



IGME

678

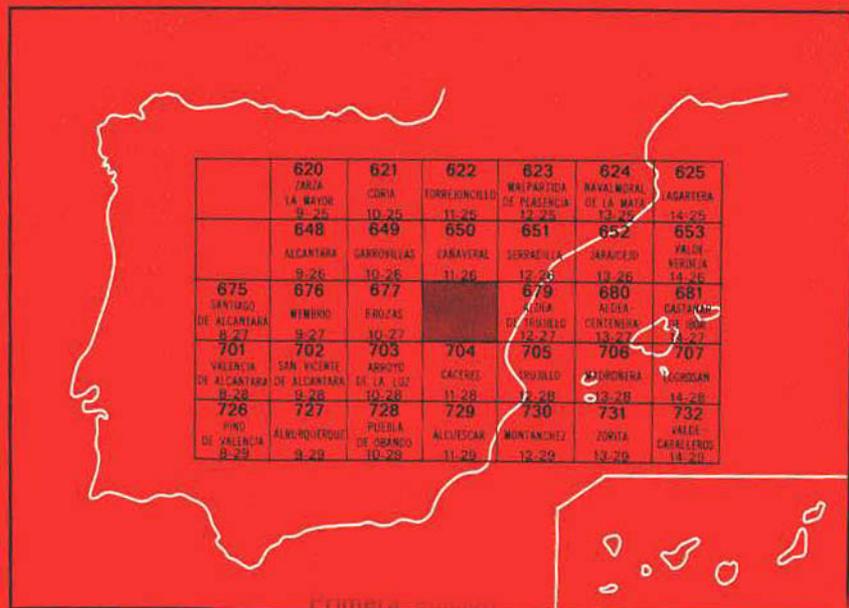
11-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASAR DE CACERES

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**CASAR DE
CACERES**

**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:

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

Colaboraciones:

- DIEZ BALDA, M^a 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^a.

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-3.850-1984

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

INDICE

	Páginas
0 INTRODUCCION	5
1 ESTRATIGRAFIA	6
1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR	7
1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (8)	7
1.2 PALEOZOICO	9
1.2.1 Ordovícico Inferior	9
1.2.1.1 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (11)	9
1.3 ROCAS PLUTONICAS	9
1.3.1 Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (7)	10
1.3.2 Granitos de grano grueso y leucogranitos (6)	14
1.3.3 Granitos de feldespatos alcalinos aplíticos de la Zafri- lla del Casar (5)	16
1.3.4 Granitos aplíticos (4)	18
1.3.5 Aplitas. Facies marginales (3)	18
1.4 ROCAS FILONIANAS	18
1.4.1 Aplitas (2)	18
1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO	19
1.5.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubia- nitas (1)	19
1.6 Terciario	20
1.6.1 Mioceno	20
1.6.1.1 ARCOSAS Y ARCILLAS (12)	20
1.7 Terciario-Cuaternario	20
1.7.1 Raña (13)	20
1.8 CUATERNARIO	21
1.8.1 Eluvial (14)	21
1.8.2 Aluvial (15)	21
1.8.3 Derrubios de ladera (16)	21

2 TECTONICA	22
2.1 INTRODUCCION	22
2.2 PLIEGUES SARDICOS	22
2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS	23
2.3.1 Pliegues	23
2.3.2 Esquistosidades	24
2.3.3 Lineaciones	24
2.3.4 Fracturas	27
2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS	27
3 PETROLOGIA	28
3.1 PETROLOGIA IGNEA	28
3.1.1 Características generales	28
3.1.1.1 FACIES DE DIFERENCIACION DE CABEZA DE ARAYA	28
3.1.2 Geoquímica	29
3.2 PETROLOGIA METAMORFICA	31
3.2.1 Metamorfismo regional	31
3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION	31
3.2.2 Metamorfismo de contacto	32
3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION	32
4 HISTORIA GEOLOGICA	32
5 GEOLOGIA ECONOMICA	34
5.1 MINERIA	34
5.2 CANTERAS	34
5.3 HIDROGEOLOGIA	35
6 BIBLIOGRAFIA	36

0 INTRODUCCION

La Hoja de Casar de Cáceres (11-27) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Cáceres, siendo su rasgo geográfico más representativo el río Almonte que en la actualidad forma parte del embalse de Alcántara, y que atraviesa la Hoja con direcciones E-W y NW-SE, ésta última en la zona occidental.

La geología se encuadra dentro del Macizo Hespérico y más concretamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT et al 1974).

Geomorfológicamente se subdivide en dos áreas con características propias. Una de ellas ocupada por sedimentos precámbricos, forma una extensa penillanura donde se encaja la red hidrográfica actual en la que destacan, entre otros, los ríos Almonte, Tamuja y Guadiloba, pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Tajo. Dentro de esta zona hay que destacar la existencia de depósitos Neógenos, que se disponen de forma diseminada por toda la Hoja, pero principalmente en el ángulo NE, dando formas de cerros o altiplanicies subhorizontales.

La segunda zona, que se sitúa en el tercio más occidental de la Hoja, está ocupada por rocas graníticas con una morfología alomada que se eleva suavemente sobre la penillanura precámbrica.

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza por estar ocupada en más del 70% de su superficie por sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico formado por grauvacas y esquistos donde se individualizan ocasionalmente finos niveles conglomeráticos con escasa continuidad lateral.

El resto de la Hoja, ocupada por rocas graníticas donde se han distinguido hasta cinco facies diferentes, forma parte del extremo suroriental del Batolito de Cabeza de Araya.

Finalmente, hay que mencionar los sedimentos neógenos, que se concentran principalmente en el ángulo NE de la Hoja en los que se pueden distinguir una unidad inferior arenosa y una superior tipo "raña", y un pequeño afloramiento de cuarcitas del Ordovícico inferior (Cuarcita armoricana) situado al sur de la Hoja y que forma parte del cierre periclinal del sinclinal de Cáceres.

Tectónicamente, y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NW-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 oblicuas a las estructuras de 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.

Como antecedentes geológicos y en lo que se refiere a las áreas graníticas, cabe mencionar los trabajos de EGOZCUE y MALLADA (1876), CORRETGE, L.G. y FIGUEROLA, L.C. (1971) y CORRETGE, L.G. (1971). Para las áreas precámbricas y paleozoicas se han tenido en cuenta, entre otros, los trabajos realizados por LOTZE (1946-1966), KELCH (1957), BOCHMANN (1956), SCHMIDT (1957), BOUYX (1970), SOS BAYNAT (1977) y VEGAS, ROIZ y MORENO (1977).

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Casar de Cáceres (11-27) está ocupada, en su mayor parte, por sedimentos anteordovícicos que en la zona occidental han sufrido un metamorfismo de contacto por la intrusión del batolito granítico de Cabeza Araya, cuyo extremo suroriental queda dentro del marco de la presente Hoja.

Los depósitos paleozoicos se limitan a un pequeño afloramiento de cuarcitas del Ordovícico Inferior situado al sur de la Hoja y perteneciente al extremo suroccidental del sinclinal de Cáceres.

Por último, existen restos de sedimentos neógenos concentrados principalmente en el extremo nororiental de la Hoja donde se han diferenciado dos unidades: una inferior arenosa y otra superior tipo raña.

Los depósitos cuaternarios tienen escasa entidad distinguiéndose aluviales, eluviales y derrubios de ladera.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (8)

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

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 blasto-psamítica 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 y limo, según las bandas y una matriz limo-arcillosa muy abundante con un clivaje algo grosero que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).
- Filitas 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 y sericita recristalizada durante la esquistogénesis.
- Metagrauvacas verdosas con textura esquistosa granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasas que llevan a su vez 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 del 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.
- También se han clasificado, aunque en menor proporción cuarzofilitas, metacuarcitas algo feldespáticas y metalimolitas.

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 pequeño afloramiento del Ordovícico Inferior perteneciente al extremo noroccidental del sinclinal de Cáceres.

Dentro de esta unidad de grauvacas, esquistos y pizarras, se ha observado la existencia de niveles conglomeráticos de carácter lentejónar que en esta zona tienen escasa continuidad lateral. De todos ellos sólo dos aparecen con una cierta entidad cartográfica:

Conglomerados cuarcíticos (9)

Se trata de un nivel situado en el borde S. de la Hoja, de unos 2-3 metros de potencia y una longitud en superficie de 2'5 Km., parte de los cuales (1 Km.) discurre por la Hoja nº 11-28 (Cáceres).

Este lentejón conglomerático está formado preferentemente por cantos de cuarzo y cuarcitas blancas, grises y rojas bien redondeados de hasta 3 cm. de diámetro.

El estudio al microscopio de una muestra nos indica que se compone de un 85% de cuarzo en donde la fracción grava alcanza el 72%, la arena el 13% y la arcilla el 15%, estando el conjunto empastado en una matriz sericítica.

Microconglomerados cuarcíticos y pizarras (10)

Esta unidad cartográfica, que da un resalte topográfico dentro del replano que forman las grauvacas, esquistos y pizarras, tiene una longitud visible de 1'8 Km., acufiándose hacia el sur, a la vez que se oculta por el norte bajo los sedimentos arcósicos miocenos.

Este tramo viene representado por una serie de microconglomerados cuarcíticos en niveles decimétricos a métricos que intercalan pizarras grisáceas en capas de hasta 15 cm. La potencia total se estima en 80 m., aproximadamente.

Del estudio petrográfico de varias muestras se observa que el componente principal es el cuarzo con un porcentaje del 80%-85%, aunque en algunas muestras aparece también un 3% de fragmentos de rocas metamórficas. El resto corresponde a una matriz de naturaleza sericítica. En todas las muestras las mayores fracciones corresponden a arena con un porcentaje que oscila entre el 50%-77% en tanto que las gravas, cuando aparecen, no superan el 30% siendo el resto limo + arcilla.

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

1.2.1 Ordovícico Inferior

1.2.1.1 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (11)

Su representación se restringe a un pequeño afloramiento de cuarcita armoricana, correspondiente al cierre periclinal del sinclinal de Cáceres, situado en las proximidades de la carretera N-630 de Cáceres a Salamanca, en el borde sur de la Hoja.

Se trata de cuarcitas blancas y grises, bien estratificadas en bancos métricos y decimétricos que al microscopio se presentan como metacuarcitas con textura granoblástica, con sericita y circón como accesorios y afectados por un metamorfismo regional de bajo grado que produce una cierta recristalización en los granos de cuarzo.

La potencia de toda esta unidad a lo largo del Sinclinal de Cáceres se sitúa entre 35 y 45 m.

En los reducidos afloramientos cuarcíticos de esta unidad cartográfica, no hemos encontrado ningún resto faunístico que permita su datación, no obstante en la prolongación de los mismos por la Hoja nº 11-28 (Cáceres), realizada por TENA-DAVILA RUIZ, M. et al (1980), se localizaron los siguientes icnofósiles: **Cruciana rugosa** D'Orbigny (1842) y **Cruciana imbricata** Seilacher (1970). Por todo ello consideramos oportuno asignarle una edad Ordovícico Inferior (Skidawiense).

1.3 ROCAS PLUTONICAS

En la Hoja de Casar de Cáceres aparecen únicamente rocas pertenecientes a la serie de diferenciación de Cabeza de Araya (CORRETGE, 1971) (CORRETGE, SUAREZ, LLANA, 1981). Hemos diferenciado las siguientes unidades cartográficas:

- Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (7)
- Granitos de grano grueso y leucogranitos (6)
- Granitos de feldespato alcalino, aplíticos de la Zafrilla del Casar (5)
- Granitos aplíticos (4)
- Aplitas Facies marginales (3)

de estas cinco unidades sólo las tres primeras ocupan superficies considerables en la Hoja.

El corte por la carretera local de Arroyo de la Luz a Casar de Cáceres proporciona una idea precisa de la relación entre las tres facies principales de la serie de diferenciación.

Partiendo de Casar de Cáceres, las facies de megacrístales más o menos orientadas que predominan desde dicha localidad desaparecen por completo hacia el Km. 12'500 de la carretera mencionada. El tránsito es bastante insensible pero sin embargo se observa con claridad como los granitos hasta este tramo son diferentes, en conjunto, de los que se observan más al occidente. A partir de este punto se aprecia un granito muy parecido al anterior, sin fenocrístales feldespáticos, de grano grueso que va disminuyendo poco a poco de tamaño de grano hasta encontrar un granito de grano grueso de dos micas sin fenocrístales.

Finalmente, aproximadamente en el Km. 9'900 aparece un nuevo tipo de dos micas de grano medio, su color es amarillento y tiene disyunción prismática formando normalmente cerros residuales que destacan claramente en el paisaje. Este nuevo tipo de granito (granito de la Zafrilla del Casar) está ligado a todo el proceso de evolución magmática general y se trata de una facies de diferenciación.

1.3.1 Granitos biotíticos-moscovíticos con megacrístales feldespáticos (7)

Forman los afloramientos más extensos del área. Todas las facies tienen por característica común el gran desarrollo de fenocrístales idiomorfos de feldespato potásico que en algunos puntos supera los 10 cm. de longitud. En el área el tipo o subfacies más normal es la inequigranular porfiroide caracterizada porque los fenocrístales forman una trama muy tupida hasta el punto que, en ocasiones el aspecto de la roca es holofeldespático. Tanto este tipo granítico como las subfacies más marcadamente porfídicas presentan una serie de características comunes que se numeran a continuación:

- tamaño de grano muy grueso a grueso.
- presencia de dos micas aunque por lo general son predominantemente biotíticos.
- grandes fenocrístales de feldespato potásico que suele tener inclusiones de biotita, pequeñas plagioclasas y en los que, en ocasiones, es posible apreciar a simple vista zonas de crecimiento.
- presencia de cordierita idiomórfica o subidiomórfica total o parcialmente pin-itizada.

Texturalmente todos los tipos se caracterizan por su textura hipidiomórfica granular de grano muy grueso a grueso. Los minerales esenciales son, aparte del feldespato potásico, el cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita; circón, apatito, cordierita, andalucita, turmalina, sillimanita, óxido de Fe y casiterita son los mi-

nerales accesorios más característicos; de todos ellos hay que destacar la abundancia de cordierita que permite calificar estos granitos como granitos cordieríticos.

Feldespatos potásicos:

Cristaliza con formas euhedrales a subhedrales, el idiomorfismo es más fuerte que en los granitos de grano grueso. Normalmente está maclado según Carlbad y muy pertitizado. El $2V_x = 60 \pm 2^\circ$. En conjunto hemos podido distinguir tres tipos de pertitas. Según el tamaño todas deberían corresponder a los tipos siguientes de clasificación: "interlocking", "interpenetrating" y "replacement". No obstante la morfología, salvo en los casos típicos de pertita de sustitución, es claramente fibrosa o bandeada ("strings" y "rods"). La clasificación de LAVES y SOLDATOS (1963) que tiene en cuenta la disposición de las pertitas dentro del feldespato 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 en fino 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, se observa no obstante con mucha frecuencia en las muestras de Casar de Cáceres.

El feldespato potásico muy pocas veces presenta maclas en enrejado. Las observaciones microscópicas parecen poner de manifiesto un proceso general de débil microclinización que afecta de forma irregular a los cristales de feldespato potásico.

Las inclusiones más frecuentes son: cuarzo I, plagioclasas, biotita y cordierita. La biotita y las plagioclasas, pueden estar orientadas.

Una de las características 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.

Plagioclasas. Su tamaño es siempre muy inferior al del feldespato potásico. Normalmente son subhedrales, tienen zonación y muchas veces presentan

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 relacionadas con procesos de mirmequitización o bien orlas albíticas relacionadas con una albitización más tardía. Las inclusiones más frecuentes y abundantes son cordierita, biotita, cuarzo I y ocasionalmente topacio. Generalmente hay dos procesos de alteración principales caolinitización y sericitización y un tercer proceso que no se da mas que en contadas preparaciones de decalcificación. En este proceso 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 que describiremos a continuación. Aparecen además muy esporádicamente dos tipos de cuarzo relacionados con etapas postmagmáticas: cuarzo mirmequítico y cuarzo pegmatítico:

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

El cuarzo I es especialmente abundante en las facies graníticas del interior del batolito. Tiene simetría dihexahedral y ha comenzado a cristalizar antes que la plagioclasa que ejerce una ligera corrosión uniforme sobre él transformándolos en cuarzoes 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 feldespato K que no suele tener acción corrosiva sobre él.

El cuarzo II es el más abundante, prácticamente 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 idiomorfos.

El cuarzo III es totalmente postmagmático, posiblemente ligado a fenóme-

nos de silicificación en fracturillas 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 potásico; el cuarzo V posee morfología típicamente pegmatítica. Su relación con el cuarzo III es también muy problemática.

Biotita. Cristaliza en forma de 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 muy rica en inclusiones principalmente circón y en menor proporción apatito. Su pleocroísmo es acusado y muestra el siguiente esquema:

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

Las transformaciones secundarias más frecuentes son: moscovitización según planos paralelos a (001) y cloritización general con exolución de óxidos de Fe y Titanio.

Moscovita. Es claramente tardía, muy blástica, relacionada principalmente con el feldespato K del que deriva en su mayor parte y con andalucita en los casos donde se presenta este mineral, las placas siempre de carácter anhedral tienen gran cantidad de inclusiones, corroen a todos los minerales anteriores y es corroída a su vez parcialmente por cuarzo III, en algunos casos y por turmalina.

Hay otros tipos de micas blancas, sericita y moscovita, derivadas de la alteración pinnítica de la cordierita que tienen menor importancia cuantitativa.

Cordierita. Es extraordinariamente abundante y puede considerarse como el mineral representativo del batolito de Cabeza de Araya; cuantitativamente es más abundante en las zonas del borde oriental, donde el tamaño de los cristales es mayor, sin embargo, puede decirse que, en mayor o menor proporción, este

mineral está presente en todo el batolito.

Casi siempre cristaliza en forma de prismas idiomórficos con dimensiones que llegan a 3 cm. de longitud por 1 cm. de anchura y están alterados en mayor o menor grado a pinnita. Los cristales de cordierita incluidos en biotita y plagioclasa son siempre muy pequeños, mientras que los incluidos en feldespato potásico y en cuarzo son de gran talla. Esto puede significar que el período de cristalización de la cordierita es bastante largo y termina su cristalización antes que el cuarzo y el feldespato K comenzasen a cristalizar, es lógico pensar por tanto en la cristalización de la cordierita en equilibrio con el fundido granítico.

Andalucita. Es mucho menos abundante que en los granitos de grano grueso. Se encuentra frecuentemente en agregados con cristales de cordierita. Por lo general aparece con formas anhedrales y está total o parcialmente corroída por moscovita salvo en los casos en los que se produce un efecto protector por parte de otro mineral por ejemplo plagioclasa.

Circón. Los granitos de megacristales presentan abundantes circones incluidos dentro de las biotitas, apatito y algunas veces cordierita. Son casi siempre subredondeados y producen aureolas pleocroicas.

Apatito. Es de mayor tamaño que el circón. Su hábito es siempre subhedral redondeado, tiene superficies muy rugosas y suele contener abundantes inclusiones de circón; en algunos casos es incluido a su vez por cristales de cordierita.

Turmalina. Es el mineral más tardío en estos granitos, nunca suele cristalizar con formas redondeadas o subredondeadas sino que adquiere hábitos anasotomados 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.

1.3.2 Granitos de grano grueso y leucogranitos (6)

Aunque en la cartografía adjunta la mayor extensión de la facies granítica situada en posición intermedia entre los granitos de megacristales y los granitos de Zafrilla del Casar corresponde a granitos de grano grueso s.st, se han incluido dentro de este grupo algunas facies leucograníticas de grano medio con características próximas a los granitos de la Zafrilla. Estas facies serían equivalentes al

granito de los arenales que aparecen en la Hoja de Cáceres fuera, por tanto del área de estudio.

Textualmente los granitos de este grupo son rocas hipidiomórficas granulares con una trama mineral formada por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita y biotita como minerales fundamentales y circón, apatito, andalucita, sillimanita, cordierita, topacio y turmalina como fases minerales accesorias. La biotita llega en ocasiones, a ser muy escasa, sin embargo la andalucita llega a ser tan abundante en algunas muestras que puede considerarse como constituyente fundamental de estos granitos a los que caracteriza de la misma forma que la cordierita caracteriza al granito de megacrístales.

Feldespato potásico. Aparece con formas subhedrales o anhedrales y por lo general está peritizado. En general no suele mostrar el enrejado típico de la microclina pero en muchas muestras puede observarse como el feldespato potásico sufre una progresiva microclinización.

Plagioclasas. Tienen hábito subhedral, están finamente macladas y presentan zonación débil menos desarrollada que en los granitos de megacrístales anteriormente descritos. En las zonas de mayor basicidad se alcanzan valores de anortita próximas a An_{25} , pero las plagioclasas más normales y abundantes son de tipo albitico con contenidos en anortita variable entre An_5 y An_{14} . Están muy poco alteradas y en los núcleos más básicos se suele observar una ligera sericitización.

Cuarzo. Se distinguen tres tipos de cuarzo, ligados a diferentes momentos evolutivos del sistema granítico.

El cuarzo más precoz es el cuarzo I, anterior o simultáneo a la cristalización de la plagioclasa. Tiene hábito subhedral redondeado, en ocasiones, por efectos de reabsorción originados por la plagioclasa. El cuarzo II es el más abundante de la roca, tiene formas cristalinas anhedrales, tiene extinción ondulante y está bastante fracturado. El cuarzo III tiene características similares al cuarzo reticular "net-like" de los granitos de megacrístales anteriormente descritos.

Moscovita. Tiene carácter blástico con bordes muy irregulares. A diferencia con los granitos de megacrístales no se observa una relación directa entre la moscovita y el feldespato potásico, sin embargo puede decirse que hay una relación directísima entre la moscovita y los cristales de andalucita hasta tal punto que gran parte de la moscovita deriva del polimorfo de alúmina.

Biotita. Aparecen en proporciones muy variables. Es marrón parduzca y tiene gran cantidad de inclusiones de circón y apatito.

Los fenómenos de transformación y alteración son muy frecuentes. Se aprecia en ocasiones una débil moscovitización parcial aunque el proceso de transformación más común es la cloritización que se realiza o bien mediante desferrificación simultánea de la biotita con aparición de ilmenita sobre fondo clorítico o bien con aparición de gránulos de esfena.

Andalucita. Cristaliza con formas globulosas anhedrales o bien con formas prismáticas subhedrales. Su tamaño varía entre 0'2 y 2 mm. y en ocasiones pone de manifiesto un ligero tinte pleocroico con tonos rosados muy pálidos. Su abundancia es variable según el grado de moscovitización, pues como antes hemos dicho, gran parte de la moscovita deriva de la andalucita.

Sillimanita. Siempre es de variedad fibrolítica; aparece frecuentemente incluida en las moscovitas que corroen a la andalucita pero no necesariamente en contacto con ésta última.

Cordierita. Sus características son similares a las que se observan en los granitos de megacristales si bien es cierto que es mucho menor su tamaño y abundancia.

1.3.3 Granitos de feldespato alcalino, aplíticos de la Zafrilla del Casar (5)

Son rocas de color blanquecino ligeramente amarillento con textura sacaroides en gran parte de los casos. El tamaño de grano varía de fino, en las facies más aplíticas, a medio; en este último caso hay gran similitud entre estos granitos de grano anteriormente descritos, no obstante la morfología y las formas de alteración de meteorización groseramente paralelepédicas y la formación de colinas en forma de domo con exfoliaciones subhorizontales de gran radio son características esenciales de los granitos de la Zafrilla del Casar.

Desde el punto de vista petrográfico hay dos aspectos diferenciales entre los granitos de grano grueso y los granitos de la Zafrilla. Carácter más moscovítico en los granitos de la Zafrilla y plagioclasa mucho más ácida An_5 An_{10} .

Textualmente, los granitos de la Zafrilla se caracterizan por tener texturas alotriomórficas granulares a hipidiomórficas según el grado de blastesis tardi-magmática.

Mineralógicamente están formados por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita como minerales fundamentales y circón, apatito, andalucita, cordierita, sillimanita, turmalina y opacos como minerales accesorios. Esporádicamente pueden apreciarse algunos cristallitos de casiterita.

Feldespato potásico. Tiene, en general, carácter subidiomórfico; es perti-

tico aunque en mucho menor grado que los granitos de megacristales; engloba a pequeños cristales de cuarzo, plagioclasas, cordierita, está parcialmente microclinizado y muestra los efectos de la corrosión blástica producida por la moscovita.

Plagioclasas. Son subhedrales o anhedrales tienen elevada acidez generalmente menor del $10 \pm 2\%$ An y están finamente macladas. Aparte de esta plagioclasa común se encuentra albita blástica, muy anhedral algo más ácida y ligeramente posterior al cuarzo al que engloba completamente.

Cuarzo. Se distinguen dos tipos, el más antiguo es anhedral o subhedral, de menor tamaño que los restantes componentes leucocráticos. Muchas veces tiene numerosas inclusiones aciculares de apatito.

El segundo tipo de cuarzo es reticular ("net-like") idéntico al de los demás granitos anteriormente descritos. Aunque siempre está presente en mayor o menor proporción es más escaso que en los granitos de megacristales y en los de grano grueso.

Biotita. En una proporción elevada de las muestras estudiadas ha sufrido procesos parciales de cloritización, o está sustituida marginalmente por moscovita, cristaliza con formas subhedrales o anhedrales y contienen inclusiones de circón, apatito y óxidos de hierro. El esquema pleocroico, en las biotitas frescas, es semejante al de los demás granitos estudiados.

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

Moscovita. Es marcadamente blástica, algunas veces tiene bordes simplectíticos y relacionados generalmente con feldespato potásico y andalucita. Corroe o sustituye parcialmente con frecuencia a la biotita según planos paralelos a (001). Es más abundante que la biotita en especial en las zonas de marcada tendencia aplítica, y exhibe, con cierta frecuencia planos de tipo "kink band" que afectan tanto a la moscovita como a las fibrillas de sillimanita que se encuentran incluidas en ella.

Andalucita. Presenta idénticas características que la de los anteriores granitos estudiados. El hábito cristalino original se ha perdido por completo quedando sustituidas las primitivas andalucitas por gránulos subhedrales con idéntica orientación óptica incluidos en grandes láminas de moscovita blástica.

Sillimanita. Aparece en algunas láminas de moscovita procedente de andalucita; forman husos más o menos densos que siguen determinadas zonas de las

láminas de moscovita, en algunos casos muy raros se encuentra incluida en plagioclasas ácidas.

Turmalina. Suele manifestar dos hábitos diferentes.

En las facies típicamente aplíticas tiene formas redondeadas anhedrales y subhedrales; en las rocas de grano medio suele cristalizar con formas reticulares intersticiales. En este último caso el carácter tardío es innegable.

1.3.4 Granitos aplíticos (4)

Desde el punto de vista petrográfico no presentan ninguna diferencia con las facies más aplíticas de los granitos de Zafrilla del Casar que acabamos de describir, hasta tal punto es cierta esta afirmación que en muestras de mano o láminas delgadas presentadas fuera del contexto geológico es absolutamente imposible encontrar ninguna diferencia entre ambos tipos de granitos.

Desde el punto de vista estructural y posición temporal sí es posible ver como estos granitos aplíticos s.str son intrusivos tanto en las facies de grano grueso como en los granitos de megacrístales, no hay por tanto una transición paulatina y pueden considerarse granitos aplíticos de feldespato alcalino moscovíticos o de dos micas muy próximos en composición a los diques de aplitas.

1.3.5 Aplitas. Facies marginales (3)

Se presentan de forma discontinua a lo largo del contacto. Son rocas muy duras, de grano fino, típicamente leucograníticas con "pasta" aplítica.

Su textura es alotriomórfica granular y están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, moscovita y abundante turmalina. Como accesorios más importantes se observan apatitos y algunas laminillas de biotita.

La relación entre los diferentes minerales es típicamente eutectoide. Los minerales, salvo la albita, que es ligeramente más grande que las restantes fases, tienden a ser equidimensionales.

1.4 ROCAS FILONIANAS

1.4.1 Aplitas (2)

Sólo se han representado cuatro diques con cierta entidad cartográfica que aparecen ubicados en la facies de los granitos biotíticos moscovíticos con megacrístales feldespáticos (7), del batolito de Cabeza de Araya.

Todos ellos tienen una potencia de unos 4-5 m., con una longitud en superficie de 500 m. a 1.000 m.

El estudio petrográfico de estos diques indica su naturaleza aplítica (granito aplítico moscovítico) con textura hipidiomórfica granular con marcada tendencia alotriomórfica. Sus componentes principales son: cuarzo, feldespato potásico, albita (An 5-8%) y moscovita y como accesorios aparece esfena en pequeña proporción.

1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las pizarras del complejo esquisto grauváquico están afectadas en una estrecha banda, que puede observarse en la cartografía, por un metamorfismo térmico originado por la masa intrusiva de Cabeza de Araya.

La aureola metamórfica no presenta una zonación clara, se suceden y alternan en el campo rocas silíceas de apariencia cornubianítica muy compactas y escasa alteración y esquistos nodulosos y moteados totalmente alterados. En las zonas de borde, relativamente ricas en xenolitos pelíticos la recristalización de las rocas de contacto ha sido mayor y se alcanzan condiciones de cristalización correspondientes a la facies de feldespato potásico-cordierita.

A continuación describiremos los tres tipos petrográficos más importantes de metamorfismo de contacto de la zona.

1.5.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (1)

Pizarras mosqueadas: su textura es grano-lepidoblástica algo maculosa. Están constituidas por una asociación mineral bastante sencilla semejante a la que se encuentra en las rocas del metamorfismo regional: cuarzo, clorita, sericita-moscovita y biotita como minerales constituyentes esenciales, y turmalina, opacos y circón como accesorios.

Las únicas diferencias notables que pueden observarse con respecto al metamorfismo regional es la presencia de pequeños porfidoblastos de biotita, nunca presentes con esa característica en las rocas del complejo esquisto grauváquico, y muy especialmente la existencia de algunas motas aplanadas de color blanquecino pobres en óxidos de Fe; estas estructuras deben corresponder a una etapa pre-cordierítica. Las motas deben corresponder por tanto a una etapa previa de reestructuración de la materia durante las etapas iniciales del metamorfismo de contacto.

Pizarras nodulosas: Son rocas con textura porfidoblástica de matriz lepidoblástica o grano-lepidoblástica. Los nódulos son, en general, cristales o agregados cristalinos de cordierita.

La paragénesis mineral observable en estas rocas es: cuarzo, clorita, moscovita \pm biotita \pm cordierita \pm plagioclasa. La clorita del metamorfismo regional se

va sustituyendo por biotita a la vez que aparecen grandes porfidoblastos de clorita II y biotita II.

Cornubianitas: tienen textura granoblástica, aunque es perfectamente apreciable, en muchas de ellas, típicas microestructuras blastopelíticas o blastopsamíticas. No tienen en general nódulos cordieríticos individualizados y la paragénesis normal es: cuarzo, biotita, moscovita, cordierita, muy poiquiloblástica y en ocasiones xenoblastos de feldespato potásico.

Las rocas blasto-psamíticas suelen transformarse en corneanas muy compactas: en especial las grauvacas presentan cuarzos totalmente recrystalizados y una matriz sericítico-clorítica (pinnítica) con grandes lepidoblastos de moscovita y biotita.

1.6 Terciario

1.6.1 Mioceno

Se ha diferenciado una única unidad cartográfica constituida por arenas y arcillas, y algún nivel conglomerático de tipo lentejón.

1.6.1.1 ARCOSAS Y ARCILLAS (12)

Se localiza esta unidad cartográfica en el ángulo NE de la Hoja, al N de la localidad de Monroy y está constituida por arenas cuarcíticas poco o nada cementadas, de tonalidades blanquecinas, ocasionalmente rojizas, que intercalan finos niveles conglomeráticos de carácter lentejón y pasadas arcillosas de escasa continuidad.

La potencia de esta unidad, que suponemos perteneciente al Mioceno por dataciones de tipo regional, no sobrepasa los 25 m. en el ámbito de la Hoja, no obstante es posible que hacia el N. sea algo superior.

1.7 Terciario-Cuaternario

1.7.1 Raña (13)

Fosilizando la unidad descrita en el apartado anterior o directamente sobre los sedimentos del complejo esquistograuváquico, se sitúa una unidad de tipo "raña", constituida por cantos cuarcíticos de hasta 15 cm. de longitud inmersos en una matriz arenosa rojiza, muy continua a escala regional y que en la presente Hoja se limita a una serie de pequeñas manchas diseminadas por toda su superficie. La potencia de esta unidad no sobrepasa los 5-10 m. y en ocasiones, constituye únicamente una superficie morfológica.

Suponemos esta formación situada estratigráficamente en el Pliocuaternalio, en base a las edades asignadas por diversos autores a unidades similares a escala regional.

1.8 CUATERNARIO

Se han diferenciado cartográficamente tres tipos de depósitos cuaternarios siempre de escasa entidad: Depósitos eluviales, Aluviales y Derrubios de ladera.

1.8.1 Eluvial (14)

Se desarrollan principalmente en la zona occidental de la Hoja, dificultando en ocasiones el estudio de la aureola de metamorfismo de contacto entre las rocas graníticas y el C.E.G.

Su composición principal son arenas y limos con gran cantidad de granos de cuarzo y feldespato. Ocasionalmente engloban algún pequeño bloque de composición granítica. Su potencia es inferior a los 2 m.

Finalmente hay que resaltar que, en una gran parte de la zona ocupada por sedimentos anteordovícicos se desarrollan depósitos eluviales de muy escaso espesor (10-15 cm.) que no se han considerado cartográficamente con el fin de no dificultar la representación de las características estructurales del infrayacente.

1.8.2 Aluvial (15)

Dada la escala de trabajo y el tipo de ríos y arroyos existentes, siempre muy encajados y 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.

1.8.3 Derrubios de ladera (16)

Se sitúan a escala regional adosados a los relieves paleozoicos y a las "mesas" pliocuaternalias enmascarando, en muchas ocasiones, los contactos entre las diferentes unidades cartográficas.

Por lo que se refiere a la Hoja que nos ocupa sólo se han localizado al sur de la misma al pie del relieve paleozoico que forma la terminación periclinal del sinclinal de Cáceres.

Su composición litológica principal son cantos heterométricos y angulosos de cuarcitas y areniscas englobados en una matriz arcillo-limosa más o menos rojiza, con espesores que no deben sobrepasar los 2 m.

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 existentes, 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, que se observan principalmente en las sierras paleozoicas y fuera del contexto de la Hoja.

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, y a escala regional, 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 SE de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km 21'2 de la c.c. Albuquerque-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 de plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección inicial para ese eje de aprox. N 35° E.

Por otra parte, dentro del ámbito de la Hoja n° 9-27 (Membrío), situada al NO de la presente, 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 dominios 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 general 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.

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.

Sobre una falsilla de Schmidt, se ha realizado el contaje de 155 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 144° E y buzamientos que en general superan los 80° tanto al SW como al NE (fig. 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 150 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 2), resultando un máximo bien definido N 150° E con buzamiento de 45° N.

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°. 11-27. CASAR DE CACERES

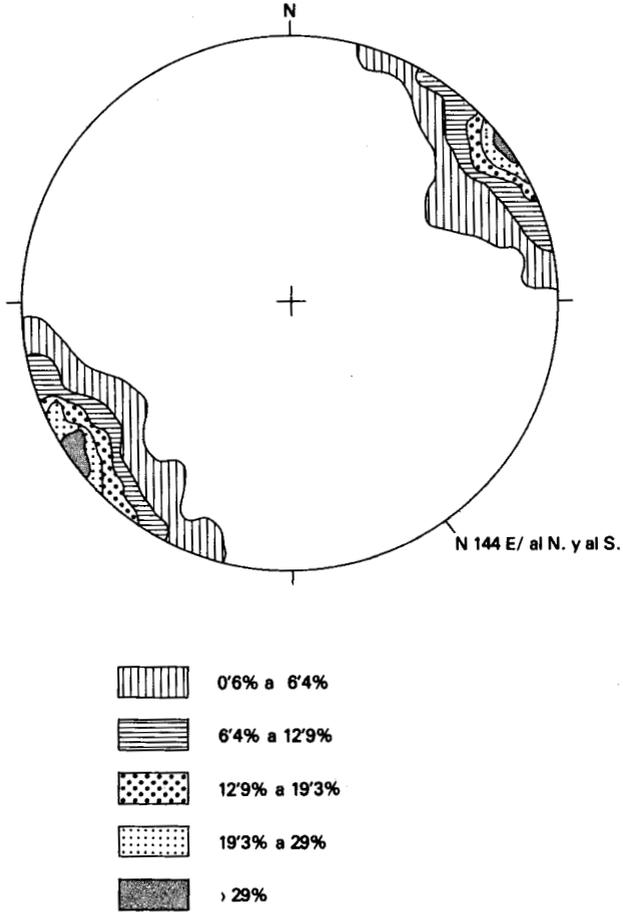


FIGURA N°. 1.- Proyección de 155 polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N°. 11-27. CASAR DE CACERES

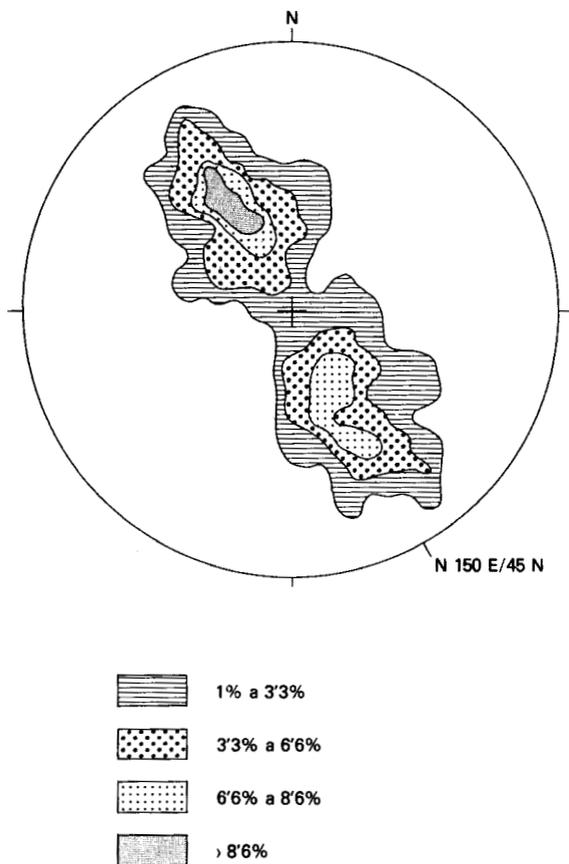


FIGURA N°. 2.- Proyección de 150 polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

2.3.4 Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la Hoja.

Paralelas a las estructuras

Presentan direcciones comprendidas entre N 130° E y N-150° E lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los pliegues, no obstante debe ser en general algo posterior, ya que en muchos casos cortan a éstos oblicuamente.

Debido a las especiales características de los materiales que ocupan la Hoja no ha sido posible estudiar con detalle ninguna de estas fracturas. Ahora bien, del estudio de alguna de ellas pertenecientes a esta misma familia 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 N. de Portugal, es decir debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido funcionar en varias ocasiones dando como resultado final movimiento en tijera.

Oblicuas a la estructura

Se individualizan dos familias N 20° E - N 50° E y N 10° E - N 10° W.

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

2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS

En general en el área estudiada, dejando aparte la tectónica de fracturas que afecta por igual a granitos y encajante, los granitos muestran algunas características estructurales de interés:

En los granitos de megacrístales feldespáticos se puede observar una orientación planar de los megacrístales muy desarrollada en el borde del batolito; en las proximidades del mismo los planos (010) de los feldespatos guardan un fuerte paralelismo con respecto al contacto, por tanto puede considerarse que a escala tectónica, la estructura del batolito en el dominio considerado es conforme y armónica, utilizando los criterios de CLOOS (1925).

La orientación planar de estos feldespatos ha de contemplarse dentro de la dinámica granítica como un fenómeno de movilidad magmática junto con la acción combinada de esfuerzos tectónicos de los que tenemos evidencia en otros dominios del batolito. La movilidad (fluidaridad) del sistema granítico se pone muy bien de manifiesto en las zonas con "schlieren" biotíticos subhorizontales que cambian en pocos metros de buzamiento, hasta llegar, en ocasiones a posiciones casi verticales. Los fenocristales feldespáticos se disponen paralelos a

esas estructuras claramente dinámicas indicando por tanto un comportamiento fluido del sistema.

3 PETROLOGIA

3.1 PETROLOGIA IGNEA

En este apartado se darán algunas características generales de tipo petrogeológico que pueden deducirse mediante las observaciones estructurales, mineralógicas y texturales de las rocas. En la Hoja de Casar de Cáceres afloran exclusivamente granitos de la serie de diferenciación de Cabeza de Araya (CORRETGE, 1971) junto con episodios aplíticos subsidiarios que pueden englobarse dentro de la serie mencionada, que marca el comportamiento petrológico del batolito.

3.1.1 Características generales

3.1.1.1 FACIES DE DIFERENCIACION DE CABEZA DE ARAYA

Como una hipótesis de partida razonablemente establecida mediante observaciones microscópicas y de campo consideramos (CORRETGE, op. cit) que los granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos, los granitos de grano grueso y leucogranitos y los granitos de feldespato alcalino de la Zafrilla del Casar, son tres unidades o facies con características mineralógicas y texturales evolutivas.

La secuencia aparente de cristalización basándose en la disposición textural de los diferentes minerales es coherente con las ideas que se tienen sobre sucesión paragenética en rocas graníticas.

Los minerales más precoces son circón y apatito. Los cristales de andalucita y cordierita aparecen siempre como minerales precoces y deben ser, especialmente el segundo, minerales restícticos que crecen en equilibrio con el baño granítico de carácter anatético.

El cuarzo I y la biotita son minerales bastante precoces, pues las laminillas y cristales de menor tamaño están englobados por plagioclasa y feldespato potásico. Este último mineral comienza a cristalizar un poco más tarde que las plagioclasas de basicidad intermedia, pero antes que el cuarzo principal (cuarzo II).

Las láminas de moscovita, el cuarzo reticular (cuarzo III) y los cristales de turmalina son siempre cristales póstumos ligados a las fases tardimagnéticas o postmagnéticas.

3.1.2 Geoquímica

Se han realizado análisis de 28 muestras de las diferentes facies graníticas. En el cuadro adjunto se recogen las características geoquímicas de las mismas, haciendo la salvedad que sólo se han utilizado 21 análisis dado que los restantes representan facies transicionales que pueden ser adscritas a una u otra facies granítica.

	(1)		(2)		(3)	(4)	(5)
N° análisis	11		4		2	2	2
%	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	72'38	1'93	74'25	1'00	75'24	76'87	76'52
TiO ₂	0'12	0'07	0'10	0'05	0'10	0'01	0'01
Al ₂ O ₃	14'12	1'27	13'57	1'23	14'29	11'73	23'98
Fe ₂ O ₃	0'16	0'11	0'24	0'14	0'16	0'07	0'39
FeO	1'85	0'23	1'09	0'85	0'86	1'07	0'40
MgO	0'40	0'08	0'20	0'09	0'09	0'14	0'02
MnO	0'03	0'01	0'02	0'01	0'03	0'01	0'01
CaO	0'74	0'12	0'61	0'12	0'50	0'51	0'37
Na ₂ O	3'50	0'20	3'44	0'23	3'79	3'83	4'27
K ₂ O	4'89	0'54	4'41	0'23	4'37	4'10	3'50
P ₂ O ₅	0'25	0'03	0'24	0'07	0'25	0'22	0'20
M.V.	1'30	0'34	1'26	0'53	0'85	1'15	1'35
TOTAL	93'74		99'46		100'5	99'70	100'02
ppm							
Li	162	14	257	46	295	50	159
Rb	263	21	332	85	382	247	533
Sr	47	10	49	9	36	39	28
Ba	615	127	534	66	518	456	396

- (1) Granitos biotíticos-moscovíticos con megacrystalos feldespáticos
- (2) Granitos de grano grueso y leucogranitos
- (3) Granitos de feldespato alcalino, aplíticos de la Zafrilla del Casar
- (4) Granitos aplíticos
- (5) Aplitas. Facies marginales

A la vista de los análisis y realizados los parámetros de Niggli, se puede afirmar que los granitos estudiados son rocas sálicas o semisálicas ricas en álcalis o relativamente ricas en álcalis y pobres en "c". Esta pobreza en CaO determina la aparición de una plagioclasa muy ácida en todos los granitos, hecho que ya venía siendo constatado en los estudios petrográficos.

Respecto a los elementos trazas podemos decir que dado que los valores de Li altos superiores a 100 ppm son síntoma de fraccionamiento extremo, la serie de diferenciación de Cabeza de Araya constituida como hemos dicho antes que las facies (1), (2) y (3) está extraordinariamente evolucionada y en ella se observa un progresivo aumento de Li.

La proporción K/Rb sólo puede considerarse normal en los granitos de megacrístales, en las restantes facies graníticas es menor de 150 y en algunos casos extremos como las aplitas marginales llega a 54. Como la proporción de K/Rb disminuye desde las facies de borde a las interiores puede considerarse como una buena evidencia de diferenciación e incluso del orden de intrusión.

3.2 PETROLOGIA METAMORFICA

Se distinguen dos tipos de metamorfismo: regional y de contacto. Las rocas afectadas por los mismos son en general de naturaleza pelítica aunque también se observan fenómenos metamórficos en grauwacas.

3.2.1 Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que han sufrido los materiales pelíticos y areníticos del complejo esquistograuwáquico es siempre de bajo grado y las paragénesis minerales cuarzo + clorita + moscovita \pm albita testimonian la existencia de asociaciones típicas de la facies de los esquistos verdes.

3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

En el área estudiada se observa una esquistosidad muy marcada que según los tipos litológicos varía desde una esquistosidad grosera a una verdadera "schistosity". En todos los casos la moscovita y clorita, únicos filosilicatos que aparecen en el área, están recristalizados en los planos de esquistosidad. Las precisiones que hay que hacer son las siguientes:

- 1º Existe una etapa sedimentario-diagenética con sedimentación y neoformación de filosilicatos de bajo grado tales como clorita y sericita. Las cloritas del ciclo sedimentario pueden reconocerse bastante bien en algunas grauwacas así como algunas laminillas de biotita detrítica.

2° La etapa esquistogenética genera simultáneamente clorita y moscovita sin-metamórfica.

3° La crenulación tardía flexiona y pliega a los filosilicatos.

3.2.2 Metamorfismo de contacto

Afecta únicamente, como dijimos anteriormente a pizarras y grauwacas. Estos materiales estaban ya afectados por un metamorfismo regional.

3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION

El ascenso y ubicación del batolito de Cabeza de Araya origina una etapa de metamorfismo térmico que produce una serie de efectos sobre las rocas afectadas.

1° Los nódulos cordieríticos y "spots" precordieríticos se desarrollan sobre rocas con esquistosidad S_1 perfectamente formada. Son por tanto posteriores a la misma.

2° En algunos casos los nódulos adquieren forma elíptica disponiéndose de forma paralela a la esquistosidad principal S_1 , que ocasionalmente se acopla débilmente a los porfidoblastos nodulares. No hay que descartar por tanto un efecto de aplastamiento algo más tardío.

3° Los porfidoblastos de clorita y biotita son igualmente posteriores a la esquistosidad S_1 puesto que la engloban pero al igual que ocurría en los nódulos se observa en ocasiones un cierto aplastamiento o acoplamiento de la S_1 en torno a los filosilicatos del metamorfismo térmico.

La conclusión más adecuada es considerar la intrusión granítica como un episodio cinemático tardío. Los granitos no serían en este caso verdaderos cuerpos-cinemáticos pero tampoco sincinemáticos s. st., entendiéndose por tal a los macizos graníticos que se intruyen contemporáneamente a la génesis de la esquistosidad y por tanto en régimen de comprensión.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, en la presente Hoja, no hay afloramiento posterior a las cuarcitas armoricanas del Ordovícico Inferior a excepción de los restos de arenas, neógenas y materiales pliocuaternarios tipo raña, situados en la zona nord-oriental.

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 del sinclinal de Cáceres, al que pertenecen las cuarcitas ya mencionadas (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 disposición de estos materiales flychoides, con características propias de turbiditas, se efectuaría sobre una corteza silícea 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 plataforma) 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 nº 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.

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 nº 11-28 Cáceres).

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

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

La minería de esta Hoja ha sido prácticamente nula, no existiendo nada más que un pequeño indicio de uranio en las proximidades a Casar de Cáceres, (Indicio de La Zafrilla).

La importancia minera del indicio es escasa, pero las características metalogénicas y su clasificación tipológica han sido establecidas por ARRIBAS (1975) como perteneciente al Grupo de filones hidrotermales en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Datos mineros aportados por D. Pablo Gumiel, IGME).

5.2 CANTERAS

No existen explotaciones para uso industrial de cierta entidad en todo el ámbito de esta 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 esporádicos en los materiales del C.E.G. para su uso como áridos.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica en la presente Hoja está formada por numerosos arroyos que vierten sus aguas al río Almonte y al río Tamuja afluente de éste, pertenecientes a la cuenca hidrográfica del río Tajo.

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 ésta aunque puede ser importante, las fracturas suelen presentarse selladas.

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 esorrentía 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 que, fuera del contexto de la Hoja, que es donde estos materiales adquieren cierta entidad, se identifican paquetes arenosos y areniscos subceptibles 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.

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

ARRIBAS, A. (1963).- Mineralogía y Metalogenia 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).

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) "Geotechnonic 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 CASTAÑON, 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**. n° 66 (p.p. 197-200).

BOUYX, E. (1964).- Extensión de los terrenos ante-ordovicienses del sur de Ciudad Real (España Meridional). **Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España**, n° 76 (p.p. 249-254).

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

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 tecktonische Behandlung magmalischer 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. (1970).- Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres España). El microgranito granatífero cordierítico con megacristales 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.; 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.

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 esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca" **Acta Geológica Hispánica**, 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. y UGIDOS MEANA, J.M. (1971).- "Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaverál (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 Geologia 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. Geolog.** 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 **Kerfornella** (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique. **Senckenbergiera lethaea**, 59 (4-6), págs. 401-429. Frankfurt am Mein.

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 n° 50 (p.p. 329-344).

HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).- "Memoria de la hoja n° 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 n° 50**. Valencia de Alcántara.

I.G.M.E. (1971).- **Mapa Geológico E.: 1/200.000 n° 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 n° 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-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten 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. n° 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 suorientales: 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 n° 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 n° 703 (10-28). Arroyo de la Luz. **I.G.M.E.**

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. Acord, 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.

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.**

PARGA, J.R. (1969).- Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. **Trabajos del Lab. de Lage. nº 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. nº 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).**

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, 568 p.p.

ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941).- Mapa Geológico E.: 1/50.000. Hoja nº 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**, nº 50 (p.p. 195-233).

TEIXEIRA, C. y THADEU (1969).- "El Devónico en Portugal". **Bol. R. Sc. Esp.** H.N.Y. 67, nº 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 CASTAÑON, 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. (1951).- "Geología e jazijos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa" **Boll. Soc. Geol de Portugal**. IX. 1-44.

TORRE DE ASUNÇAO, C. (1969).- "Sur la pétrographie du Compexe schistes et grauvaques ante-ordoviens (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.

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 Alcudía 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.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA