANTARA) (8) .....	29
1.3.2.2 ORTONEISES MICROGLANDULARES CUARCFE- ROS (7) .....	30
1.3.3 Unidad granítica de Ceclavin-Zarza la Mayor .....	30
1.3.3.1 TONALITAS BIOTITICAS (6) .....	30
1.3.3.2 GRANITO MOSCOVITICO DE GRANO GRUESO (16) .....	32

<b>1.4 ROCAS FILONIANAS</b> .....	32
1.4.1 Diabasas (5) .....	33
1.4.2 Cuarzo (4) .....	33
1.4.3 Aplitas (3) .....	33
<b>1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO</b> .....	33
1.5.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (2) .....	34
1.5.2 Cornubianitas (1) .....	34
<b>1.6 Terciario</b> .....	35
1.6.1 Mioceno .....	35
1.6.1.1 ARCOSAS, ARCILLAS Y CONGLOMERADOS (19) ...	35
<b>1.7 CUATERNARIO</b> .....	35
1.7.1 Derrubios de ladera (20) .....	35
1.7.2 Aluvial (21) .....	36
<b>2 TECTONICA</b> .....	36
2.1 INTRODUCCION .....	36
2.2 PLIEGUES SARDICOS .....	36
2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS .....	37
2.3.1 Pliegues .....	37
2.3.2 Esquistosidades .....	38
2.3.3 Lineaciones .....	39
2.3.4 Fracturas .....	42
2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS .....	42
<b>3 PETROLOGIA</b> .....	46
3.1 PETROLOGIA IGNEA .....	46
3.1.1 Características generales .....	46
3.1.1.1 MICROGRANITO GRANATIFERO CON MEGA-CRISTALES FELDESPATICOS .....	47
3.1.2 Geoquímica .....	49
3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS .....	49

<b>3.2 PETROLOGIA METAMORFICA</b> .....	51
<b>3.2.1 Metamorfismo regional</b> .....	51
3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION .....	51
<b>3.2.2 Metamorfismo de contacto</b> .....	52
3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION .....	52
<b>4 HISTORIA GEOLOGICA</b> .....	53
<b>5 GEOLOGIA ECONOMICA</b> .....	55
<b>5.1 MINERIA</b> .....	55
<b>5.2 CANTERAS</b> .....	55
<b>5.3 HIDROGEOLOGIA</b> .....	56
<b>6 BIBLIOGRAFIA</b> .....	56

## 0 INTRODUCCION

La Hoja de Garrovillas (n° 10-26) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Cáceres, siendo su rasgo geográfico más representativo la Sierra Grande, ubicada en la zona noroeste de la Hoja.

Geológicamente esta Hoja se encuadra dentro del Macizo Hespérico y más exactamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT, M. et al 1974).

Las características morfológicas más acusadas se observan según tres áreas de estudio. La primera se encuentra ocupada por las distintas facies graníticas del Batolito de Cabeza de Araya (Mata de Alcántara-Garrovillas), que presenta una morfología alomada, por lo general, común en este tipo de materiales. En segundo lugar se encuentra la penillanura formada por los sedimentos precámbricos. Finalmente el replano a que dan lugar los sedimentos neógenos de la zona NE, alzándose a los relieves cuarcíticos de la Sierra Grande.

Desde el punto de vista litológico la Hoja de Garrovillas se encuentra formada esencialmente, por rocas graníticas que constituyen los afloramientos más importantes, y por rocas metamórficas de bajo grado del complejo esquisto-grauváquico, por rocas cuarcíticas de edad ordovícica que forman un retazo insignificante situado en el nor-este de la Hoja y por materiales sedimentarios de edad terciaria.

La formación más importante sin lugar a duda son las rocas graníticas, que pertenecen al batolito de Cabeza de Araya, importante formación plutónica que va desde Cáceres capital hasta la frontera portuguesa. La Hoja de Garrovillas se encuentra por tanto en el sector septentrional de dicho batolito.

Tectónicamente, y desde el punto de vista regional, la característica más acusada es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical y fallas asociadas sensiblemente paralelas. A continuación tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y de los pliegues de dirección perpendicular u oblicuos a las estructuras de la primera fase. No obstante, con anterioridad a esta primera fase hercínica, tiene lugar otra, posiblemente sárdica, que puede observarse puntualmente en pequeños pliegues, fuera del contexto de la Hoja, cortados por la esquistosidad  $S_1$  (primera fase hercínica), y que en general queda probada por la existencia de lineaciones de intersección  $L_1$  fuertemente inclinadas.

La bibliografía geológica sobre la región granítica de Cabeza de Araya, es desafortunadamente bastante escasa. No obstante la labor de investigación llevada a cabo por numerosos autores en áreas próximas, nos ha servido de gran ayuda.

El primer trabajo de envergadura, donde se presta especial atención a las regiones graníticas y a sus mineralizaciones es la "Memoria Geológico-Minera de la provincia de Cáceres" de EGOZCUE Y MALLADA (1876), quienes mediante una labor ingente dieron la primera síntesis importante sobre esta región extremeña, ya que todas las investigaciones llevadas a cabo anteriormente tocaban exclusivamente algunos aspectos geológicos, geográficos o mineros. Creemos, por tanto, oportuno considerar esta obra de Egozcue y Mallada como un hito en los conocimientos geológicos de Extremadura.

Hasta 1876, fecha de aparición del mencionado estudio, merecen destacarse los trabajos de OMALTUS (1835), que tratan sobre el origen del relieve de las regiones extremeñas, DAMBERRY (1844) que hace especial referencia a los yacimientos de fosforita cacereños, FORLESS (1865), que en un estudio general sobre las fosforitas españolas se ocupa nuevamente de los yacimientos cacereños.

Desde 1941, fecha de aparición de la primera Hoja geológica de Extremadura, a escala 1:50.000 (San Vicente de Alcántara) hasta nuestros días la actividad geológica se centra principalmente en la elaboración de varias Hojas geológicas, cuyos autores son Alfonso de ALVARADO, Francisco HERNANDEZ-PACHECO, TEMPLADO MARTINEZ, ROSO DE LUNA, PEREZ REGODON y SOS BAY-NAT. Es justo considerar, por tanto, la fecha de 1941 como el comienzo de una



nueva etapa en el conocimiento geológico de Extremadura, en general y del batolito de Cabeza de Araya en particular.

En 1959 VALLE DE LERSUNDI da la primera referencia de la falla más espectacular de la península ibérica, que afecta considerablemente al batolito de Cabeza de Araya. Más tarde, en 1960, QUESADA GARCIA vuelve a tratar, con amplitud, este tema aplicando los esquemas de MOODY y HILL (1956) a la interpretación geotectónica de esta falla.

En la década 1950-1960 empezaron a salir a la luz una serie de trabajos más concretos sobre la petrología y petrogénesis de estas áreas.

WEIBEL (1955), hace la primera descripción un poco detallada de algunas facies graníticas del batolito de Cabeza de Araya, a la vez que incluye análisis químicos de estas formaciones y de la diabasa del dique de Plasencia-Odemira. G. de FIGUEROLA (1963-1965) da a conocer una serie de aspectos cartográficos, petrológicos y tectónicos sobre el dique básico de Plasencia y áreas adyacentes.

CORRETGE (1969) establece una serie de diferenciaciones en el batolito de Zarza la Mayor que aflora al N.W. de la Hoja de Garrovillas. G. de FIGUEROLA, CORRETGE, SUAREZ (1971) tratan más extensamente este mismo tema.

El trabajo más exhaustivo sobre la geología del área y al que nos referiremos constantemente, incluso de forma literal en sus aspectos no publicados, es la tesis doctoral de CORRETGE (1971).

Aparte de los trabajos citados han constituido puntos de partida esenciales para la elaboración de esta Hoja las publicaciones de BOCHMANN (1956), KELCH (1957), SCHMIDT (1957), CAPOTE, GUTIERREZ ELORZA Y VEGAS (1971), CORRETGE y GARCIA DE FIGUEROLA (1971), CORRETGE (1971), CORRETGE y MARTINEZ FERNANDEZ (1978), VEGAS, ROIZ y MORENO (1977), CORRETGE, SUAREZ y LLANA (1981).

## **1 ESTRATIGRAFIA**

La Hoja de Garrovillas (n° 10-26) está ocupada en más de un 70% de su superficie, por rocas graníticas pertenecientes a la zona noroccidental del Batolito de Cabeza de Araya y el extremo suroriental del de Zarza la Mayor.

El resto de la Hoja se caracteriza por la presencia de sedimentos anteordovícicos del Complejo Esquisto Grauváquico parcialmente cubiertos por depósitos neógenos en el ángulo NE, donde también afloran sedimentos paleozoicos pertenecientes al Ordovícico Inferior de la Sierra del Cañaverál.

## 1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

### 1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (17)

Esta unidad cartográfica se encuentra constituida por grauvacas, esquistos y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia, que varía entre niveles milimétricos a capas métricas.

Se han observado en numerosos puntos, estructuras sedimentarias inorgánicas como: ripples, estratificación lenticular y flaser, laminaciones horizontales, estratificaciones cruzadas curvas y estratificaciones gradadas.

Por otra parte, el estudio microscópico de diversas muestras, ha permitido reconocer los siguientes tipos de materiales:

- Esquistos cuarzosos (grises y verdes) con textura esquistosa que tienen como minerales principales cuarzo, sericita, clorita, ilmenita, plagioclasa y biotita, siendo sus accesorios circón, turmalina y opacos. El tamaño modal del grano corresponde a arenas finas y muy finas, según las bandas, y una matriz limo-arcillosa muy abundante con un clivaje algo grosero que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).
- Pizarras sericíticas-cloríticas con textura granolepidoblástica (esquistosa) y color gris-verdoso, ocasionalmente negro, en donde se encuentran cuarzo, clorita y sericita como componentes principales y que tienen hematites, opacos y circón como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen por lo general un tamaño de grano inferior a las 10 micras e incluyen más de un 10% de clastos de tamaño limo. Son frecuentes los cuarzos alargados recristalizados de más de 30-40 micras de longitud y nódulos ferruginosos microesféricos, transformados posteriormente en hematites, así como micronódulos detríticos de 60 micras aproximadamente de clorita con hábito diferente del de la sinmetamórfica. Finalmente, más del 50% corresponde a entramados lepidoblásticos de clorita y sericita recristalizada durante la esquistogénesis.
- Metagrauvacas verdosas con textura esquistosa o granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasa además de turmalina, circón y opacos como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen una matriz sericítica-clorítica de más del 15%, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos de tamaño arena fina. En algunas láminas aparecen fragmentos de rocas grauvaquizadas, micas detríticas fuertemente plegadas y efectos de presión-solución en granos de cuarzo en contacto con los planos de esquistosidad ricos en hematites.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m. a partir de los cortes realizados. Sobre esta unidad, y en clara discordancia, se sitúan a escala regional los sedimentos paleozoicos, que en esta Hoja se reducen a un crestón cuarcítico del Ordovícico Inferior situado en el borde nordoriental.

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presenta una importante zona de alteración a escala regional en el contacto con el Paleozoico que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características y que en la presente Hoja no se ha visto por estar dicho contacto cubierto por sedimentos cuaternarios.

A toda esta potente serie detrítica, definida en Portugal por CARRINGTON DA COSTA (1950) y equivalente a las capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956), se le atribuye una edad Precámbrico Superior-Cámbrico inferior.

## 1.2 PALEOZOICO

Los únicos afloramientos paleozoicos de la presente Hoja se encuentran situados en el ángulo NE, y forman parte, estructuralmente, del flanco sur del sinclinal que constituye la Sierra del Cañaverál.

### 1.2.1 Ordovícico Inferior

#### 1.2.1.1 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (18)

Constituye la unidad basal del Paleozoico en esta zona, o al menos la unidad basal aparente, ya que la existencia de otros niveles, como por ejemplo, conglomerados y areniscas, que sí existen en algún área de la Sierra de S. Pedro (Hoja nº 10-28. Arroyo de la Luz), no han podido ser detectados debido a los continuos derrubios de ladera.

Se trata de una unidad que forma un importante resalte topográfico, constituida por cuarcitas blanquecinas ocasionalmente rojizas o bien estratificadas en bancos métricos. La potencia total del tramo es del orden de los 100 m., aunque no se descarta la posibilidad de que sea algo mayor debido a que los contactos con las unidades infra y suprayacentes no están bien definidos.

Al microscopio se han clasificado cuarcitas con textura granoblástica con tendencia a orientarse, con cuarzo como componente mineralógico principal y circón, opacos, brookita y moscovita como accesorios. Los cuarzos presentan extinción muy ondulante y en mosaico y algunos granos con textura "mortar", y en general una tendencia a la orientación con sus contactos suturados y lobulados. En algunas preparaciones existen concentraciones, en determinados niveles, de circones y brookita con morfología redondeada.

En cuanto a la edad de esta formación hay que hacer constar la no aparición de restos fósiles en los cortes realizados, por lo que el situarlos en el Ordovícico inferior, y más exactamente en el Skidawiense, lo hacemos en base a su posición estratigráfica y a dataciones con icnofósiles, realizados por SCHMIDT (1957) en la prolongación de este mismo tramo cuarcítico en el Sinclinal de Cañaverál.

### 1.3 ROCAS PLUTONICAS

En la Hoja de Garrovillas aparecen tres unidades graníticas diferentes constituidas cada una de ellas por facies graníticas de varios tipos. A efectos metodológicos distinguiremos:

- Batolito de Cabeza de Araya s. str.
- Unidad granítica de Mata de Alcántara-Brozos.
- Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor.

#### 1.3.1 Batolito de Cabeza de Araya s. str.

Los afloramientos constituyen más del 50% de la superficie de la Hoja y están constituidos fundamentalmente por granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos. En la cartografía se han distinguido las siguientes superunidades:

- Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (15).
- Ortoneises y granitos cataclásticos de Garrovillas (14 y 13).
- Microgranitos granatíferos con megacristales feldespáticos (12) y facies micrograníticas de carácter aplítico (11).
- Granitos aplíticos (10).
- Aplitas. Facies marginales (9).

Relación con las rocas encajantes:

El batolito de Cabeza de Araya s. str. presenta las siguientes características estructurales con respecto a las rocas encajantes:

- a) es posterior a la esquistosidad  $S_1$ .
- b) produce una distorsión de los planos de esquistosidad durante su emplazamiento.
- c) origina una aureola de contacto de anchura variable comprendida generalmente entre 300 y 1.000 metros.

Los contactos suelen ser casi siempre muy netos y completamente verticales

en conjunto. Sin embargo en algunos sectores pueden estar algo invertidos; en tales casos los planos de esquistosidad de las pizarras y grauvacas encajantes buzan hacia la masa granítica. Estos pequeños cabeceos de los planos de contacto pueden explicar satisfactoriamente las rápidas variaciones en anchura de las aureolas metamórficas.

Otra de las características del contacto, es la presencia, en algunos sectores, de filones graníticos de idéntica composición a la masa principal e inyectados siguiendo los lechos de micaesquistos y la esquistosidad regional coincidentes en esta zona. Esta especie de inyección lecho a lecho es un fenómeno muy generalizado al sur de Ceclavín y en el contacto de los granitos ortoneísicos de Garrovillas. Existe por tanto una unidad laminar de filones graníticos discontinua.

### 1.3.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (15)

Todas las facies tienen por característica común el extraordinario desarrollo de sus cristales, especialmente de los fenocristales idiomorfos de feldespato potásico, que llegan a alcanzar 12 cm. de longitud. Estas diferencias de tamaño entre los megacristales y los restantes elementos de la roca nos ha inclinado a dividir estos granitos en varias facies:

b<sub>1</sub>.- facies porfídicas

b<sub>2</sub>.- facies inequigranular porfiroide

b<sub>3</sub>.- subfacies neumatolíticas de Sierrita

b<sub>1</sub>.- Facies porfídicas: Se caracterizan por la presencia de megacristales de feldespato K orientados o sin orientar, entre los que se aprecian cuarzo, plagioclasas y fémcicos de tamaños de grano medio a grueso.

b<sub>2</sub>.- Facies inequigranular porfiroide: Tienen megacristales, pero formando una trama tan tupida, que al hacer una observación superficial se asemejan a facies holofeldespáticas. En ellos, la relación de tamaños megacristales/cristales de la "mesostasis", es por lo general mucho menor que en las facies porfídicas.

b<sub>3</sub>.- Subfacies neumatolíticas de Sierrita: En ciertos sectores de la Hoja de Garrovillas, entre los granitos de megacristales, se encuentran retazos de granitos de grano muy grueso, ricos en turmalina y moscovita. Se trata sin ninguna duda, de facies en las que los fluidos neumatolíticos-hidrotermales han actuado de forma muy activa. No se han distinguido cartográficamente debido a su carácter difuso, pero son especialmente abundantes en la dehesa Sierrita.

Características mesoscópicas. Parte de ellas se han apuntado en anteriores

líneas, por lo que realmente hay poco que añadir salvo algunas características mineralógicas observables de visu. Estas son:

- 1.- Tamaño de grano muy grueso a grueso.
- 2.- Son granitos de dos micas, pero predominantemente biotíticos (granitos de biotita  $\pm$  moscovita).
- 3.- Grandes fenocristales de feldespatos con abundantes inclusiones de biotita, débil zonamiento y generalmente maclados según la Ley de Carlsbad.
- 4.- Cordierita idiomorfa o subidiomorfa muy abundante.
- 5.- Presencia de granates idiomorfos muy dispersos y escasos en los granitos del sur de Ceclavín.

Estos granitos han sido divididos en varias facies con aspectos macroscópicos y mesoscópicos ligeramente diferentes. Estas facies a su vez pueden dividirse también en varias subfacies según las características microscópicas. La variación de facies dentro del conjunto de los granitos con megacristales es muy rápida y normalmente no está sometida a ninguna ley de disposición espacial, salvo cuando se atiende a las grandes unidades petrográficas. Por esta razón hemos decidido dividirlos en dos conjuntos:

- facies porfídicas
- facies inequigranulares porfiroides

Los granitos del primer tipo dominan en todo el batolito especialmente en las zonas de Cáceres, Casar de Cáceres y área granítica comprendida entre Mata de Alcántara y Garrovillas. Los del segundo, que no son más que una variedad de los primeros, forman las grandes regiones graníticas del sur de Ceclavín y norte de Piedras Albas.

Facies porfídicas. Se caracterizan por el extraordinario tamaño de los fenocristales de feldespato potásico, idiomorfos, maclados y ricos en inclusiones. El resto de la roca es de grano medio a grueso con cuarzo hialino, cordierita pinnitizada, biotita en láminas pequeñas y cantidades variables de moscovita de mucho menor tamaño que en los granitos de grano grueso de dos micas. El tamaño de los fenocristales varía muchísimo entre 3-4 cm., tamaño medio en la mayor parte de las facies, hasta 10-12 cm. en algunas facies de tipo pegmatoide. La disposición de los megacristales dentro de la masa granítica es también variable. En amplias zonas próximas a los contactos, los megacristales tienen una marcada orientación cristalizando con los planos (010) paralelos o subparalelos al contacto granito-rocas encajantes. La orientación se va perdiendo poco a poco hacia el centro del macizo, aunque en muchos lugares se aprecien áreas con megacrista-

les orientados. Otro de los aspectos macroscópicos a destacar, no privativo de las facies porfídicas sino de todos los granitos con megacristales en general, es la presencia de xenolitos de pizarra mosqueada o corneanas y bandas o nódulos discoidales ricos en biotita (enclaves micáceos) alargados según la dirección de los megacristales que muchas veces penetran en ellos.

Facies inequigranulares porfiroides. Son siempre de grano muy grueso con megacristales. Debido al mayor tamaño del cuarzo y plagioclasas el carácter porfídico no es tan marcado, por lo que hemos preferido emplear la nomenclatura de granito inequigranular. A veces existen variaciones muy rápidas en el tamaño de grano, que motiva la aparición de facies típicamente porfídicas. Generalmente la roca es masiva con colores blanquecinos o débilmente amarillentos en las rocas algo alteradas. Estos dos últimos aspectos son consecuencia del intenso empaquetamiento de los grandes megacristales de feldespato que confieren a estas facies aspecto holofeldespático-pegmatóide, muy especialmente en los granitos situados al sur de Ceclavín donde abundan los cristales de feldespato potásico de 4 a 6 cm. de longitud, maclados, con inclusiones de plagioclasa idiomorfa de color rosáceo, biotitas y cristales de cuarzo.

Como dijimos anteriormente, también se observan aquí enclaves y xenolitos micacíticos muchas veces en proceso de asimilación.

**Petrografía general.** Los granitos de megacristales claramente porfídicos pueden ser divididos en varias facies.

- facies de Cáceres
- facies de Casar de Cáceres

La primera se caracteriza por su aspecto macroscópico marcadamente porfídico. Además de este aspecto, existen algunas particularidades mineralógicas que resaltaremos en su momento.

Los granitos inequigranulares porfiroides tienen dos subfacies diferentes.

- facies sur del río Tajo
- facies sur de Ceclavín

Entre estas dos facies existen bastantes diferencias. Las primeras son de menor granulometría y menos porfídicas, a la vez que son mucho más ricas en cordierita.

En conjunto todos los granitos de megacristales se caracterizan por su textura porfídica hipidiomórfica granular de grano grueso a muy grueso. Como minerales esenciales se encuentra: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita. Circón, apatito, cordierita, andalucita, turmalina, sillimanita, óxido

de Fe y casiterita como accesorios.

**Feldespato potásico.** Es el mineral más abundante. Cristaliza con formas euhedrales y subhedrales, el idiomorfismo por lo general es más fuerte que en los granitos de grano grueso y sin megacristales. Normalmente está maclado según Carlsbad y muy pertitzado. El  $2 V_x = 60 \pm 2^\circ$ . En conjunto hemos podido distinguir tres tipos de pertitas. Según el tamaño todas debieran corresponder a los tipos siguientes de la clasificación de ALLING (1938): "interlocking", "interpenetrating" y "replacement". No obstante la morfología, salvo en los casos típicos de pertita de sustitución, es claramente fibrosa o bandeada ("string" y "rods"). La clasificación de LAVES y SOLDATOS (1963) que tiene en cuenta la disposición de las pertitas dentro del feldespatos potásico es mucho más aclaratoria en nuestro caso. Según el esquema de estos autores los tipos presentes en los granitos de megacristales son:

"Vein pertite" (el más abundante) generalmente oblicuos a la cara (010) de los feldespatos.

"Patch pertite" es una pertita similar a la anterior pero mucho más irregular; equivale a lo que solemos denominar pertita de sustitución.

"Film pertite" pertita de delgadísimas fibras perpendiculares a (010).

El primer y tercer tipo suelen encontrarse juntos como dos generaciones ("film pertite" posterior a "vein pertite").

La "patch pertite" no es muy abundante en estos granitos.

El feldespatos potásico muy pocas veces presenta maclas en enrejado. Las observaciones microscópicas parecen poner de manifiesto un proceso general de microclinización que no ha afectado por igual a todos los cristales de feldespatos potásico.

Tienen inclusiones de cuarzo I, plagioclasas, biotita y cordierita. La biotita y las plagioclasas, en algunas ocasiones, llegan a estar orientadas.

Uno de los rasgos más característicos de los granitos con megacristales es la presencia de cuarzo reticular tardío (net-like) introducido en los feldespatos potásicos sobre los que ejerce una acusada acción blástica. La presencia de este cuarzo está relacionada, sin duda alguna, con los últimos procesos postmagmáticos, ya que corroe incluso a la moscovita blástica tardía.

En las facies del sur del río Tajo suele observarse cuarzo pegmatítico posterior a las dos generaciones de pertita (este tipo de cuarzo en mayor o menor extensión puede encontrarse en otras facies graníticas).

**Plagioclasas.** No tienen ni uniformidad granulométrica ni composición química constante. Su tamaño es siempre muy inferior al del feldespatos potásico.



Normalmente son subhedrales, con zonado más o menos claro y muchas veces con corona periférica albítica.

La composición de los núcleos más básicos suele llegar al  $28 \pm 2\%$  An, pero normalmente la plagioclasa media oscila entre  $22 \pm 3\%$  An con disminución paulatina de basicidad hacia la periferia donde se presentan en algunos casos fenómenos de albitización ligados a procesos de mirmequitización o bien orlas albíticas relacionadas con una albitización tardía. Las inclusiones más frecuentes son cordierita, biotita, cuarzo I y topacio (algunas veces). Generalmente hay dos procesos de alteración principales caolinitización y sericitización y un tercer proceso que no se da más que en contadas preparaciones de decalcificación. En este caso es frecuente observar cristales de carbonato en el interior de la plagioclasa.

**Cuarzo.** Los tipos encontrados son similares a los de los granitos de grano grueso sin megacristales. Aparecen además muy esporádicamente dos tipos de cuarzo relacionados con etapas postmagmáticas: cuarzo mirmequitico y cuarzo pegmatítico:

- cuarzo I (parcialmente de alta temperatura)
- cuarzo II (cuarzo principal)
- cuarzo III (reticular)
- cuarzo IV (mirmequitico)
- cuarzo V (pegmatítico)

El cuarzo I es especialmente abundante en las facies graníticas del sur del río Tajo y en algunos afloramientos de las facies graníticas del sur de Ceclavín. Tiene simetría dihexahedral y ha comenzado a cristalizar antes que la plagioclasa que ejerce una ligera corrosión uniforme sobre él transformándolos en cuarzos subredondeados en los que es posible observar las primitivas formas idiomórficas del cristal. En las etapas finales de la cristalización de las plagioclasas, el cuarzo I adquiere un tamaño considerablemente mayor, encontrándose, muchas veces, rodeado de feldespatos K que no suele tener acción corrosiva sobre él.

El cuarzo II es el más abundante, prácticamente es el único con importancia cuantitativa, salvo en los casos anteriormente apuntados en los que abunda el cuarzo I. Sus características morfológicas más acusadas son: sus formas anhedrales, extinción ondulante, suturas indentadas en muchos casos y escasez de inclusiones. Los períodos de cristalización de este cuarzo y el feldespato parecen estar muy solapados, es ligeramente posterior al feldespato potásico subhedral de la pasta y anterior a los megacristales de feldespato marcadamente idiomórficos.

El cuarzo III es totalmente postmagmático, posiblemente ligado a fenómenos de silicificación en fracturillas normalmente siguiendo planos paralelos a planos (010) o perpendiculares a ellos. Otras veces tienen formas anastomosadas.

En algunas preparaciones aparece una variedad de cuarzo similar al cuarzo III que posiblemente no esté relacionado con él sino con el crecimiento del feldespato y cuarzo II. En efecto, en las zonas próximas a los cristales de cuarzo II, el cuarzo reticular incluido en los feldespatos, tiene idéntica orientación óptica que aquél; por lo tanto parecen estar relacionados. Como el cuarzo II parece ser claramente anterior a la moscovita y el cuarzo III ligeramente posterior, no puede tratarse del mismo tipo de cuarzo, aunque la morfología sea idéntica. De todas formas esta idea puede ser sometida a crítica dadas las dificultades que se presentan en la interpretación de las relaciones moscovita-cuarzo III.

El cuarzo IV es mirmequítico relacionado con las escasas zonas de decalcificación presentes en algunas plagioclasas incluidas dentro de fenocristales de feldespato.

Por último el cuarzo V posee morfología típicamente pegmatítica. En algunos casos aparecen dos generaciones distintas. Su relación con el cuarzo III es también muy problemática.

**Biotita.** Se presenta en láminas generalmente subidiomorfas debido a la acción corrosiva de los minerales posteriores. En los casos en que se encuentra como inclusión dentro de plagioclasas suele conservar el idiomorfismo.

Es extraordinariamente rica en inclusiones principalmente de circón y en menor proporción apatito. Su esquema pleocroico es:

$$\begin{aligned}n_x &= \text{amarillo} \\n_y &= n_z = \text{marrón rojizo oscuro}\end{aligned}$$

Las transformaciones más frecuentes son: moscovitización preferentemente según planos paralelos a (001) y cloritización general con pérdida de óxido de Fe y Titanio.

**Moscovita.** Toda la moscovita que se encuentra en estos granitos es claramente tardía, muy blástica, relacionada principalmente con el feldespato K del cual deriva en su mayor parte y con andalucita en los casos donde se presenta este mineral. Siempre es muy anhedral, las placas tienen gran cantidad de inclusiones, corroen a todos los minerales anteriores y es corroida a su vez parcialmente por cuarzo III, en algunos casos y por turmalina.

Los tipos de micas blancas, sericita y moscovita, derivadas de la alteración pinnítica de la cordierita, tienen menor importancia.

**Cordierita.** Su abundancia es extraordinaria en algunas facies, especialmente en las regiones graníticas del sur del río Tajo donde es mineral representativo. En mayor o menor proporción se encuentra en todas las rocas de megacrístales estudiadas.

No puede negarse que la cordierita es el mineral típicamente representativo de los granitos de Extremadura central. En el batolito de Cabeza de Araya es tan extraordinaria su proporción, especialmente en las facies inequigranulares porfíroides, que puede justificarse plenamente el calificativo de granitos cordieríticos.

La cordierita cristaliza en prismas casi perfectos que alcanzan a veces 2'5 cm. de longitud por 0'6-1'0 cm. de anchura. Los prismas acaban en caras pinacoidales (001).

El contorno de los cristales es siempre exagonal, en las caras prismáticas (100) y (110) se observan siempre trazas muy claras de la exfoliación (001) que es la dominante en estas cordieritas. Son casi incoloras, en los ejemplares más frescos tienden a tener tonos grisáceo azulados. Este color de la cordierita natural no puede observarse prácticamente nunca, el aspecto habitual es el de prismas verdosos, debido a productos micáceos que pseudomorfizan a la cordierita. La intensidad del color verde es a veces notable llegando a tener en algunos casos, tonos muy oscuros.

Nunca hemos observado maclas laminares, solamente hemos podido apreciar alguna macla cíclica en relictos inalterados.

El ángulo de los ejes ópticos no ha podido precisarse por falta de secciones idóneas. Los datos proporcionados por la platina universal han sido por esta causa muy diferentes de unos ejemplares a otros. El  $2V_x$  es próximo a  $90^\circ$ , por ello se encuentran cordieritas ( + ) y cordieritas ( - ).

Incluye muchas veces cristales de circón, que suelen estar rodeados de halos pleocroicos muy débiles, de biotita y en algunos casos excepcionales de cuarzo.

Uno de los aspectos interesantes de esta cordierita es su modo de alteración que consta de varias etapas hasta llegar a una pinnitización total.

- a) En la primera etapa de alteración progresa de una forma irregular desde la periferia hasta el centro originándose una sustancia amarillenta parduzca semiisótropa de refringencia elevada y estructura un poco botroidal; cuando esta alteración ha progresado, en las grietas a partir de las cuales avanzó la alteración, se observa una sustancia serpentínica (algunas reflexiones observadas en R-X parecen corresponder a serpentinas).

Este tipo de alteración ha sido descrito por (MATHIAS, 1952) en las cordieritas de algunos tipos especiales de rocas.

- b) La segunda etapa se caracteriza por el desarrollo de filosilicatos de color verdoso claro, y alta birrefringencia en los planos (001) de la cordierita, la posición del plano de los ejes ópticos del filosilicato coincide con el plano (010) de este mismo mineral según hemos comprobado en algunas laminillas que hemos conseguido extraer de los planos (001) de la cordierita alterada. El esquema pleocroico junto con las propiedades anteriormente citadas, corresponde a términos magnésicos de la serie FLOGOPITA-ANNITA.
- c) La tercera etapa corresponde a una pinnitización masiva de las áreas situadas entre los planos de exfoliación de la cordierita.

Los análisis realizados sobre prismas de cordierita completamente transformados reflejan perfectamente los tipos de alteración (b) y (c). Reflexiones muy concretas, por ejemplo la  $d = 2'620$ , sin embargo con las reflexiones principales casi coinciden en la moscovita y flogopita, debido a la superabundancia de la primera no es posible discriminar que % de las intensidades relativas correspondientes a  $d = 9'95$  y  $d = 3'33$  corresponde a este último mineral.

**Andalucita.** En estos granitos es mineral accidental pero en otras facies graníticas del batolito de Cabeza de Araya en las Hojas de Cáceres, Brozas y Casar de Cáceres es muy abundante.

El mineral es de color claro, anhedral o subhedral, con  $2 V_x = 82 \pm 2^\circ$ .

En contadas excepciones suele manifestar pleocroismo según el siguiente esquema,  $n_x =$  rosado,  $n_y = n_z =$  incoloro. El tamaño alcanzado por los cristales raramente pasa de 1'5 a 2 mm. de longitud. Estas dimensiones suelen ser excepcionales, pues el hecho más frecuente es encontrar en una misma preparación diminutos fragmentos de andalucita de tamaños inferiores a 0'2 mm., en agregados con otros cristales del mismo mineral.

Siempre está total o parcialmente sustituida por moscovita, que mediante un efecto corrosivo destruye su hábito idiomórfico.

**Circón.** Uno de los rasgos más llamativos de los granitos de megacristales es la abundancia de circón incluido dentro de las biotitas, apatito y algunas veces cordierita. Son casi siempre subredondeados y producen aureolas pleocroicas. En las facies del sur de Ceclavín, el idiomorfismo de los cristales es mayor y frecuentemente la estructura es zonada.

**Apatito.** Es de mayor tamaño que el circón. Su hábito es siempre subhedral o anhedral redondeado, con superficies muy rugosas. Suele contener abundantes inclusiones de circón y en algunos casos es incluido a su vez por cordierita.

**Turmalina.** Paragenéticamente es el mineral más tardío en estos granitos. Normalmente nunca suele cristalizar con formas redondeadas o subredondeadas sino que adquiere hábitos anastomosados irregulares, progresando por grietas, planos de exfoliación e intersticios de la roca granítica ya totalmente consolidada.

**Topacio.** Es escaso, suele encontrarse en granos anhedrales o subhedrales, con colores de interferencia algo más altos que los del apatito, pero con morfología muy parecida.

**Subfacies neumatolítica de Sierrita.** La dehesa de Sierrita se encuentra en la parte central del batolito de Cabeza de Araya, entre las localidades de Garrovillas y Mata de Alcántara, en ellas se encuentran algunas facies graníticas diferentes de las facies comunes del resto del batolito. Se trata de rocas de grano grueso no porfídicas, muy cuarcíferas, ricas en mica blanca y turmalina. Los prismas de turmalina de gran tamaño tienen disposición palmeada o radial. En conjunto el granito es similar al de megacrístales con la particularidad de haber sufrido una turmalinización más intensa que el resto de las rocas de Cabeza de Araya. El aspecto general de la turmalina sobre una base granítica cuarzo-feldespática es parecido a las luxulianitas. En todo caso se trata de facies graníticas muy turmalinizadas debido a procesos de greissenización parcial. Este frente metasomático está relacionado también con algunos diques de pegmatita tardía y filoncillos de cuarzo que se observan en la zona.

### 1.3.1.2 ORTONEISES Y GRANITOS CATACLASTICOS

Desde el punto de vista cartográfico hemos distinguido con diferentes sobrecargas dos particularidades estructurales en esta unidad:

- granitos biotíticos-moscovíticos ortoneisificados con megacrístales feldespáticos (14) (facies Arroyo Rejana).
- zona de granitos biotíticos-moscovíticos con megacrístales feldespáticos con cizallas frágiles (13) (facies Garrovillas).

En conjunto se trata simplemente de granitos de megacrístales pertenecientes al tipo ampliamente descrito.

Estos granitos (s.l.) tectonizados no son homogéneos. En ellos pueden distinguirse dos facies muy claras originadas bajo condiciones tectónicas algo diferentes y varios afloramientos pequeños relictos de la tectonización en los que no suelen aparecer estructuras planares claras. Estos factores confieren a la roca aspectos diferentes pero por lo general las características más notables son: ta-

maño de grano muy grueso, de dos micas, color blanquecino, grandes fenocristales de feldespato orientados. En las proximidades del Arroyo Rejana la neisificación es totalmente fluidal y los feldespatos adquieren aspecto glandular.

Las facies del Arroyo Rejana (14) tienen como características especiales: feldespatos glandulares, planos de foliación curvados e irregulares en los que predominan las micas negras y una tectonización adicional de tipo filonítico oblicua a la anterior, caracterizada por la presencia de algunas bandas estrechas muy milonitizadas. Puede observarse por tanto que la historia de las deformaciones en estas rocas no ha sido sencilla.

Las facies de Garrovillas (13) se caracterizan por unas estructuras planares muy marcadas en las que se han formado micas blancas. La foliación viene determinada por estas superficies micáceas.

**Tectonización:** En el comportamiento tectónico del granito-grandiorita de Garrovillas (13) pueden distinguirse los fenómenos:

- 1) Desarrollo de foliación irregular (en el sentido de Harker) "Foliation consist in a more or less pronounced aggregation of particular constituent minerals of the metamorphosed rocks into lenticles or streaks or inconstant bands often very rich in some one mineral".
- 2) Desarrollo de planos de tectonización (superficies S) perfectamente paralelas con un espaciado muy constante (entre 0'5-1 cm.) y con un desarrollo de micas blancas en ellos. Este tipo de tectonización corresponde a cizallas frágiles dexas con direcciones N 165°-175° E y buzamiento 55° S y estrías que tienen unas direcciones N 40°-45° E y buzamientos de 40° S.
- 3) Desarrollo de bandas muy irregulares de milonitización simultáneas o posteriores a la foliación. Las características principales son su potencia exígua, el color oscuro, a veces casi negro y la escasa evolución longitudinal. El aspecto negruzco viene comunicado por la naturaleza milonítica de estas bandas.

La orientación de los fenocristales y glándulas es un proceso precinemático-cinemático; la elongación de las glándulas coincide siempre con la dirección de la foliación (tectonización principal). La existencia de fenocristales orientados, antes de la tectonización se observa perfectamente en las facies de Garrovillas (13) donde no existe la foliación característica de las facies del Arroyo Rejana (14). En las primeras la elongación de los fenocristales es casi concordante con las rocas metamórficas de contacto predominante. Es decir, completamente paralela al contacto. En la facies de Arroyo Rejana (14) las cosas se complican ya que en menos de 150 m. la orientación de los fenocristales pasa de N 75° E a direcciones paralelas al contacto. El fenómeno no tiene interpretación sencilla ya

que en la tectonización y movilización de potasio en estas rocas graníticas han intervenido varios procesos: foliación milonítica, desarrollo de planos S similares a la esquistosidad de fractura (cizallas frágiles), filonitización y por último tectonización tardía de fracturas.

La dirección y buzamiento de los planos de foliación es variable. Los valores deducidos mediante proyección de "pitches" de lineaciones sobre diversos planos oscilan entre N 30° W - 70° N y N 50° W - 70° N. Los planos de milonitización llevan direcciones similares en algunos casos, en otros la disposición de los fenocristales y micas y la filonitización (milonitización) son claramente oblicuos.

La tectonización de cizallas frágiles observada en las facies de Garrovillas (13) sigue la dirección preferentemente N 20° W - 35° S. Esta dirección es idéntica que la que siguen los fenocristales de feldespato en el contacto con las rocas metasedimentarias.

Petrográficamente los granitos estudiados son de grano muy grueso, inequigranulares, porfiroides o glandulares y muy feldespáticos y de dos micas. Las facies de Arroyo Rejana (14) pueden considerarse como biotíticas ( ± moscovita) y las de Garrovillas (13) como de dos micas. La composición de estas rocas varía de granodiorítica a granítica. Mineralógicamente están formadas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita ± moscovita y como accesorios se encuentran en abundancia circón, apatito, ilmenita, rutilo, topacio y cordierita y ± andalucita ± granate. No haremos ningún énfasis en los aspectos mineralógicos puesto que éstos son idénticos a los granitos de megacrístales descritos en el apartado 1.2.1.1. modificados solamente por la acción tectónica de cizallas dúctiles y frágiles.

En conclusión, los ortoneises de Garrovillas (13) no son, por tanto, más que una unidad estructural de granitos de megacrístales que ha sido afectada por zonas de cizalla en diferentes momentos. La foliación ortoneísico-milonítica de las facies de Arroyo Rejana (14) puede estar ligada a las bandas miloníticas que funcionan como "decochements". Muy próximo al contacto, facies de Garrovillas, abundan las cizallas frágiles con estrías subverticales. Los planos de cizallas buzan hacia el oeste y actúan como fallas inversas; en los planos de cizalla frágil se produce una intensa moscovitización, por esa razón las rocas de estas subfacies tienen un aspecto más leucocrático.

### 1.3.1.3 MICROGRANITOS GRANATIFEROS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS. (12) Y FACIES MICROGRANITICA DE CARACTER APLITICO (11)

Los aspectos fundamentales de estas unidades se encuentran recogidas en

dos publicaciones de CORRETGE (1971).

El microgranito granatífero con megacrístales (12) está alineado en dirección N 30° W formando una estrecha banda prácticamente continua de 21 Km. de longitud; su anchura máxima no llega en algunos casos a 900 m., por lo general nunca suele sobrepasar los 400-500 m. Otro de los aspectos que interesa destacar es la existencia de una facies microgranítica de carácter aplítico (11) ligada al microgranito a lo largo de todo su flanco S. Esta banda tiene poco espesor (20-25 m.), es bastante continua y se vuelve irregular al SE, donde forma pequeños manchones, bien en contacto con el microgranito (12), bien alejados de él. En la terminación oriental de la formación microgranítica (12) el aspecto cartográfico se complica notablemente debido a la acción de la gran fractura de Plasencia-Odemira.

El contacto con las rocas encajantes se observa bien en varios puntos. Con el granito de Cabeza de Araya y las facies cataclástico-ortoneísicas del apartado anterior es muy neto y de plano subvertical. En el único lugar en que el microgranito (12) entra en contacto con las pizarras del complejo esquistograuwáquico, se observa una inversión del plano de contacto que suele buzarse hacia el S.

El emplazamiento del microgranito granatífero con megacrístales feldespáticos (12) no ha producido distorsión en las pizarras aunque en algunos puntos se observan con claridad inyecciones tabulares de masas micrograníticas siguiendo los planos de esquistosidad de las mismas.

El microgranito de granate-cordierita con megacrístales feldespáticos es una roca de color ceniciento, masiva, en la que se observan megacrístales de feldespato que a veces alcanzan 6 cm. de longitud. Su hábito es diferente al del feldespato de los granitos biotíticos-moscovíticos con megacrístales. En el primero, los megacrístales son más voluminosos, con una relación longitud/anchura mucho menor que en los granitos del segundo grupo en que la morfología de los feldespatos es similar a la de los "dent a cheval". Los cristales de cuarzo tienen también en el microgranito categoría de megacrístales si bien es cierto que su tamaño es mucho menor (raramente sobrepasan los 5 mm.). Junto con estos minerales se observan en la roca cantidades variables de biotita, granates redondeados y suhedrales en proceso de biotitización-cloritización y prismas cortos de cordierita.

**Petrografía.** La formación tiene una notable uniformidad petrográfica. Exceptuando variaciones locales en la proporción megacrístales/mesostasis, no se registran en el interior de este microgranito grandes cambios; hay por lo tanto una sola facies común. Sin embargo es interesante la formación marginal de grano fino que puede considerarse como una facies de mesostasis granítica dife-



renciada con carácter aplítico.

La facies normal (común) está constituida por megacristales, por cristales de 4 a 5 mm. de longitud y una mesostasis holocristalina de grano fino en el NW de la formación. Los megacristales son de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo ( ± granate ± cordierita), el fémico representativo es la biotita y la mesostasis panxenomórfica está formada por: plagioclasa, biotita, feldespato potásico, circón, apatito y moscovita, caracterizados por sus hábitos poiquilíticos y su acción corrosiva sobre minerales de paragénesis anteriores.

El carácter mineralógico y textural de estas rocas es consecuencia de una cristalización primaria de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita y una cristalización posterior de los minerales de las partes que corroen a los fenocristales. No obstante, además de este efecto corrosivo evidente en gran parte de las preparaciones y de manera especial en las más típicamente porfídicas de la terminación septentrional, la mesostasis penetra a veces en los megacristales de cuarzo y feldespato a través de las grietas.

**Feldespato potásico.** Es el mineral más abundante en estas rocas. Corresponde por lo menos a dos generaciones muy claras. La primera forma grandes fenocristales subidiomórficos o alotriomorfos de ortosa pertítica a veces con estructura Rapakivi. No suele ser rico en inclusiones. El tipo de pertitización es variable.

El feldespato potásico de generación tardía se caracteriza por su menor tamaño, su aspecto anhedral y su tendencia marcadamente blástica. Se trata por consiguiente de un mineral relativamente póstumo. Es pertítico como los fenocristales aludidos anteriormente, muy rico en inclusiones y algunas veces, está parcialmente microclinizado.

**Plagioclasas.** Corresponden a dos generaciones; la primera formada por grandes fenocristales idiomorfos o subidiomorfos con zonado continuo, a veces casi siempre imperceptible. La composición de las zonas de núcleos más básicas oscila entre 27 y 31% An. Las zonas periféricas, algo más ácidas, tienen composiciones comprendidas entre 22 y 25% An. Es por tanto una zonación muy débil. Tienen inclusiones de cuarzo, biotita y circón y suelen presentar una alteración muy irregular con zonas sericitico-caoliníticas difusas. Las leyes de macla más frecuentes son albita y albita-carlsbad.

La plagioclasa II se caracteriza por un hábito más anhedral y por ser más rica en inclusiones que la plagioclasa I.

**Cuarzo.** Pueden distinguirse perfectamente tres tipos de cuarzo:

- I.- Cuarzo porfídico idiomorfo-subidiomorfo.
- II.- Cuarzo alotriomorfo subredondeado.
- III.- Cuarzo alotriomorfo blástico.

El cuarzo I es de alta temperatura invertido. Tiene color aceitoso con ligeros tintes azulados. Es siempre euhedral o subhedral con superficies totalmente marcadas por grietas que en ocasiones han servido como vías de acceso de la mesostasis.

El cuarzo II forma parte de la mesostasis, es anhedral o subhedral. También se encuentra con relativa frecuencia incluido en los bordes de las plagioclasas y feldespatos potásicos de primera generación.

Por último el cuarzo III es de mayor tamaño que el cuarzo II y, sus bordes no son curvados como los de aquél sino irregulares. Su proporción es muy variable e incluso llega a desaparecer en algunas muestras. Tiene un marcado carácter blástico, englobando cuarzo II, feldespato potásico II y plagioclasa II.

**Biotita.** Aunque el tamaño de las láminas de biotita sea mucho mayor que el de los cristales de la "pasta", debe considerarse como mineral de mesostasis. Su color es  $n_x =$  gris amarillento y  $n_y = n_z =$  pardo oscuro, algo rojizo.

Conserva el idiomorfismo muy difícilmente, ya que es corroída parcialmente por cuarzo II. La corrosión empieza a realizarse con preferencia según planos perpendiculares a (001). Frecuentemente está incrementada y cloritizada.

**Granate.** Aunque debido a su tamaño y dispersión no suele aparecer con excesiva frecuencia en las láminas delgadas, en el campo es abundantísimo. El tamaño medio oscila entre los 5 a 8 mm. de diámetro, pero se llegan a encontrar algunos granates de 10 a 12 mm. Se alteran con facilidad, pasando a productos micáceos (biotita-clorita) y rodeándose con coronas formadas por agregados de cordierita-biotita.

**Cordierita.** Es idiomorfa o subidiomorfa, con hábito hexagonal marcado. Normalmente se transforma en pinnita verdosa y en una sustancia amarillentoparduzca casi isótropa surcada por venillas de hábito serpentínico. La pinnitización parece ser un proceso de alteración más avanzado que el anterior. Los análisis de difracción de rayos X que hemos realizado sobre cordieritas alteradas, ponen de manifiesto la existencia de una mezcla de moscovita-clorita, siendo la primera mucho más abundante que la segunda.

**Esfena.** Abunda en las rocas algo alteradas en las que se produce transfor-

mación de biotita a clorita. El titanio contenido en las agujas de rutilo y en los bastones de ilmenita pasa íntegramente a formar cristales anhedrales de esfena débilmente pleocroica.

#### 1.3.1.4 GRANITOS APLITICOS (10)

Relaciones con los granitos de megacrístales: Al analizar las relaciones, granitos de megacrístales-granitos aplíticos, deben tenerse en cuenta dos aspectos de interés: el primero es la existencia de facies aplíticas de techo o marginales y el segundo la presencia en el macizo granítico de facies aplíticas y aplitoides relacionadas con fenómenos fisurales tardíos, por lo que el aspecto de campo da la impresión de magmas aplo-graníticos intruidos en una fase tardía. Aunque este fenómeno se da en Cabeza de Araya, el primero es más abundante y representativo, podemos decir que muy probablemente los granitos aplíticos son facies de variación de techo y borde (preferentemente de techo) ligadas a un sólo proceso general de evolución, y no a episodios distintos de intrusión de magmas aplo-graníticos.

##### **Petrografía general:**

Texturalmente son rocas alotriomórficas o hipidiomórficas granulares. Están formadas por plagioclasas ácidas (albita), feldespato potásico, cuarzo, moscovita como minerales fundamentales y circón, apatito, andalucita, biotita, cordierita, sillimanita, turmalina, casiterita y opacos como minerales accesorios.

En algunos manchones aplíticos situados en la carretera local entre Garrovillas y Mata de Alcántara la andalucita es mineral fundamental.

Generalmente los minerales de los granitos aplíticos tienen hábito más anedral que en las restantes facies de Cabeza de Araya y los feldespatos potásicos y moscovita son extraordinariamente blásticos.

#### 1.3.1.5 APLITAS. FACIES MARGINALES (9)

Sólo se han diferenciado cartográficamente en un sector del contacto sur en la antigua carretera de Ceclavín a Alcántara.

El aspecto es similar al de otras facies aplíticas de la Hoja de Garrovillas (1.3.1.4.) son por tanto rocas de color blanquecino o amarillento, grano medio a fino ricas en turmalina o andalucita y con cantidades variables de moscovita y biotita.

Están constituidos por albita, feldespato potásico, cuarzo  $\pm$  moscovita  $\pm$  biotita como minerales fundamentales.

Texturalmente tienen tendencia alotriomórfica debido al carácter blástico de algunos minerales y la acción de procesos postmagmáticos o tardimagmáticos.

### 1.3.2 Unidad granítica de Mata de Alcántara-Brozas

El batolito de Brozas constituye una interesante formación individualizada de la masa principal de Cabeza de Araya por una estrecha banda termometamórfica, que en algunos tramos (Peñas de Corchuela y de Martín Caballero) llega casi a desaparecer. Su forma es elipsoidal, con un eje menor de aproximadamente 6 Km. y un eje mayor de 13-14 Km. que es prácticamente la distancia que separa los dos pueblos situados en esta formación (Mata de Alcántara, al norte, y Brozas al mediodía) fuera de la Hoja estudiada.

Uno de los rasgos más característicos de esta formación es la presencia de abundantes retazos pizarrosos con metamorfismo de contacto y de rocas aplítico-pegmatíticas indiferenciables diseminadas. Esta característica especial justifica el empleo de la denominación "metamorfismo de techo" para aquellas formaciones residuales formadas por corneanas de diversos tipos y por diques, venas de aplitas, pegmatitas y segregaciones de cuarzo. En la cartografía adjunta sólo hemos diferenciado alguno de los retazos más importantes, de dimensiones adecuadas para ser cartografiados, a escala 1:50.000.

Las rocas graníticas de Mata de Alcántara al igual que las de Brozas presentan una fuerte texturización con estructuras cataclástico-neísicas con rumbos N-S a N 40° W y buzamientos hacia el este, (ver mapa). Aparte de estas estructuras, se ven otras estructuras planares correspondientes a planos de cizalla y penetrativos con direcciones similares pero con menor buzamiento que las superficies neísicas. Aunque los criterios son a veces un poco equívocos, estas zonas de cizalla actúan como fallas inversas al igual que ocurría en los granitos de Garrovillas.

Macroscópicamente los granitos de Mata de Alcántara son granitos biotíticos-moscovíticos deformados. La roca es granuda, foliada, de tamaño medio bastante biotítica de color grisáceo en las superficies frescas y con feldespatos grisáceos hialinos.

Dentro de la unidad de Mata de Alcántara pueden distinguirse dos subfacies cartografiables que corresponden en realidad a tectofacies petrográficas:

- Granitos tectonizados de grano grueso a medio de dos micas (facies Mata de Alcántara) (8)
- Ortoneises microglandulares cuarcíferos (7)

### 1.3.2.1 GRANITOS TECTONIZADOS DE GRANO GRUESO A MEDIO DE DOS MICAS (FACIES DE MATA DE ALCANTARA) (8)

Pueden considerarse como granitos de dos micas, con estructuras "flaser". No obstante, este carácter cataclástico es, a veces, muy poco marcado, sobre todo en las proximidades del entrante metamórfico situado al SE de Mata de Alcántara.

**Petrografía.** Los granitos de dos micas, de grano medio a grueso, con estructuras "flaser", poseen texturas hipidiomórficas granulares tectonizadas; sus minerales esenciales son : cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita y moscovita, y entre sus accesorios abundan el circón, apatito y turmalina.

La **biotita** es anhedral, muy pleocroica, con  $n_y = n_z =$  castaño rojizo,  $n_x =$  incoloro. Contiene gran cantidad de circones que se rodean de halos pleocroicos. Este fenómeno tan común entre las rocas graníticas no se da en las facies típicas de Brozas.

El **cuarzo** posee características similares a las de los granitos de Brozas, que pueden resumirse en los siguientes términos: heterometría, tectonización y pobreza en inclusiones.

Las **plagioclasas** han sufrido tectonización, sus leyes de macla más frecuentes son Albita y Albita-periclina; no están zonadas y el contenido en anortita es bajo (oligoclasa-albita).

La **moscovita**, como la tectonización en Mata de Alcántara no es muy grande, es laminar y precinemática en la mayoría de los casos. Sus propiedades ópticas son parecidas a las de la moscovita de Brozas. A nuestro parecer en todas estas facies no existe relación clara entre feldespato potásico y moscovita. La asociación de láminas de moscovita con otros minerales de la roca es, en orden decreciente de abundancia:

- 1° Moscovita-biotita
- 2° Moscovita-plagioclasas
- 3° Moscovita-feldespato potásico
- 4° Moscovita paracinemática y postcinemática cristalizada en los planos de tectonización

El **feldespato potásico** es más abundante que en las facies de Brozas, es anhedral, es tardío y no tiene maclas en enrejado.

La **turmalina** es muy abundante; cristaliza con formas anhedrales o subhe-

drales, claramente blásticas. Corroe profundamente a las láminas de biotita, conservando los cristales de circón, que aparecen dentro de la turmalina rodeados de halos con colores verdosos-azulados.

### 1.3.2.2 ORTONEISES MICROGLANDULARES CUARCIFEROS (7)

Pertencen a ella ciertos tipos de ortoneises de grano fino a medio, a veces muy cuarcíferos y microglandulares. Aparecen prácticamente a lo largo del contacto occidental del batolito estudiado por nosotros. Tienen plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita, con cantidades menores de feldespato potásico. Los planos de foliación están ocupados por clorita, limonita y sericita.

**Tectonización.** En este apartado vamos a considerar únicamente un aspecto estructural: la foliación, desde el punto de vista petrográfico.

La foliación en el sector de Mata y zona de ortoneises microglandulares, lleva direcciones paralelas a los contactos y otras veces próximas a N 40°-45° W. En todos los casos la foliación es vertical o débilmente vergente hacia el W.

Microscópicamente la tectonización se realiza según dominios individuales monocristalinos o policristalinos, que sufren rotación interna de todo el conjunto, sin distorsión o cambio de posición relativa de los minerales pertenecientes a un dominio. Esto determina que los filosilicatos dentro de él tengan escasa microcrenulación y que las plagioclasas no manifiesten distorsión de los planos (010), aunque se observe claramente orientación de esos planos según las líneas de flujo, señal evidente de rotación interna. Estos dominios que denominaremos paracinemáticos, son los que definen el estado estructural de la roca.

### 1.3.3 Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor

El "stock" de Zarza la Mayor-Ceclavín, CORRETGE (1971), G. de FIGUERO-LA, CORRETGE, SUAREZ (1971) se encuentra representado en la Hoja de Garrovillas por los granitos postesquistosos situados en Ceclavín, en donde hemos diferenciado dos tipos de facies que tienen su mayor desarrollo en las Hojas n° 9-25 y 10-25 (Zarza la Mayor y Coria), situadas al N de la que nos ocupa.

#### 1.3.3.1 TONALITAS BIOTITICAS (6)

Son masivas, de aspecto grisáceo azulado, muy cuarcíferas. Es de grano medio; texturalmente se trata de una roca hipidiomórfica granular no completamente homogénea ya que se dan acumulaciones locales de cuarzo o de biotita incluso a escala microscópica.

Está formada por cuarzo, plagioclasas y biotitas como minerales fundamen-

tales y moscovita, feldespato potásico, esfena, rutilo, circón, apatito, ilmenita y anatasa como accesorios más frecuentes. Entre los productos de alteración o transformación abunda la sericita, clinozoisita, zoisita, pennina y minerales arcillosos.

**Plagioclasas:** Constituyen más de las dos terceras partes del total de las rocas; los cristales son euhedrales o subhedrales muy zonados y maclados según las leyes de Albita, Manebach, Carlsbad, Albita-Ala y Baveno, su contenido en anortita varía de 25% An, en las zonas periféricas, a un 48% en el núcleo; sin embargo, los valores más frecuentes oscilan entre un 30-32% An. El tamaño varía bastante incluso en la misma preparación.

**Cuarzo:** Se presenta por lo general formando placas anhedrales de tamaño variable, que han sido sometidas a procesos de tectonización fuerte formando agregados cristalinos muy pequeños con bordes de rotura muy irregulares.

**Biotita:** Es el fémico dominante y con frecuencia está asociado a moscovita. Tiene mucho pleocroismo y su riqueza en inclusiones es extraordinaria, siendo los más abundantes: circón, apatito, esfena y agujas orientadas de rutilo con disposición sagénitica típica y laminillas de moscovita. Se altera con bastante facilidad transformándose en pennina o simplemente por pérdida de Fe (y Ti) en una biotita menos pleocroica y cristales de ilmenita rodeados de esfena.

**Feldespato potásico:** Es muy escaso, totalmente intersticial. Es desde luego el mineral más tardío dentro de la paragénesis. Aunque gran parte del feldespato potásico se presenta con el enrejado típico de la microclina, preferimos utilizar en este caso el nombre general de feldespato potásico ya que algunos cristales no lo tienen. Los valores medios del ángulo de los ejes ópticos oscilan entre 52-56°.

**Circón:** Se encuentra incluido en todo tipo de minerales, de manera especial en la biotita donde origina halos pleocroicos intensísimos. Tienen hábito prismático. No tiene zonación.

En el borde de la tonalita biotítica aparece una roca básica interesante que puede observarse en el cementerio de Ceclavín. Está constituida fundamentalmente por anfíbol y plagioclasas que se disponen sin ninguna ordenación. La primera es en parte hornblenda verde muy anhedral y que frecuentemente aparece con bordes desflecados que pasan a formas algo asbestiformes y de aquí a agujas sueltas. También aparece el anfíbol en formas aciculares, a veces radiadas, dentro de las plagioclasas. Quizás además de la hornblenda hay también actinolita pero no se pueden determinar bien sus caracteres ópticos. Como si-

multáneamente aparecen plagioclasas dentro de las láminas grandes del anfíbol, deducimos que hay dos generaciones o bien de este mineral o bien de las plagioclasas. Junto a estos dos componentes dominantes encontramos clorita, cuarzo, un opaco, probablemente ilmenita, apatito y zoisita. El cuarzo y el apatito suelen ir asociados en parte de las preparaciones.

### 1.3.3.2 GRANITO MOSCOVITICO DE GRANO GRUESO (16)

Su composición es bastante constante con algunas variaciones en cuanto al tamaño de grano, proporción mineralógica y aspectos estructurales que son consecuencia de la tectónica simultánea y posterior al emplazamiento que queda reflejada en las zonas ortoneísicas y miloníticas que llevan rumbo E-W.

Los granitos moscovíticos son de grano grueso y están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y moscovita como minerales fundamentales en tanto que como accesorios aparecen turmalina, biotitas verdes más o menos cloritizadas, esfena, circón y en ocasiones pequeños cristales de vesuvianita.

Las plagioclasas son subhedrales o euhedrales, su maclación es muy fina y tienen un contenido en An muy bajo (Albita, albita-oligoclasa). Casi todas las láminas estudiadas tienen tectonización avanzada o incipiente que se manifiesta en las plagioclasas por una flexión débil de los planos (010) de las maclas.

El feldespato potásico es anhedral y perfitico y en algunas preparaciones suelen tener inclusiones lobulares con tendencia idiomórfica.

Generalmente el feldespato potásico ejerce una acción blástica que engloba y sustituye a la plagioclasa.

El cuarzo se encuentra con formas irregulares de bordes festoneados; suele tener extinción ondulante o bien cristaliza formando un mosaico de cristales pequeños con bordes de sutura. Estos últimos granos posiblemente sean cristales nuevos de recristalización.

Respecto a la moscovita pueden distinguirse dos tipos o variedades. Una de ellas, la más abundante, cristaliza en forma de placas grandes con bordes desfilcados. El segundo tipo cristaliza en forma de pequeñas laminillas a lo largo de fracturas en los feldespatos potásicos, plagioclasas y cuarzos.

Por último la biotita es muy escasa, y cristaliza con formas anhedrales y por lo general se encuentra cloritizada.

## 1.4 ROCAS FILONIANAS

En la cartografía adjunta hemos distinguido las siguientes rocas filonianas: diabasas, cuarzo y aplitas.



#### 1.4.1 Diabasas (5)

En las proximidades a la unidad de Mata de Alcántara afloran varios diques de diabasa pertenecientes al haz de Alcántara-Brozas.

Son rocas faneríticas de gran fino con textura variable de sub-óptica a diabásica formadas por clinopiroxeno, plagioclasas e ilmenita. Como accesorios destacan: biotita, anfíbol, esfena y pirita.

Los procesos de cloritización y uralitización de algunos piroxenos son bastante intensos en gran parte de las muestras, G. DE FIGUEROLA, CORRETGE y BEA (1974).

#### 1.4.2 Cuarzo (4)

Aparecen en todas las unidades graníticas estudiadas. Algunos atraviesan incluso las formaciones pizarrosas del complejo esquistograuváquico. Están formados exclusivamente por cuarzo lechoso. En los filones de las unidades de Ceclavín-Zarza la Mayor tiene mineralizaciones de apatito y sulfuros asociados.

#### 1.4.3 Aplitas (3)

Son relativamente abundantes en el batolito de Cabeza de Araya. En los filones N-S aparecen ligados frecuentemente a cuarzo. Tienen texturas sacaroideas y están formados por una trama hipidiomórfica o alotriomórfica granular de cuarzo, albita  $\pm$  turmalina  $\pm$  andalucita  $\pm$  moscovita  $\pm$  biotita. La proporción de filosilicatos es muy variable. Existen filones bastante ricos en moscovita e incluso biotita mientras que otros son completamente hololeucocráticos sin ningún tipo de filosilicato.

### 1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Del metamorfismo regional se pasa a las rocas plutónicas a través de pizarras nodulosas y mosqueadas no muy desarrolladas. Las cornubianitas no tienen continuidad y, dentro de las zonas de mayor intensidad metamórfica parecen originarse en rocas de naturaleza alumínica ricas en cuarzo, en general del tipo arenisca líticas (grauvacas líticas).

En la cartografía adjunta hemos cartografiado la aureola de contacto a partir del lugar en que aparecen pequeños porfiroblastos de biotita o pequeñas manchas blanquecinas o grisáceas.

### 1.5.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (2)

**Pizarras mosqueadas:** Tienen textura granolepidoblástica, su composición mineral es muy constante: cuarzo, clorita, sericita y biotita como minerales esenciales. Entre los accesorios abundan circón, opacos y turmalina.

Un rasgo característico de estas pizarras es la presencia de pequeñas manchas similares a las manchas de reducción. Su color es blanquecino, en ellas hay menor proporción de minerales de hierro. Se trata de una etapa precordierítica de reorganización de la materia.

**Pizarras nodulosas:** Los nódulos cordieríticos o pre-cordieríticos se encuentran más individualizados que en las pizarras mosqueadas. En muchos casos es posible apreciar una corona externa más blanca que corresponde a una zonación de los nódulos cordieríticos, sea cual sea su grado de alteración. La paragénesis normal de estas rocas es: clorita, moscovita  $\pm$  biotita  $\pm$  cordierita  $\pm$  plagioclasa.

La presencia de grandes porfidoblastos de clorita II diferente de las cloritas del metamorfismo regional y de biotitas II dentro de los nódulos de cordierita, abunda la idea de una reacción entre la clorita, moscovita y cuarzo para dar biotita + cordierita.

**Cornubianitas:** Tienen texturas muy granoblásticas. La paragénesis más normal es cuarzo, biotita, moscovita, cordierita poiquiloblástica y en las zonas de grandes enclaves feldespato potásico. Es muy frecuente el proceso de moscovitización tardía caracterizado por la aparición de grandes láminas de moscovita invadiendo blásticamente toda la roca. En las rocas más silíceas la cordierita forma una verdadera trama con microestructura en criba totalmente pinnitizada.

### 1.5.2 Cornubianitas (1)

Corresponden a este tramo unas rocas que tienen escasa representación cartográfica aflorando en puntos aislados al S. de Garrovillas y al N.O. de la Hoja separando las áreas graníticas del batolito de Cabeza de Araya y la Unidad de Mata de Alcántara-Brozos.

Estas rocas corresponden a corneanas con textura granoblástica en donde los minerales principales existentes son: cuarzo, biotita, moscovita, pinnita, cordierita y plagioclasas. Como minerales accesorios aparecen circón y opacos. Se trata de un esquistos cuarzoso o metagrauvaca, muy recrystalizado por metamorfismo de contacto. Los cuarzos han recrystalizado totalmente y el espacio intergranular está ocupado por una matriz transformada a productos pinníticos. También son muy abundantes grandes moscovitas y biotitas equidimensionales.

## **1.6 Terciario**

### **1.6.1 Mioceno**

Sus afloramientos limitan su presencia al ángulo NE de la Hoja fosilizando la penillanura precámbrica.

#### **1.6.1.1 ARCOSAS, ARCILLAS Y CONGLOMERADOS (19)**

Se trata de una formación eminentemente detrítica formada por arenas blanquecinas (arcosas), arcillas verdes y grisáceas y conglomerados de carácter lentejón.

Del estudio granulométrico de varias muestras se observa que el porcentaje de arenas oscila entre el 45% y 81'5%, las gravas representan de un 15'5% a 28'5%, en tanto que los finos + arcillas aparecen en una proporción del 23% al 27%.

Los conglomerados tienen como componente principal el cuarzo en un porcentaje del 80%-75% en las muestras estudiadas, existiendo también un 3% de feldespatos K, siendo el resto una matriz de naturaleza sericítica. Las fracciones más abundantes corresponden a arena con un 30%-48%, en tanto que las gravas están en un 20%-30%, siendo el resto fracción limo + arcilla.

La potencia de esta unidad, dentro del marco de la Hoja, no supera los 20 m.

Con relación a la edad, no se ha encontrado ningún dato faunístico que permita una datación precisa de estos sedimentos. Por ello, y en base a las características litológicas y por correlación con depósitos de este tipo en la región, se les considera como de edad Mioceno.

## **1.7 Cuaternario**

Se han diferenciado cartográficamente dos tipos de depósitos cuaternarios de variable entidad: Derrubios de ladera, bien desarrollados en el borde de la sierra paleozoica del ángulo SE de la Hoja y Aluviales de muy escasa representación.

### **1.7.1 Derrubios de ladera (20)**

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos enmascarando, los contactos entre las diferentes unidades cartográficas.

Su composición litológica principal son cantos heterométricos y angulosos de cuarcitas y areniscas englobados en una matriz arcillo-limosa más o menos rojiza.

La potencia es muy variable, no sobrepasando por lo general los 5 m.

### 1.7.2 Aluvial (21)

Dada la escala de trabajo y el tipo de ríos y arroyos existentes, siempre con escasos depósitos, esta unidad se encuentra poco representada en el ámbito de la Hoja. No obstante, cuando existen se presentan con una litología de gravas poligénicas subredondeadas y arenas y limos grisáceos.

## 2 TECTONICA

### 2.1 INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la Hoja corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sido afectadas por un plegamiento anterior supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, localizados en Hojas próximas, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas. Este tipo de fracturas perfectamente visibles en los relieves paleozoicos en Hojas próximas, no son tan claros en la que nos ocupa, probablemente debido al tipo de materiales a los que afecta.

Estas fracturas, subverticales, han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Después, aparece localmente una esquistosidad de crenulación subvertical, que no va asociada a ningún tipo de macroestructuras, que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías, y que ha sido detectada en varios puntos.

Finalmente, aparecen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

### 2.2 PLIEGUES SARDICOS

La existencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha

sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico Inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico; y en la presencia de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección ( $L_1$ ) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales anteriores al Ordovícico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fué efectuado por OEN ING SOEN (1970) en Portugal, concretamente al norte y sur del Sinclinal de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico Sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SW.

Por nuestra parte, hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), al SW de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad ( $S_1$ ) (Km 21'2 de la c.c. Alburquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S. y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica ( $S_1$ ) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aprox. N 35° E.

Por otra parte, dentro del ámbito de la Hoja n° 9-27 (Membrío), situada también al SW, en el PK 10'900 de c.c. Membrío-Alcántara hemos localizado otro pequeño pliegue, "tipo mullions", de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase ( $S_1$ ) de dirección N 154° E con un buzamiento de 65° N, que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona una dirección aproximada NE-SW, con un plano axial subvertical y flancos que buzarian entre 30° NW y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

## **2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS**

### **2.3.1 Pliegues**

Todos los pliegues deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes a escala regional. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los do-

minios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características.

- En el complejo esquistograuváquico del Precámbrico Superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies ( $S_0$ ) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSAY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han seguido a lo largo de toda la Hoja, correspondiendo su estilo al de pliegues similares, con charnelas fuertemente curvas a juzgar por las posiciones de las lineaciones de intersección.

- Fuera del contexto de la presente Hoja, en áreas próximas los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud está entre 0'5 Km. y 1'5 Km. y la longitud de onda entre 1'3 Km. y 3 Km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

En la Hoja que nos ocupa aflora parte del flanco sur del sinclinal que forma la Sierra del Cañaveral, observándose una clara vergencia hacia el NE con ligera inversión de dicho flanco meridional.

### 2.3.2 Esquistosidades

Existen dos tipos bien definidos que corresponden a la esquistosidad de flujo y a la crenulación. La primera de ellas ( $S_1$ ) se encuentra bien desarrollada en todo el Complejo Esquisto-Grauváquico, en tanto que en los materiales paleozoicos a escala regional tienen menor representación y llega a estar ausente en algunos puntos.

Sobre una falsilla de Schmidt, se ha realizado el conteo de 78 polos de ( $S_1$ ), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 136° E y buzamientos próximos a la subverticalidad hacia el SE (Fig. n° 1).

El origen de esta esquistosidad se debe a la 1ª fase de deformación hercínica, siendo subparalela al plano axial de los ejes de los pliegues producidos por dicha fase.

La esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) se ha observado en varios puntos, siempre dentro del C.E.G. Al no haberse visto asociada a estructuras mayores, se supone que su origen es el resultado de un apretamiento relacionado con alguna fase hercínica tardía de poca intensidad.

Finalmente, se han observado micropliegues en los planos de esquistosidad

de 1ª fase ( $S_1$ ) con trazas axiales de dirección N 20°-70° E y charnelas con un plunge mayor de 75° al N ó S.

### 2.3.3 Lineaciones

La intersección de la esquistosidad ( $S_1$ ) con la estratificación origina una lineación ( $L_1$ ) que es paralela a los ejes de los pliegues de la 1ª fase.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 69 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 2), resultando dos máximos bien definidos N 138° E y N 153° E, con buzamientos de 67° S, y 54° S, respectivamente.

Por otra parte, las lineaciones de crenulación ( $L_2$ ) se deben a la intersección del plano de esquistosidad ( $S_2$ ) con el plano anterior al que crenula, por lo general, la esquistosidad de flujo ( $S_1$ ).

HOJA N°. 10-26. GARROVILLAS

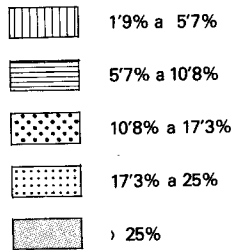
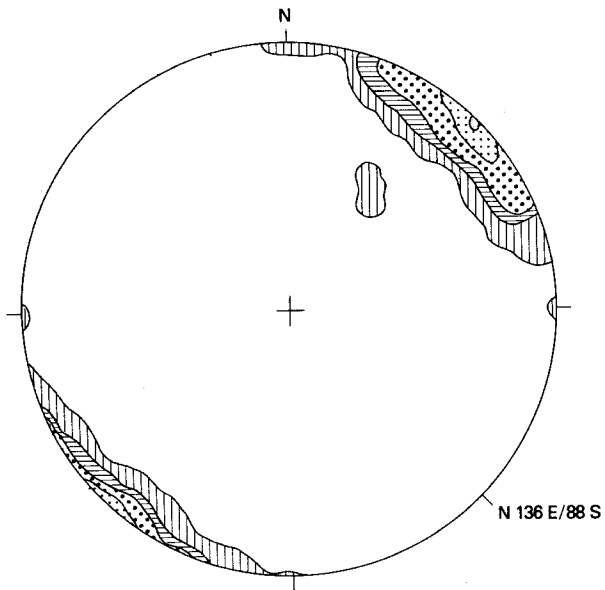


FIGURA N°. 1.- Proyección de 78 polos de esquistosidad primaria  $S_1$ . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).



HOJA N°. 10-26. GARROVILLAS

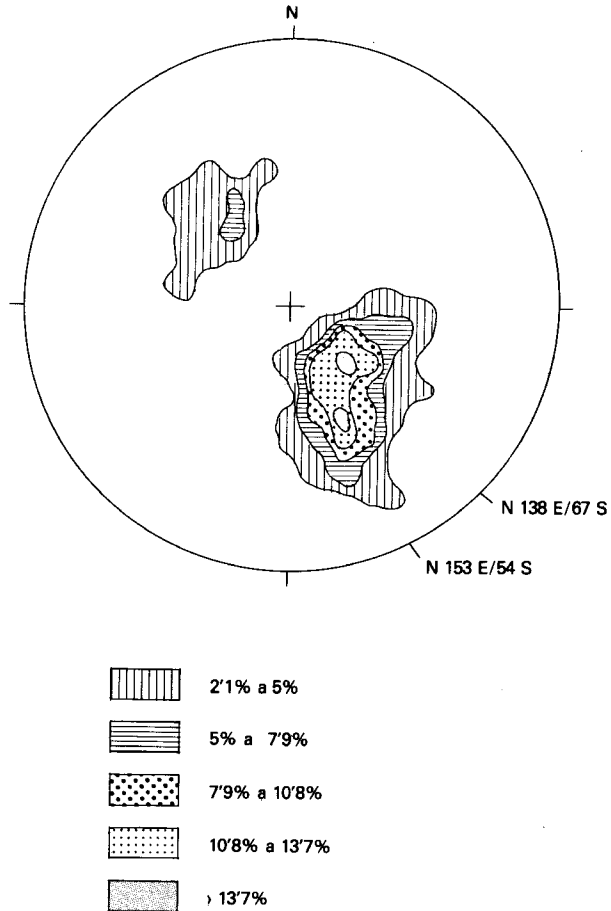


FIGURA N°. 2.- Proyección de 69 polos de la lineación de intersección L<sub>1</sub>. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

### 2.3.4 Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la Hoja:

#### **Paralelas a las estructuras**

Esta familia está poco definida debido, quizás a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, y presenta direcciones comprendidas entre N 140° E y N 160° E, es decir subparalelas a los pliegues lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos, no obstante serán en general algo posterior ya que los cortan oblicuamente en muchos casos.

Del estudio de alguna de estas fracturas dentro de la Sierra de San Pedro (Hoja n° 10-28) se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970) en el norte de Portugal, es decir debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido actuar en varias ocasiones, dando como resultado final movimientos en tijera.

#### **Oblicuas a la estructura**

Se individualiza una familia con direcciones comprendidas entre N 45° E y N 70° E.

Su comportamiento debe ser análogo a las típicas tardihercínicas del resto del Macizo Hespérico; normales con componente de desgarre.

## 2.4 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

En este apartado se reflejan las características estructurales más acusadas, observadas en las rocas graníticas. Estas son las siguientes:

**Fracturas:** La región estudiada se halla surcada por una red intensa de fallas de todos los órdenes, originadas, la mayor parte, por los esfuerzos que dieron lugar a la gran falla de desgarre de Plasencia-Odemira, que se observa magníficamente en la Hoja de Brozas.

En conjunto podemos diferenciar cinco sistemas principales de fracturas:

- 1.- Sistema N 35°-45° E
- 2.- Sistema N 30°-35° W
- 3.- Sistema N-S
- 4.- Sistema E-W
- 5.- Sistema N 70°-75° E

Dentro de cada uno de estos grupos existen fracturas de diversos órdenes.

**Sistema N 35°-45° E.** Es el sistema principal. La falla más importante en este sistema es la de Plasencia, gigantesco accidente de desgarre de más de 400 Km. de longitud, con una componente vertical muy pequeña y componente horizontal superior a los tres kilómetros en gran parte de los puntos. Las características de esta falla levógira y de las fracturas a ella asociadas han sido tratadas extensamente por VALLE DE LERSUNDI (1959), QUESADA (1960) y G. DE FIGUEROLA (1963, 1965). Su dinámica produce amplias zonas cataclásticas en los granitos del vértice SW de la Hoja.

**Sistema N 30°-35° W.** Son sistemas de fracturas de segundo o tercer orden con débil desplazamiento horizontal conjugados del sistema principal N 35°-45° E. El ejemplo más claro de sistema conjugado se encuentra fuera del dominio granítico en la ribera de Fresnedosa al NW de Acehuche.

**Sistema N-S.** En el área estudiada son claramente dextrógiras, llevan asociados cuarzo filoniano y en ocasiones ap litas y producen desplazamientos importantes en los granitos granatíferos.

**Sistema E-W.** Sólo se observa en la cuarzodiorita que aflora en Ceclavín, produce una amplia zona de neisificación que atraviesa el río Alagón.

**Sistema N 70°-75° E.** Cuantitativamente tiene muy poca importancia pero sus efectos son espectaculares en algunos puntos. Es un sistema de desgarre levógiro con desplazamiento muy variable que no guarda relación con la importancia de las fallas. En la Hoja estudiada el río Tajo y parte del curso de la ribera de Fresnedosa están encajados en el plano de una importante falla, correspondiente a este sistema, de más de 15 Km. de longitud.

### **Orientación planos de megacristales**

En muchos estudios referentes a estructuras primarias o secundarias se emplea el término foliación como sinónimo de orientación planar de megacristales. Este concepto introducido por BALK (1937), aunque es apropiado en el estudio de estructuras típicamente magmáticas, puede crear confusión cuando en un plutón existen facies con superficies S claramente tectónicas; por ello preferimos utilizar en esta memoria el concepto de foliación de HARKER (1932). Seguiremos considerando el paralelismo lineal de los megacristales elongados como lineación.

De las rocas graníticas que afloran en el área, todas salvo los microgranitos granatíferos tienen una foliación más o menos marcada que se pone de manifiesto en los datos estructurales de la cartografía.

En conjunto la orientación planar de los megacristales guarda un fuerte paralelismo con los contactos, es por tanto una estructura interna conforme y armónica a escala tectónica según los criterios de CLOOS (1925).

Una de las facies que forman el batolito de Cabeza de Araya es el ortoneis de Garrovillas, reseñado en la cartografía con el nombre de granitos biotítico-moscovítico con megacristales feldespáticos ortoneisificados. Como en este granito tectonizado la historia tectónica ha sido más larga y complicada, la orientación de fenocristales es en parte de ciclo magmático y en parte postmagmática ligada a las zonas de cizalla dúctil y frágil.

### **Lineaciones**

Nos referimos aquí a la orientación preferencial de los ejes mayores de los fenocristales en cualquier tipo de plano. En general, en los lugares donde es posible observarla es subhorizontal y paralela a la elongación del batolito. A parte de esta lineación relacionada con la dinámica del sistema granítico, hay otras lineaciones de planos de cizalla frágil tanto en la zona de Garrovillas como en Mata de Alcántara.

### **Zona de cizallas**

Al hablar de los granitos afectados por estas bandas o zonas de cizalla nos ocuparemos más extensamente de ellos, resaltaremos aquí solamente que en el área de Garrovillas y en la unidad granítica de Mata de Alcántara, es decir en los bordes del batolito los granitos están milonitizados presentando una clara foliación (neisificación) asociada a planos de cizalla dúctil (bandas miloníticas) o frágil. La dirección de los planos de cizalla frágil en los granitos de Garrovillas es paralela a subparalela al contacto al igual que en Mata de Alcántara los planos de cizalla buzan entre 30° y 45° hacia el interior del batolito y las estrías dan magníficos criterios de falla inversa.

### **Diaclasas**

Sin detenernos en consideraciones genéticas dentro del entorno geológico de Cabeza de Araya, según las clasificaciones de CLOOS, en un batolito granítico puede distinguirse tres tipos de fracturas primarias: diaclasas Q (o diaclasas transversales), diaclasas S (o longitudinales) y, por último, diaclasas L (o subhorizontales).

Todos estos tipos pueden encontrarse, a "grosso modo" en el batolito de Cabeza de Araya. Cierto es que la terminología empleada por Cloos encierra ciertos matices que es necesario aclarar. Las diaclasas transversales son tectónicamente

te diaclasas ac y, por lo tanto, han de ser perpendiculares a cualquier estructura lineal. Como la única estructura lineal importante, existente en estos granitos (dejando a parte los ortoneísicos), es la orientación de los megacristales podemos afirmar que el sistema de diaclasas, con direcciones que varían de N 25° E a N 45° E, es un sistema de diaclasas transversales Q, que en ocasiones puede ser algo oblicuo a la dirección de los megacristales.

Las diaclasas longitudinales son casi siempre perpendiculares a este sistema. Estructuralmente hablando han de ser paralelas a la lineación. El sistema, jerárquicamente hablando, más importante dentro de esta clase de diaclasas es el N 40°-60° W.

Los sistemas horizontales, muy abundantes en las facies aplíticas, pueden estar originados por fenómenos de descompresión.

Al lado de estos sistemas principales existen una serie de ellos, con direcciones más variables y de menor longitud, oblicuos a los sistemas Q y L. Si nos atenemos a la lineación como punto de referencia, en conjunto estos sistemas están formados por diaclasas oblicuas o conjugadas QK1, que tienden a presentarse en pares, simétricamente dispuestos según una lineación.

Respecto al significado de los sistemas de diaclasas podemos afirmar que tanto las diaclasas Q como las L han funcionado en algunos momentos de su evolución como sistemas de tensión, en los que se han emplazado diques de aplita y cuarzo. Es sorprendente el paralelismo que existe entre los grandes sistemas de fracturas NE-SW, que afectan al granito de Cabeza de Araya, y el sistema de diaclasas jerárquicamente más importante: las diaclasas Q. Como hemos podido observar componentes de dirección horizontales en muchas de ellas, es seguro que el sistema de diaclasas Q aunque existente o latente en las últimas etapas de distensión granítica (inyección de aplitas con esas direcciones), ha sido acentuado y removilizado en épocas claramente post-hercínicas. Por lo tanto, el sistema Q, a nuestro parecer, es claramente tectónico. Las diaclasas L deben de corresponder también a un sistema removilizado, conjugado del anterior. El sistema N 0°-15° E, que puede incluirse dentro de las diaclasas Q (s.l.), ha funcionado como fracturas con componente horizontal notable y como sistema de tensión. Así nos explicamos como, por ejemplo, en los sistemas de diaclasas N-S de los granitos aplíticos se observan algunas estrías de falla inversa y de rumbo clarísimas, y que en las grandes fracturas con esa dirección se introduzcan potentes diques de cuarzo. Esto es señal de que los grandes sistemas de fracturas conjugados NE-SW y NW-SE han producido, en las áreas en las que estos sistemas no son penetrativos, cizallamientos monoseriales y "gash" de tensión con direcciones próximas a N-S. Estamos, por lo tanto, completamente de acuerdo con el esquema de PARGA (1969) sobre sistemas de fracturas tardi-

hercínicas del macizo hespérico, que concuerdan con nuestras propias observaciones.

En el contexto estrictamente plutónico, los sistemas de diaclasas con planos fuertemente inclinados (sistemas Q y L principalmente) se explican mejor considerándolos como tectodiaclasas originadas durante los procesos de fracturación tardihercínicos, que considerándolas como simples diaclasas de los episodios finimagnéticos.

### **3 PETROLOGIA**

#### **3.1 PETROLOGIA IGNEA**

Los aspectos petrogenéticos de las diferentes unidades graníticas han sido tratadas estensamente por CORRETGE, op-cit. En este apartado nos ocuparemos muy esquemáticamente de la evolución mineralógica de las facies graníticas principales de la Hoja de Garrovillas. Es decir las que constituyen en conjunto más del 90% de los afloramientos y que corresponden a los granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (15).

##### **3.1.1 Características generales**

En la cristalización de estas rocas no existe ninguna anomalía espectacular. En conjunto se caracteriza por una cristalización temprana de circón, apatito, andalucita, cordierita y biotita, seguida por un período de cristalización masiva de plagioclasas, cuarzo y feldespato, y un período póstumo postmagmático en el que se produce albitización, moscovitización y turmalinización. La andalucita y cordierita pueden ser testigos restíticos de anatexia recrystalizados en el baño granítico, especialmente la última.

En muchas rocas (muy especialmente en las facies del sur de Ceclavín y sur del río Tajo) existe una cierta confusión en la apreciación de los períodos de cristalización de cuarzo y feldespato motivado posiblemente por la existencia de dos generaciones de feldespato K, uno subhedral de bajo 2V, y otro porfiroblástico (megacristales) de 2V mayor y en proceso de microclinización, esta última generación, que es la más abundante y en la mayoría de los casos la única, es unas veces posterior y otras anterior al cuarzo II.

En el esquema adjunto deducido mediante observación de relaciones texturales puede observarse la evolución mineralógica de los granitos de megacristales.

## ORDEN DE CRISTALIZACION

Fases ortomagmáticas	Fases postmagmáticas
Circón	_____
Apatito	_____
Andalucita	_____
Biotita	_____
Cordierita	_____
Plagioclasa	An <sub>28</sub> _____ An <sub>5</sub>
Feldespato K	_____
Cuarzo I	_____
Cuarzo II	_____
Moscovita	_____
Cuarzo III	_____
Turmalina	_____
Topacio	_____

### 3.1.1.1 MICROGRANITO GRANATIFERO CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS

En todas las rocas de carácter porfídico hay que tener en cuenta en primer lugar la existencia de dos episodios distintos en la cristalización de dichas rocas:

- a) cristalización de fenocristales
- b) cristalización de mesostasis

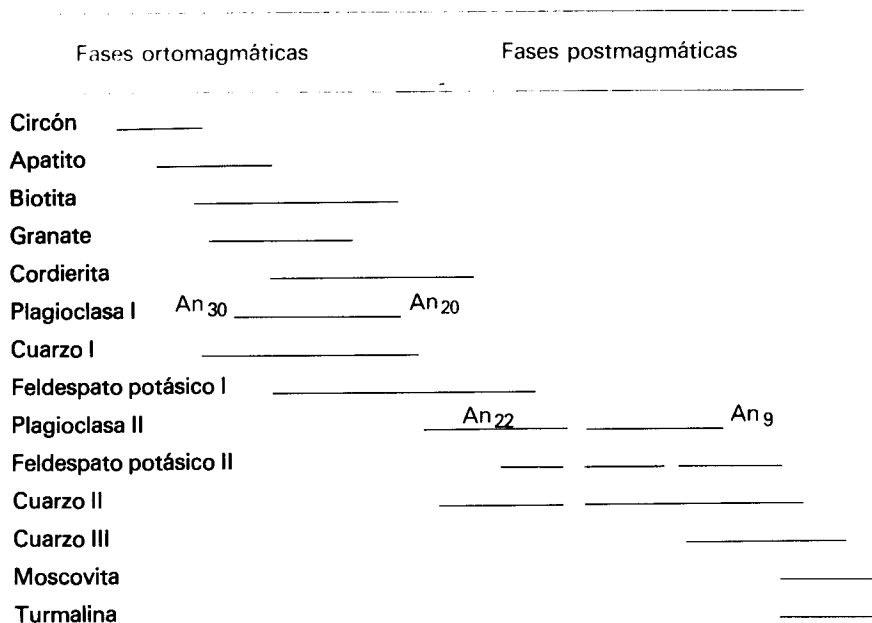
Dichos episodios se suceden sin solución de continuidad, debido principalmente posiblemente a cambios bruscos en las condiciones de presión. A las fases de cristalización ortomagmática hay que añadir una última fase tardía postmagmática en la que adquieren especial interés una serie de cristalizaciones blásticas tales como las de moscovita, feldespato potásico tardío, albita y cuarzo III.

La cristalización en la fase ortomagmática comienza con los minerales accesorios circón y apatito. Aunque existe un cierto solapamiento en la cristalización

de estos dos minerales, es un hecho que la cristalización principal de apatito se ha realizado algo más tarde que la del circón, ya que lo incluyen con cierta frecuencia.

En el esquema adjunto pueden apreciarse de forma esquemática las sucesiones minerales deducidas por las relaciones espaciales entre los minerales de la roca.

### ORDEN DE CRISTALIZACION



La fase ortomagmática se caracteriza por una cristalización muy temprana de cuarzo y feldespato potásico, seguida por un nuevo ciclo de cristalización de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico realizado bajo nuevas condiciones de P y/o T. La cristalización ortomagmática del feldespato potásico parece que no ofrece lugar a dudas, sobre todo en los cristales de mediano tamaño en los que se observa una aureola feldespática repleta de cristalitas de cuarzo II que ha comenzado a cristalizar simultáneamente con las fases finales del feldespato potásico I.

El feldespato potásico ha comenzado a cristalizar algo más tarde que la plagioclasa I, biotita y cuarzo I de alta temperatura, que muchas veces se presentan como inclusiones dentro del mismo. No obstante, en toda esta primera fase de



cristalización principal, la sucesión mineral está extraordinariamente solapada, siendo la biotita relativamente el mineral más precoz y el feidespato potásico el más tardío. La posición paragenética del granate y la cordierita, que probablemente sean minerales restíticos recristalizados, es problemática, ya que es muy raro encontrarlos incluidos en los fenocristales. No obstante, el hecho de englobar apatitos idiomorfos, circones y láminas de biotita idénticas a las del resto de la roca parece indicar un comienzo de cristalización algo posterior. En algunos cristales idiomorfos de granate parece haberse dado una asociación y recristalización simultánea de cuarzo I y granate.

La cordierita ha cristalizado claramente algo más tarde que el granate. Una de las características petrográficas más interesante es la frecuente presencia de cordierita reaccional alrededor de núcleos de granate.

### **3.1.2 Geoquímica**

#### **3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS**

En el cuadro adjunto se recogen las características geoquímicas más representativas de las rocas graníticas de la Hoja de Garrovillas. Los granitos aplíticos se han incluido todos en el mismo grupo dadas las fuertes similitudes geoquímicas entre ellos.

	(1)		(2)		(3)	(4)	(5)	(6)
Nº análisis	5		4		2	1	1	2
%	x	s	x	s	x			x
SiO <sub>2</sub>	73'69	1'47	76'44	0'77	71'72	75'18	69'67	73'36
TiO <sub>2</sub>	0'33	0'06	0'08	0'06	0'54	0'07	0'11	0'37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13'70	0'59	13'21	0'33	14'26	13'07	15'92	13'39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0'15	0'11	0'22	0'09	0'26	0'43	0'12	0'27
FeO	1'82	0'47	0'63	0'13	1'97	0'74	2'62	1'86
MgO	0'39	0'13	0'12	0'09	0'47	0'09	0'81	0'31
MnO	0'03	0'01	0'02	0'01	0'02	0'02	0'06	0'03
CaO	0'66	0'14	0'43	0'12	1'13	0'52	2'49	1'11
Na <sub>2</sub> O	3'27	0'18	3'92	0'36	3'81	3'81	4'28	3'63
K <sub>2</sub> O	4'55	0'10	4'02	0'25	4'91	4'08	2'77	4'70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0'24	0'02	0'24	0'08	0'22	0'30	0'25	0'24
M.V.	0'88	0'27	0'50	0'20	0'31	0'88	1'11	0'42
TOTAL	99'76		99'73		99'69	99'89	99'31	99'77
ppm								
Li	134	46	130	21	98	71	76	159
Rb	265	44	370	105	227	260	151	266
Sr	42	12	27	20	62	28	92	60
Ba	914	364	597	325	859	217	1.051	645

- (1) Granitos biotíticos-moscovíticos con megacrístales feldespáticos
- (2) Granitos aplíticos y diques de aplita
- (3) Microgranitos granatíferos con megacrístales feldespáticos
- (4) Granitos tectonizados de grano grueso a medio de dos micas (Facies de Mata de Alcántara)
- (5) Tonalitas biotíticas
- (6) Granitos ortoneósicos de Garrovillas

Para establecer tipos de quimismo hemos preferido comparaciones con los tipos de magmas de NIGGLI, con la única intención de reflejar de una manera rápida el quimismo de la roca. No significa esto que los "magmas tipo" guarden un paralelismo exacto con las series petrográficas reales. Si consideramos la división de las series magmáticas propuesta por BURRI y NIGGLI (1945), en series calcoalcalinas, series sódicas y series potásicas, de una forma aproximada los granitos estudiados, salvo las tonalitas biotíticas y los granitos ortoneísicos de Garrovillas pertenecerían a las series sódicas, dado el valor tan extraordinariamente bajo del parámetro "c", que refleja la cantidad de calcio en las rocas y que se traduce en plagioclasas teóricas inferiores a  $An_{10}$ . No obstante, los restantes parámetros son más propios de series calcoalcalinas, concretamente a magmas trondjemíticos pobres en calcio.

Como todos los granitos estudiados son de dos micas, con valores de "al" muy superiores a la suma de "alk" + "c", no pueden compararse con ninguno de los tipos normales de Niggli. En conjunto podían designarse como magmas "al" trondjemíticos y "al" graníticos.

Los elementos trazas testimonian igualmente que estos granitos están muy evolucionados geoquímicamente a través de procesos de cristalización fraccionada y ulteriores transformaciones tardimagmáticas.

## 3.2 PETROLOGIA METAMORFICA

Los tipos de metamorfismo pueden distinguirse en la Hoja de Garrovillas. Las rocas afectadas por ambos son de naturaleza, en general, pelítica mucho más abundantes que las grauvacas en el área de estudio.

### 3.2.1 Metamorfismo regional

Es siempre de bajo grado: tiene asociaciones muy constantes de cuarzo + clorita + moscovita ± albita en cualquier tipo de litología. Las asociaciones son, por tanto, de bajo grado típicas de las facies de esquistos verdes.

#### 3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

En el área estudiada sólo se observa una esquistosidad con importancia regional, a ésta  $S_1$  se superpone en ocasiones una crenulación de carácter más local ligada, en muchos casos a los batolitos graníticos.

Con respecto a la  $S_1$  podemos afirmar que los minerales de bajo grado moscovita y clorita recrystalizan en los planos de esquistosidad y en las zonas de charnela atraviesan totalmente a la estratificación, son por tanto minerales sinci-

nemáticos contemporáneos con la deformación regional que genera la esquistosidad  $S_1$ .

En algunas preparaciones llega a observarse de forma muy esporádica en las grauvacas algunos fragmentos de rocas con esquistosidad muy débilmente desarrollada, estos son los únicos testimonios de una fase prehercínica con metamorfismo de bajo grado asociado. Las micas dobladas por  $S_1$  no pueden tomarse seriamente en consideración dada su probable procedencia detrítica.

Con respecto a las crenulaciones diremos que, dado el carácter sincinemático del metamorfismo regional, que como hemos dicho está asociado con la esquistosidad principal  $S_1$ , todos los filosilicatos están plegados por dichas crenulaciones demostrándose así el carácter postmetamórfico de las mismas.

### 3.2.2 Metamorfismo de contacto

Todos los plutones que afloran en el área producen un metamorfismo de contacto cuyas paragénesis se superponen en general a las del metamorfismo regional. Los tipos de asociaciones minerales encontrados son los siguientes:

1° Cuarzo + biotita + moscovita

Cuarzo + clorita + sericita + biotita

2° Cuarzo + biotita + moscovita + plagioclasa + andalucita

Cuarzo + biotita + moscovita + plagioclasa + cordierita + andalucita

3° Cuarzo + biotita + moscovita + cordierita + feldespato potásico

En las rocas con el tercer tipo de asociación, la moscovita suele ser tardía y pone en evidencia la existencia de una acción neumatolítico-hidrotermal en la etapa de enfriamiento de las masas graníticas.

#### 3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION

El metamorfismo de contacto producido por la unidad granítica de Zarza la Mayor-Ceclavín y por gran parte del batolito de Cabeza de Araya es claramente post-fase I (post esquistosidad  $S_1$ ) ya que los metablastos metamórficos engloban a una esquistosidad ya formada.

El metamorfismo de contacto en el área de Garrovillas presenta unas características algo diferentes; en dicha área el metamorfismo está ligado a la zona orto-neísica fuertemente cizallada. Los porfidoblastos de cordierita engloban a la esquistosidad  $S_1$  pero están también algo aplastados por ella. Este fenómeno sugiere que hay una fase de cizalla tardicinemática a postcinemática posterior a la primera fase de deformación.

El metamorfismo de contacto en torno al batolito de Mata de Alcántara es de interpretación algo más problemática. Los porfidoblastos de biotita han cristalizado miméticamente y más tarde han sufrido una deformación intensa microcrenulándose. Como puede observarse en el mapa la esquistosidad regional  $S_1$  en torno a la Unidad de Brozas-Mata de Alcántara es parcialmente transgresiva, por tanto el emplazamiento de dicho batolito es posiblemente pre a sincinemático con la primera deformación.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía la serie paleozoica está representada únicamente por las cuarcitas armoricanas del Ordovícico Inferior que a su vez pertenecen a la estructura del Sinclinal de Cañaveral (SCHMIDT 1957).

No obstante y para una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, hasta que se produjo la intrusión granítica del batolito de Cabeza Araya, a la que pertenecen las rocas ígneas de esta Hoja, se ha creído oportuno añadir las características sedimentarias de la serie paleozoica estudiada por SCHMIDT (1957) en su tesis doctoral y las establecidas por MARTIN HERRERO, BASCONES y CORRETEGE (1980) (Hoja nº 10-28 Arroyo de la Luz) y TENA DAVILA RUIZ y CORRETEGE (1980) (Hoja nº 11-28 Cáceres).

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de una potente serie detrítica con algunas intercalaciones volcánicas. Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto-Grauváquico.

La deposición de estos materiales flychoides, con características propias de turbiditas, se efectuaría sobre una corteza sílica precámbrica erosionada, y seguramente durante una fase distensiva (VEGAS et al. 1977).

Sobre el Complejo E.G. se habría depositado una serie detrítica y carbonatada de edad Cámbrico Inferior y Medio, que se encuentra bien representada en otras áreas de la zona Centro Ibérica y Ossa Morena. (JULIVERT et al. 1974). Esta serie cámbrica no aparece en nuestra zona de estudio por efecto de la fase Sárdica, que se produciría después del Cámbrico Medio caracterizada en la Hoja por suaves pliegues de dirección NE-SW y acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976) la discordancia Sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc Inferior.

A partir del Ordovícico Inferior y más exactamente al menos desde el Skida-wiense, se instalan unas condiciones netamente marinas que van a sufrir pocas variaciones durante el Ordovícico, depositándose cuarcitas, areniscas y pizarras más o menos arenosas, que indican aguas poco profundas (depósitos de plata-

forma) como lo prueba el hecho de encontrar abundantes huellas de reptación y perforantes.

La intercalación en toda la serie de niveles cuarcíticos muy continuos a escala regional serían la respuesta a pulsaciones más o menos periódicas.

Durante el Silúrico se mantiene sin variaciones apreciables el ambiente de sedimentación. Únicamente se observa un aumento en la profundidad de la cuenca al inicio de este sistema, donde se depositan pizarras ampelíticas con fauna de graptolites (Hoja n° 11-28 Cáceres).

La serie detrítica continúa en el Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que origina los distintos tramos pizarrosos y/o cuarcíticos. Es en estos términos donde se encuentran mejor desarrolladas las estructuras sedimentarias, tanto orgánicas como inorgánicas que indican el carácter poco profundo en que se depositaron estos sedimentos. Prácticamente en el techo de la serie aparecen las primeras intercalaciones de rocas subvolcánicas que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero Inferior (Tournaisiense) con la presencia de abundantes tobas, coladas y diques tanto en la presente Hoja como a escala regional.

Seguidamente, la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad, depositándose calizas con fauna de Crinoideos en un ambiente arrecifal. A continuación la cuenca vuelve a adquirir mayores profundidades, dando lugar a depósitos pizarrosos de características distales.

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero Inferior, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

Con posterioridad, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión del batolito de Cabeza de Araya que producen un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Hoja de Cáceres 11-28).

A partir del Carbonífero, el área se encuentra emergida y la posible sedimentación en cuencas continentales restringidas será desmantelada por sucesivas etapas erosivas, que culminarán ya en el Terciario y Cuaternario con el arrasamiento de los materiales precámbricos, dando lugar a la formación de la penillanura, así como a la sedimentación de depósitos, arcósicos, que posteriormente van a ser parcialmente desmantelados, a la vez que se encaja la red hidrográfica actual.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA

Los datos mineros que seguidamente se exponen, han sido aportados por D. Pablo Gumiel de la División de Minería del Instituto Geológico y Minero de España.

Actualmente no existe ninguna mina en activo en esta Hoja, no obstante, tuvieron considerable importancia las explotaciones para wolframio de Garrovillas. Hay que mencionar las minas Villasbuenas, Los Pavos, Matasanos y Floriania. La explotación se llevó a cabo mediante socavones, zanjas y trincheras, siguiendo la dirección de los filones principales.

El conjunto de las minas citadas constituye haces filonianos de dirección principal muy norteada entre N 160°-170° E situados principalmente en el endocontacto, es decir en el granito porfídico de la facies de borde del batolito de Garrovillas, y en el exocontacto en las facies de pizarras y grauvacas del Complejo Esquisto-Grauváquico, en las que se observan intensos rasgos de metamorfismo de contacto.

Además del sistema filoniano principal, existe otro de menor importancia de dirección cercana a la E-W.

La extensión del campo filoniano de Garrovillas puede alcanzar los 4 kilómetros.

La mineralización está constituida por wolframita, casiterita, pirita, calcopirita y turmalina en ganga de cuarzo.

Las características del campo filoniano de Garrovillas, su situación peribatolítica, la morfología y disposición de la mineralización así como su paragénesis y alteraciones de las rocas encajantes permiten encuadrar dicho indicio como perteneciente al tipo I; "Mineralizaciones filonianas peribatolíticas y diques pegmoaplíticos" de GUMIEL (1980).

### 5.2 CANTERAS

No existen explotaciones para uso industrial de cierta entidad en el ámbito de la presente Hoja. No obstante, con carácter local, se localizan canteras abiertas en zonas graníticas para uso como áridos o como materiales de construcción rústica.

También existen cierto número de explotaciones de carácter muy local y esporádico, en materiales del C.E.G. para su uso como áridos.

### 5.3 HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica, se encuentra formada por numerosos arroyos que vierten sus aguas al río Tajo que discurre por todo el ámbito de la Hoja con una dirección E-W.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir tres tipos de materiales de comportamiento diferente:

- a) Materiales precámbricos del C.E.G. con permeabilidad baja o nula tanto primaria como por fracturación, ya que, aunque ésta puede ser importante, suele presentarse sellada.

En consecuencia, a parte de las fuentes existentes, siempre de escaso caudal, no será posible en principio, alumbrar aguas subterráneas por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de agua, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguadas o regatos.

- b) Materiales graníticos. Es en estos materiales donde se encuentran las mayores posibilidades de alumbrar aguas subterráneas debido, sobre todo, a que la alteración y disgregación del granito en amplias zonas, llega a ser muy importante. Este hecho, que produce una porosidad relativamente alta, unido al grado de fracturación y diaclasado existente, hace que con pozos bien diseñados puedan conseguirse caudales aceptables en zonas preferentes.
- c) Depósitos detríticos terciarios. Son en estos depósitos situados en el ángulo NE de la Hoja, donde en principio, podrían obtenerse caudales de mayor interés debido a la naturaleza y potencia de estos sedimentos que incluyen paquetes arenosos y areniscos susceptibles de constituir acuíferos.

### 6 BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M. (1963).- "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". **Bol. R. Soc. Española Hist. Natur.** (G). 61 247-262.

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973).- Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. (Galicia Central, Zamora y Salamanca). **Separata de Stvdia Geológica VI** págs. 29-48.

ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951).- "Hoja nº 701 (Valencia de Alcántara)". **Inst. Geol. Min. de España**. E.: 1/50.000.



- ALLING, H.L. (1938).- "Plutonic perthites". *Jour. Geol.*, 46, p.p. 142-165.
- ARRIBAS, A. (1963).- Mineralogía y Metalogena de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Albuquerque). **Separata de Notas y Comun. de Inst. Geol. y Minero de España**. Num 70 (p.p. 5-23).
- ARRIBAS, A. (1975).- "Carácteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio" *Stvdia Geológica t-IX* (7-63).
- BALK, R. (1937).- "Structural behavior of igneous rocks". *Geol. Soc. América*, Mem. 5, 177 p.
- BARD, J.P. (1966).- "Quelques precisions sur la litologie du silurien de la region d'Aracena (Huelva-Espagne)". *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, nº 83, p.p. 93-98.
- BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R. y MATTE, Ph. (1971).- "La estructura de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins". **Histoire structurale du golfe de Gascogne**. Tome 1.
- BARD, J.P. CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973) "Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen". *Nature Physical Science*. V. 241. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978). Mapa geológico de España. E.: 1/50.000 2ª Serie. Hoja nº 674-675 (7-27/8-27). Sever-Santiago de Alcántara. **IGME**.
- BASCONES ALVIRA, L., MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980).- Mapa geológico de España. E.: 1/50.000 2ª Serie. Hoja nº 676 (9-27) Membrío. **IGME**.
- BEA, F. (1976).- Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. **Separata de Stvdia Geológica XI** págs. 25-73. Salamanca.
- BOCHMANN, H.G. (1956).- Stratigraphie und tektonik im Bereich von Cáceres und der ostlichen Sierra de S. Pedro (Spanien). **Tesis Doctoral, Univ. Münster**.
- BOUMA, A.H. (1962).- "Sedimentology of zone flysch deposits". Elsevin, Amsterdam. 168·p.p.
- BOUYX, E. (1962).- La edad de los esquistos de la Alcudia.- **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Min. de España**. nº 66 (p.p. 197-200).

BOUYX, E. (1964).- Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional). **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España**, nº 76 (p.p. 249-254).

BOUYX, E. (1970).- "Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real at Badajoz)". **Mem. del Inst. Geol. y Min. de España**.

BURRI, C. y NIGGLI, P. (1945).- "Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I". **Publ. herausgeg. v.d. Stiftung. "Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender"**. Zurich.

CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R.; (1971).- Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del este de la Prov. de Cáceres. **Bol. Geol. y Min.** t. 82. Fasc. 2.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).- Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. **Bol. Soc. Geol. Portugal.** 8, p. 193-206.

CLOOS, H. (1925).- "Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik)", **Gebrüder Borntraeger**, Berlin.

COTELO NEIVA, J.M. y LIMPO DE FARIA, F. (1955).- "Granitos do afloramento de Castelo Branco. Idanha a Nova e Gardunha" **Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal-Lisboa.** XXXVI, 53-66.

CORRETGE, L.G. (1969).- Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza La Mayor (Cáceres) y su importancia petrogenética. **Acta Geol. Hisp.** 4, 119-123.

CORRETGE, L.G. (1970).- Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres España). El microgranito granatífero cordierítico con megacrístales feldespáticos.- **Studia Geológica** III, 43-65.

CORRETGE, L.G. (1971).- Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis doctoral. U. de Salamanca.

CORRETGE, L.G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971).- "Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)". **I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica.** Tomo I - Sección I (Geología). E-1-17.

CORRETGE, L.G. y MARTINEZ, F.J. (1978).- Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides. Aplicación a los batolitos hercínicos del

Centro-Oeste de la Meseta Ibérica. **Sem. de Estud. Cerámicos de Sargadelos**, 27, 113-134.

CORRETGE, L.G.; SUAREZ, O. y LLANA, R. (1981).- Variaciones Petrográficas y Geoquímicas en Plutones Graníticos: Zonación y Criptozonación en Batolitos Epizonales. **Cuad. del Lab. Xeol. de Laxe (Sada-Coruña)**, nº 2, 11-31.

DAMBERRY, C. (1844).- "On the Phosphorite of Extremadura". **Quart. Journ. Geol. Soc.**, T. II. Londres.

EGOZCUE D.J. y MALLADA D.L. (1876).- "Memoria Geológico-Minera de la Provincia de Cáceres. **Imprenta de Manuel Tello**. Madrid.

FLOOR, P. (1970).- "Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire" **Bol. Geol. Min.** TLXXXI-II-III p. 245-248.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963).- "El dique diabásico del norte de Extremadura". **Notas y Coms. Instit. Geol. de España**. nº 69 (p.p. 43-78).

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965).- "La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)". **Notas y Coms. Instit. Geol. y Min. de España** nº 77 (129-164).

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970).- "La existencia de pliegues en el complejo esquistos-grauváquico de la provincia de Salamanca" **Acta Geológica Hispanica**, T.V. pág. 105-108.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971).- "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros". **Separata de Studia Geológica**, II, pag. 45-56.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.G.; BEA, F. (1974).- El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos. **Boletín Geológico y Minero**. T. LXXXV-III.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.G. y SUAREZ, O. (1971).- Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza La Mayor (prov. de Cáceres). **Bol. Geol. Min.**, 82, 217-233.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y UGIDOS MEANA, J.M. (1971).- "Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)". **I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica**. Tomo I - Sección 1 (Geología). E-1-18.

GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977).- "El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España)". **Faixa Piritosa Ibérica**. Lisboa 1977.

GONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971).- "Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização" **I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica**. Tomo II. Sección 4 - Investigación Minera. P-4-23.

GUMIEL, P. (1980).- "Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadure (Espagne)" **Chonique Recher. Miniér.** (in litt).

GUMIEL, P. y SAAVEDRA, J. (1976).- Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de "San Antonio" Alburquerque (Badajoz). **Studia Geológica X**, p. 61-93.

GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres". **Est. Geol.** vol. XXVII, p.p. 177-78.

HAMMANN, W. (1974).- Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spaen. **Senckenbergiera lethaea**, 55 (1-5), pág. 1-151, 42 figs-texto, 2 tablas, 12 lám. Frankfurt am Mein.

HAMMANN, W. y HENRY, J.L. (1978).- Quelques speas de **Calymenella**, **Eohomalonotus** et **Kerforrella** (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique. **Senckenbergiera lethaea**, 59 (4-6), págs. 401-429. Frankfurt am Mein.

HARKER, A. (1932).- "Metamorphism". Ed. **Methuen**, London.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1933).- "Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura". **Pub. Inst. Reforma Agraria**. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1934).- "Síntesis fisiográfica y geológica de España". **Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.** n° 38.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).- "Las sierras centrales de la Extremadura" **Las ciencias** año IV, n° 2. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1954).- "Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura" **Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural**. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, p.p. 387-413. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1958).- Datos Geotectónicos de la Extremadura Central. **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España.** II Trimestre nº 50 (p.p. 329-344).

HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).- "Memoria de la hoja nº 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000. **I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica.** Tomo I Sección 1 (Geología). E-1-22.

I.G.M.E. (1971).- **Mapa Geológico E.: 1/200.000** nº 50. Valencia de Alcántara.

I.G.M.E. (1971).- **Mapa Geológico E.: 1/200.000** nº 51. Cáceres.

I.G.M.E. (1975).- **Mapa Geotécnico General. E.: 1/200.000** núms. 50-51. Valencia de Alcántara-Cáceres.

I.G.M.E. (1979).- **Proyecto de Investigación Geológico-Minera de la zona de Malpartida de Cáceres.**

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E.: 1/1.000.000. **Servicio Publicaciones IGME.**

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974).- "Nuevos datos sobre el ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)". **Separata de Breviaria Geológica Asturica,** Año XVIII. Oviedo nº 4 pág. 57.

KELCH (1957).- Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien). **Munster** 1977.

LAVES, F. y SOLDATOS, K. (1963).- "Die Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genetische Dentung" **2. Krist;** 129, 69-102.

LOTZE, F. (1954).- "Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta" **Geotekt. Forsch,** 6, 78-92.

LOTZE, F. (1960).- "El precámbrico de España". **Notas y Com. Inst. Geol. y Min.** nº 60. Pág. 227-240.

LOTZE, F. (1969).- El Cámbrico de España. 1ª parte, **I.G.M.E.**

MARTIN ESCORZA, C. (1976).- "Las capas de transición, Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas". **Estudios geol.,** 32, 591-613.

MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978).- Mapa Geológico de España, E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. **I.G.M.E.**

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 703 (10-28). Arroyo de la Luz. **I.G.M.E.**

MATHIAS (1952).- "An unusual cordierite-rock from Upington Cape Province". **Mineral Mag.**, 29, 936-945.

MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975).- Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain. **C.R. Acad. Sc. Paris. t. 280** (30 Junio, 1975).

MENDES, F. (1967-68).- Theses - 1ª T. Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. **Bol. Mus. e Labor. Min. e Geol. de Fta. de Ciencias**. Vol. 11º. Fasc. 1º.

MIYASHIRO, A. (1975).- "Classification, characteristics and origin of ophiolites". **Journal of Geology**, 83, 249-281.

MONTEIRO PENHA (1973).- Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio. Tesis doctoral Universidad de Salamanca.

MOODY, J.D. y HILL, J.M. (1956).- "Wrench Faults Tectonics". **Bull. of the Geological Soc. of Amer.** Vol. 67.

M.O.P.U. (1978).- **Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gaulija y Alburreal)**. Cáceres.

MORENO, F. (1975).- "Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. **Separata de Estudios Geológicos**, vol. XXXI, p.p. 249-260. Agosto 1975.

MORENO SERRANO, F. (1975).- "Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa". **Boletín Geológico y Minero**, T. LXXXV-IV (396-400). Geología.

MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976).- "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". **Breviora Geol. Astúrica**. Año XX, nº 1. OVIEDO.

OEN ING. SOEN (1970).- "Granite intrusion Folding and Metamorphism in Central northern Portugal". **Bol. Geol. Esp.** 1970/6 T. 81, nº 2.

- OMALTUS (1835).- "Phenomenes geogeniques qui sont produit le relief. du Huns drück et de L'Extremadure". **Bull. Soc. Geol. France**, T. VI. Paris.
- PARGA, J.R. (1969).- Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. **Trabajos del Lab. de Lage**. n° 37. p. 1-15.
- PARGA, J.R. (1971).- "Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico". **Trabajos del Lab. Geol. de Lage**. n° 40. **Bol. Geol. y Min.**, t. 82, fasc. III y IV págs. 234-238.
- PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1971).- "El Precámbrico en el cinturón hercénico de la Península Ibérica". **Separata Real Sociedad Española de Historia Natural**. Volumen extraordinario del primer centenario. Tomo I (1871-1971).
- PEREZ REGODON y SOS BAYNAT (1963).- "Hoja geológica de Cañaveral". **Inst. Geol. y Min.** Hoja n° 650.
- QUESADA GARCIA, A. (1960).- "Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica". **Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España**. n° 58, 163-182.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955).- "El sinclinal del Guadarranque" (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. **Estudios Geológicos**, núms. 27 y 28 (Tomo XI).
- RAMSAY, J.G. (1967).- "Folding and Fracturing of rocks". **McGraw-Hill**, New York, n° 4, 568 p.
- ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941).- Mapa Geológico E.: 1/50.000. Hoja n° 702 S. Vicente de Alcántara. **I.G.M.E.**
- SCHMIDT TOME, P. (1950).- "Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central". (Prov. de Salamanca y Cáceres). **Public. extranjeras sobre Geología de España**. t. v. Madrid.
- SCHMIDT, H.J. (1957).- Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien). **Munster Junio 1977**.
- SCHOTT, J.J., MONTIGNY, R. y THVIZAT, R. (1981).- "Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic" **Earth and Planetary Science Letters**, 53, 457-470.
- SOS BAYNAT, V. (1958).- La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. **Separata de Notas y Comun. del Instituto Geol. y Minero de España**. II Trimestre, n° 50 (p.p. 195-233).
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969).- "El Devónico en Portugal". **Bol. R. Sc. Esp.** H.N.Y. 67, n° 2. Reseña de H.P. 1969.

TEMPLADO, D. y ALVARADO, A. (1946).- Mapa Geológico Nacional. E.: 1/50.000. Hoja nº 703 (Arroyo de la Luz). I.G.M.E.

TENA-DAVILA RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980).- Mapa Geológico de España. E.: 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 704 (11-28) Cáceres. I.G.M.E.

THADEU, O. (1957).- "Geología e jazijos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa" **Boll. Soc. Geol de Portugal**. IX. 1-44.

TORRE DE ASUNÇÃO, C. (1969).- "Sur la pétrographie du Compexe schistes et gravacoos ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)". **Separata do Tomo LII das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal**.

UGIDOS, J.M. (1976).- "Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Bejar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)". **Separata de Stvdia Geológica**, X, pág. 31-43. Salamanca, 1976.

VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).- "Sobre la posible existencia de una importante falla en el SW de la Península". **Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España**. nº 56, p.p. 103.

VEGAS, R. (1970).- "Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres". **Est. Geológ.** Vol. XXVI, p.p. 225-231, nº 3.

VEGAS, R. (1971).- "Precisiones sobre el cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuñia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz". **Est. Geol.** Vol. XXVII, p.p. 419-425. Octubre 1971.

VEGAS, R. (1971).- Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española). **Bol. Geol. Min. de Esp.** T. 82 p. 351-358.

VEGAS, R. (1974).- Repartición de las series anteordovícicas del S.O. de España. **Bol. Geol. y Minero**. Tomo 85 (2). Págs. 157-170.

VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977).- Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras serie "pre-arening" de España Central. **Stvdia Geológica**. XII p. 207-215.

WEIBEL, M. (1955).- "Zur Lagerstättenkunde Westpaniens. Überblick über die Petrographie und mineralogische Beschreibung der Lagerstätten Zentral-Extremadures". **Heidelbg. Beitr. Min. Petr.**, 4, p.p. 379-411.





INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA