



IGME

677

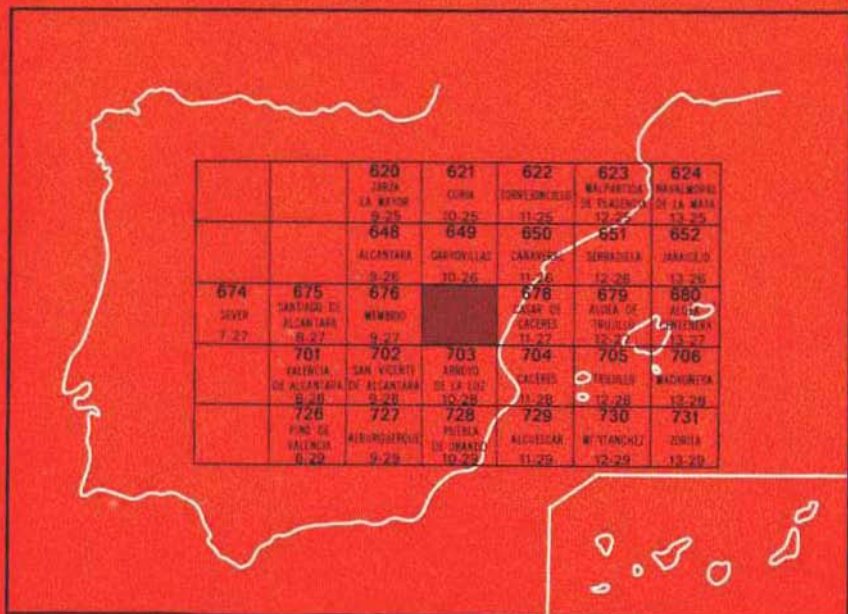
10-27

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BROZAS

Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BROZAS

**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 I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

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

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 CASTAÑON, 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-3.848-1984

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

INDICE

| | Páginas |
|---|---------|
| 0 INTRODUCCION | 7 |
| 1 ESTRATIGRAFIA | 9 |
| 1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR | 9 |
| 1.1.1 Grauvacas, esquistos y pizarras (16) | 9 |
| 1.2 ROCAS PLUTONICAS | 10 |
| 1.2.1 Unidad granítica de Cabeza de Araya | 11 |
| 1.2.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (15) | 11 |
| 1.2.1.2 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS ORTONEISIFICADOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (14) | 14 |
| 1.2.1.3 GRANITOS DE GRANO GRUESO Y LEUCO-GRANITOS (13) | 14 |
| 1.2.1.4 GRANITOS DE FELDESPATO ALCALINO, APLITICOS DE LA ZAFRILLA DEL CASAR (12) | 17 |
| 1.2.1.5 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS INEQUIGRANULARES Y PORFIDICOS (11) | 19 |
| 1.2.1.6 GRANITOS APLITICOS Y GRANITOS DE NODULOS CORDIERITICOS (10) | 20 |
| 1.2.2 Unidad de Brozas-Mata de Alcántara | 20 |
| 1.2.2.1 GRANITOS ORTONEISIFICADOS DE GRANO GRUESO (2) (MOSCOVITA\pmBIOTITA\pmCLOR.) FACIES DE BROZAS (9) | 21 |
| 1.2.2.2 GRANITOS TECTONIZADOS DE GRANO GRUESO A MEDIO DE DOS MICAS. FACIES DE MATA DE ALCANTARA (8) | 23 |
| 1.2.2.3 ORTONEISES MICROGLANDULARES CUARCIFEROS (7) | 24 |

| | |
|---|----|
| 1.2.2.4 APLITAS. FACIES MARGINALES DEFORMADAS (6) | 24 |
| 1.3 ROCAS FILONIANAS | 24 |
| 1.3.1 Diabasas (5) | 24 |
| 1.3.1.1 HAZ DIABASICO DE BROZAS | 24 |
| 1.3.1.2 DOLERITAS, DIABASAS Y GABROS DEL DIQUE DE PLASENCIA | 25 |
| 1.3.2 Cuarzo (4) | 26 |
| 1.3.3 Aplitas (3) | 26 |
| 1.4 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO | 27 |
| 1.4.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (2) | 27 |
| 1.4.2 Cornubianitas (1) | 28 |
| 1.5 Terciario | 28 |
| 1.5.1 Mioceno | 28 |
| 1.5.1.1 ARCOSAS Y ARCILLAS (17) | 28 |
| 1.6 CUATERNARIO | 28 |
| 1.6.1 Aluvial (18) | 28 |
| 1.6.2 Eluvial (19) | 29 |
| | |
| 2 TECTONICA | 29 |
| | |
| 2.1 INTRODUCCION | 29 |
| 2.2 PLIEGUES SARDICOS | 30 |
| 2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS | 31 |
| 2.3.1 Pliegues | 31 |
| 2.3.2 Esquistosidades | 31 |
| 2.3.3 Lineaciones | 32 |
| 2.3.4 Fracturas | 35 |
| 2.4 CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS | 35 |
| | |
| 3 PETROLOGIA | 36 |
| | |
| 3.1 PETROLOGIA IGNEA | 36 |

| | |
|---|----|
| 3.1.1 Características generales | 36 |
| 3.1.1.1 FACIES DE DIFERENCIACION DE CABEZA DE ARAYA | 36 |
| 3.1.1.2 GRANITOS DE BROZAS-MATA DE ALCANTARA | 37 |
| 3.1.2 Geoquímica | 38 |
| 3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS | 40 |
| 3.1.2.2 DIQUE DE PLASENCIA-ALENTEJO | 40 |
| 3.2 PETROLOGIA METAMORFICA | 40 |
| 3.2.1 Metamorfismo regional | 40 |
| 3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION | 40 |
| 3.2.2 Metamorfismo de contacto | 41 |
| 3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION | 41 |
| | |
| 4 HISTORIA GEOLOGICA | 42 |
| | |
| 5 GEOLOGIA ECONOMICA | 43 |
| 5.1 MINERIA | 43 |
| 5.2 CANTERAS | 44 |
| 5.3 HIDROGEOLOGIA | 44 |
| | |
| 6 BIBLIOGRAFIA | 45 |

0 INTRODUCCION

La Hoja de Brozas (10-27) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Cáceres, siendo su rasgo geográfico más representativo la Sierra de Santo Domingo ubicada en las proximidades del extremo centro oriental de la Hoja.

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

Morfológicamente se subdivide en dos áreas con características propias. Una, ocupada por sedimentos precámbricos y que forma una penillanura que queda surcada por numerosos arroyos, y otra, perteneciente al marco del batolito de Cabeza de Araya, que se eleva suavemente sobre la anterior y donde destaca de forma particular la Sierra de Santo Domingo formada por granitos de grano grueso no porfídicos y limitada por el NE por el dique Alentejo-Plasencia, que cruza la Hoja con dirección NE-SO.

Con relación a la estratigrafía, la presente Hoja, está ocupada en más del 60% de su superficie por diversas facies graníticas pertenecientes al borde oriental del batolito de Cabeza de Araya. El resto de la Hoja se caracteriza por la presencia de sedimentos precámbricos del Complejo Esquisto Grauváquico. También hay que hacer mención al dique Alentejo-Plasencia que cruza la Hoja con dirección NE-SO y al haz de diques de Brozas que se encuentran principalmente en el ángulo NO insertados tanto en el Complejo Esquisto Grauváquico como en las masas graníticas. Aparte existen sedimentos cuaternarios tipo eluviales y aluviales de escasa entidad. Por el contrario en el ámbito de esta Hoja no se han detectado sedimentos pliocuaternarios tipo "raña" que sí aparecen en las Hojas próximas, aunque siempre muy escasos. No obstante, de forma aislada y con carácter muy restringido se observan sedimentos arenosos de escasa potencia que suponemos pertenecientes al Mioceno.

Desde el punto de vista regional, la característica tectónica más acusada corresponde a la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NO-SE o ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas sensiblemente paralelas. Posteriormente 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 primera fase. No obstante, con anterioridad a esta primera fase tiene lugar otra posiblemente sárdica, que puede observarse puntualmente en pequeños pliegues, fuera del contexto de la Hoja, cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1), y que, en general queda probada por la existencia de lineaciones L_1 fuertemente inclinadas.

El área cubierta por esta Hoja ha sido considerada en varios trabajos. Desde el punto de vista histórico cabe destacar la excelente monografía de EGOZCUE y MALLADA (1876) que constituye un hito en el conocimiento geológico de la región en particular y la provincia de Cáceres en general.

Entre los trabajos más recientes mencionaremos los trabajos de KELCH (1957), que si bien hace énfasis en los aspectos estratigráficos de la Sierra de San Pedro, fuera ya del área englobada en la Hoja de Brozas, presenta algunos datos cartográficos de interés referentes a la unidad granítica de Cabeza de Araya dentro del área de la Hoja que nos ocupa.

GARCIA DE FIGUEROLA (1963, 1965) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y BEA (1974), abordan extensamente y bajo diferentes enfoques geológicos, petrográficos y geoquímicos el estudio del dique básico de Plasencia y los diques básicos postesquistosos presentes en la región.

El dique de Plasencia ha sido objeto recientemente de estudios paleomagnéticos y geocronológicos por parte de SCHOTT, MONTIGNY y THVIZAT (1981). Parte de las muestras sometidas a estudio por estos autores, han sido cogidas en la Hoja de Brozas.

Las rocas graníticas han sido estudiadas por varios autores, aparte de los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA anteriormente citados, que dan valiosas descripciones y referencias de las rocas graníticas atravesadas por el dique de Plasencia, cabe destacar los trabajos de CORRETGE y G. DE FIGUEROLA (1971) y CORRETGE (1971).

Referente a los materiales del C.E.G. son escasos los trabajos existentes en esta zona, entre los que cabe mencionar los realizados por PEREZ REGODON y SOS BAYNAT (1963). También y a escala regional cabe mencionar los llevados a cabo por LOTZE (1946-1966), G. DE FIGUEROLA (1963 y 1965) y BOUYX (1970), así como los de THADEU (1951), TORRE DE ASSUNÇAO et al (1965) y OEN ING. SOEN (1970) en la zona portuguesa.

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Brozas (10-27) está ocupada, en más de 60% de su superficie por diversas facies graníticas pertenecientes al borde oriental del batolito de Cabeza de Araya. El resto de la Hoja se caracteriza por la presencia de grauvascas y pizarras atribuidas al Precámbrico Superior.

Especial mención merece la presencia del dique Alentejo-Plasencia, que atraviesa la Hoja con dirección NE-SO y el haz de pequeños diques diabásicos de Brozas que se concentran preferentemente en el ángulo noroccidental. Aparte y sobre los sedimentos del C.E.G., de forma esporádica y con escasa entidad se disponen unas arenas cuarcíticas que suponemos pertenecen al Mioceno.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 Grauvascas, esquistos y pizarras (16)

Esta unidad cartográfica se encuentra constituida por grauvascas, 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 al microscopio de diversas muestras ha permitido reconocer los siguientes tipos de materiales:

- Esquistos cuarzosos (grises y verdes) o filitas algo cuarcíticas 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 grosse-ro que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).
- Pizarras sericíticas-cloríticas con texturas granolepidoblásticas (esquistosa) y color gris-verdoso, ocasionalmente negro, en donde se encuentra 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 micro-nódulos detríticos, de 60 micras aproximadamente, de clorita con hábito di-

ferente del de la sinmetamórfica. Finalmente, más del 50% corresponde a entramados lepidoblásticos de clorita y sericita recristalizada durante la esquistogénesis.

- Metagrauvasas verdosas con textura esquistosa granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasas 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 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 metacuarcitas micáceas, esquistos biotíticos, metapelitas, etc.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m. a partir de los cortes realizados.

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 ROCAS PLUTONICAS

En esta Hoja distinguiremos dos unidades graníticas independientes. Una de ellas, la de mayor importancia en extensión, corresponde a la unidad granítica de Cabeza de Araya propiamente dicha (CORRETGE. 1971), está formada por los siguientes conjuntos cartográficos:

- granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos (15)
- granitos biotíticos-moscovíticos ortoneisificados con megacristales feldespáticos (14)
- granitos de grano grueso y leucogranitos (13)
- granitos de feldespato alcalino, aplíticos de la Zafrilla del Casar (12)
- granitos biotíticos-moscovíticos inequigranulares y porfídicos (11)
- granitos aplíticos y granitos de nódulos cordieríticos (10)

de estos seis conjuntos cartográficos el (11) corresponde en realidad a una unidad petrológica diferente, la unidad de Arroyo de la Luz (CORRETGE, op, cit), BASCONES, MARTIN HERRERO y CORRETGE (1980), que por su escasa extensión, ha sido incluida dentro de la unidad de Cabeza de Araya.

La segunda unidad cartografiada y estudiada en el área es la de Brozas, formada esencialmente por granitos deformados, consta de los siguientes términos:

- granitos ortoneisificados de grano grueso (moscov \pm biot \pm clor). Facies de Brozas (9)
- aplitas. Facies marginales deformadas (6)
- ortoneises microglandulares cuarzóferos (7)
- granitos tectonizados de grano grueso a medio de dos micas. Facies de Mata de Alcántara (8)

1.2.1 Unidad granítica de Cabeza de Araya

1.2.1.1 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (15)

No son totalmente uniformes en tamaño de grano; siempre tienen tamaño de grano muy grueso y exhiben numerosos megacristales de feldespato potásico. En ocasiones la abundancia de megacristales confiere a la roca carácter perortósico (holofeldespáticos).

Desde el punto de vista petrográfico y haciendo abstracción del carácter marcadamente porfídico que le confiere los megacristales de hasta 10 cm. de longitud, la roca presenta texturas porfídicas hipidiomórficas granulares de grano muy grueso.

La mineralogía es bastante uniforme. Como minerales fundamentales se encuentran feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y cantidades ligeramente menores de moscovita.

Los minerales accesorios más importantes son circón, apatito, cordierita, andalucita, turmalina, óxidos de Fe y casiterita. De todos ellos el más significativo es la cordierita presente siempre en forma de grandes prismas, a veces centimétricos. Se trata por tanto de granitos cordieríticos de megacristales feldespáticos.

Feldespato potásico:

Es el mineral más abundante, tiene marcada tendencia euهدral, aunque en los granitos con tendencia inequigranular (heterogranular), el carácter euهدral de los feldespatos es menos marcado. Por lo general siempre está maclado según la ley de Carlsbad y presenta intensa peritización observable a simple vista o con ayuda de lentes de escasos aumentos. El ángulo de los ejes ópticos es

bastante variable, abundan los valores comprendidos entre $2 V_x = 58^\circ - 65^\circ$.

Como hemos dicho anteriormente la pertitización es muy intensa, son especialmente abundantes los tipos "vein pertite" y "film pertite" de la terminología de LAVES Y SOLDATOS (1963).

No es frecuente encontrar maclas en enrejado, cuando se presenta el emparillado típico de la microclina sólo afecta a dominios parciales del feldespato potásico.

En general esta fase mineral es muy rica en inclusiones de cuarzo, plagioclasas, biotita y cordierita. Biotita y plagioclasas suelen llegar a estar orientadas dentro de los megacristales.

Como episodio póstumo ligado a los megacristales feldespáticos hay que citar la presencia de cuarzo reticular blástico originado en los procesos postmagmáticos.

Plagioclasas:

No tienen uniformidad granulométrica, su tamaño es muy inferior al observado en los feldespatos potásicos, son ligeramente subhedrales y tienen zonado normal continuo con coronas albiticas casi siempre presentes.

La composición media de los núcleos más básicos es próxima a $An 25 \pm 5$, pero se observa una disminución paulatina del contenido en calcio hacia la periferia donde llegan a presentarse fenómenos de mirmequitización muy bien diferenciados.

Suelen ser bastante ricas en inclusiones de cuarzo, biotita, cordierita y algunas veces topacio.

Los procesos de alteración principal son la sericitización y ocasionalmente caolinitización.

Cuarzo:

Aparecen varias generaciones o para ser más exactos, tipologías diferentes que pueden corresponder a una cristalización continua en diversas fases; este hecho determina que la morfología de los cuarzos más precoces genéricamente englobados aquí con el nombre de cuarzo I suele ser diferente al cuarzo principal, o cuarzo más abundante de la roca.

El cuarzo más precoz o cuarzo I tiene simetría diexahedral; ha comenzado a cristalizar antes que la plagioclasa.

El cuarzo principal o cuarzo II es el único que tiene importancia cuantitativa. Tiene formas anhedrales, extinción ondulante y suturas indentadas.

El cuarzo póstumo o cuarzo III se ha originado con toda probabilidad en el

período postmagmático y corresponde a una silicificación a través de fracturillas lineares o anastomosadas.

Biotita:

Se presenta este mineral en forma de láminas subidiomorfas algo corroidas y cuando se encuentra incluida en plagioclasas suele conservar un buen idiomorfismo.

Es un mineral muy rico en inclusiones de apatito y circón, y fuertemente pleocroico, presenta colores de pleocroismo variables entre el amarillo (n_x) y el marrón rojizo oscuro ($n_y = n_z$).

Los procesos de transformación más frecuentes son: moscovitización y cloritización.

Moscovita:

Es mineral tardío, blástico, relacionado con el feldespató potásico del que deriva en parte y con la andalucita a la cual sustituye. Es muy anhedral y solamente es corroida por cuarzo III, y en algunos casos por turmalina.

Existen otros tipos de micas blancas originadas durante el proceso de alteración de la cordierita que tienen excasa importancia cuantitativa.

Cordierita:

Es sin lugar a dudas el mineral característico del batolito de Cabeza de Araya. Aunque no aparece en todas las láminas delgadas dado el extraordinario tamaño de grano del granito de megacristales, puede observarse en casi todas las muestras de mano estudiadas.

Se manifiesta casi siempre en forma de prismas idiomórficos de notables dimensiones, llegando en ocasiones a 4 cm. de longitud.

Están totalmente pinnitizados o alterados a una variedad micácea conocida con el nombre de gigantolita en otras épocas.

En las zonas frescas suelen observarse inclusiones de circón que producen el típico halo pleocroico.

Andalucita:

Es mucho menos abundante que en los granitos de grano grueso y leucogranitos, que describiremos más adelante.

Se presenta en forma de cristales anhedrales intensamente corroidos por moscovita blástica. Ocasionalmente se encuentra formando sineusis con cristales de cordierita.

Circón:

Es muy abundante en estos granitos. Las biotitas son extraordinariamente ricas en inclusiones de circón que pueden encontrarse en forma zonada, a veces pueden encontrarse también incluidos en cristales de apatito. No son raros los circones subidiomorfos con núcleos de circones antiguos.

Apatito:

Su hábito es siempre subhedral o anhedral redondeado con superficies muy rugosas; tiene abundantes inclusiones de circón y frecuentemente se encuentra incluido en cordierita.

1.2.1.2 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS ORTONEISIFICADOS CON MEGACRISTALES FELDESPATICOS (14)

En el cuadrante Nor-oriental de la Hoja de Brozas los granitos de megacristales anteriormente descritos aparecen fuertemente deformados. Esta deformación ligada a zonas de cizalla importantes produce una ortoneisificación muy basta.

Los cristales de cuarzo sufren una milonitización intensa con aparición de numerosos subgranos, en las zonas de mayor tectonización el feldespato potásico y las plagioclasas sufren granulaciones en el borde y las biotitas y moscovitas roturas y flexiones intensificándose los procesos de clastificación y moscovitización, por lo demás los restantes aspectos mineralógicos primarios son idénticos a los que se observan en los granitos de megacristales sin deformar.

1.2.1.3 GRANITOS DE GRANO GRUESO Y LEUCOGRANITOS (13)

Se presentan en la parte central del batolito de Cabeza de Araya. Uno de los problemas más interesantes que plantea esta facies granítica es el significado y relación existente entre ella y los granitos de megacristales anteriormente descritos.

Según las observaciones de campo parece bastante claro que ambos tipos de facies son bastante transicionales; efectivamente el batolito va perdiendo megacristales feldespáticos hacia el centro del mismo y se transforma en un granito inequigranular de grano grueso.

Cierto es, sin embargo, que en ocasiones el paso es bastante brusco por lo que hay que suponer una evolución independiente de ambas facies, muy especialmente las más leucograníticas próximas en composición y textura a los granitos de feldespato alcalino de la Zafrilla del Casar.

Los granitos de grano grueso no porfídicos son siempre de dos micas, predominantemente moscovíticas. La facies más leucogranítica que en otras memorias se han denominado "facies de los arenales" CORRETGE (op cit) TENA Y CORRETGE (1980) es extraordinariamente moscovítica, mientras que la facies común, "facies Ribera de Araya" es más rica en biotita a la vez que presenta una mayor variabilidad de tamaño de grano.

Las diferencias petrográficas entre ambos tipos de granitos de grano grueso son insignificantes.

Texturalmente son rocas hipidiomórficas granulares de grano grueso formadas por los siguientes minerales: feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo, moscovita y biotita como componentes principales y circón, apatito, andalucita, sillimanita, cordierita, topacio y turmalina como minerales accesorios. Las proporciones de los componentes accesorios son tan variables que en algunos casos pueden pasar a ser fases fundamentales, tal es el caso de la andalucita.

Las características mineralógicas son similares a las de los granitos con megacrístales feldespáticos, haremos por tanto una descripción sumaria en los casos de mayor coincidencia mineralógica.

Feldespato potásico:

Cristaliza con formas anhedrales o subhedrales, casi siempre están en mayor o menor extensión peritizados. Un aspecto interesante es el hábito y características de los feldespatos potásicos en rocas próximas a los granitos con megacrístales. En ellas los feldespatos adquieren un hábito idiomórfico, aumentan de tamaño y tienen muchas inclusiones de plagioclasa y biotita además de ser extraordinariamente peritéticos.

Plagioclasas:

De hábito subidiomorfo, tienen maclado muy fino según las leyes de albita, albita-Carlsbad y periclina. La basicidad de los cristales de plagioclasas es bastante variable.

En los casos de mayor basicidad se llega a An_{25} pero son mucho más abundantes las plagioclasas ácidas de tipo albita o albita-oligoclasa ácida con contenidos de anortita variables entre An_7 y An_{14} , suele observarse zonación aunque mucho más débil y difusa que en los granitos de megacrístales. Las inclusiones más frecuentes son: láminas de biotita, algunos cristales de cordierita y en algunos casos cuarzos subidiomorfos.

Cuarzo:

Se distinguen tres generaciones. El primero o cuarzo I es anterior o simultáneo a la cristalización de la plagioclasa, tiene formas redondeadas y cuando se encuentra aparece siempre como inclusión dentro de las plagioclasas. El cuarzo II es el más abundante, tiene formas cristalinas anhedrales y superficies casi siempre muy fracturadas hasta el punto de constituir en ocasiones subgranos.

Suele cristalizar simultáneamente y posteriormente al feldespató potásico. El cuarzo III forma un entramado de hilos ultrafinos finamente entremezclados que siguen la orientación de determinados planos del feldespató potásico. Se trata de un cuarzo reticular que corroe blásticamente no sólo al feldespató potásico sino también a la moscovita blástica tardía.

Moscovita:

Presenta una gran variabilidad en cuanto al tamaño de grano. Las facies leucograníticas contienen moscovitas blásticas que alcanzan los tres milímetros, hecho que confiere un aspecto sedoso o plateado a estas facies graníticas. La proporción de moscovita aumenta mucho en las facies más andalucíticas donde sustituye total o parcialmente a estos cristales. Puede hablarse por tanto de un origen a partir de andalucita de la moscovita en las rocas de este grupo.

Biotita:

Tiene características similares a las presentes en los granitos de megacristales. En algunas preparaciones se observa una cierta asociación entre la biotita y moscovita y una sustitución parcial de aquélla por ésta.

Los fenómenos de alteración o transformación son frecuentes en estas facies graníticas. El proceso más común es la cloritización que conlleva la aparición de gránulos de óxidos de Fe y Ti sobre un fondo clorítico.

Andalucita:

Al igual que el mineral más característico de los granitos con megacristales es la cordierita, en los granitos de grano grueso y leucogranitos el mineral característico es la andalucita hasta el punto que dichos granitos pueden denominarse correctamente como granitos andalucíticos de dos micas.

Cristaliza con formas globulosas anhedrales o en forma de prismas anhedrales, si bien hay que reconocer que el carácter anedral está acentuado por la acción corrosiva de la moscovita que corroe intensamente a este polimorfo de alúmina.

El tamaño de la andalucita es muy variable, oscila generalmente entre 0'2 y 2

mm. y exhibe algunas veces ligeros tintes rosados pleocroicos.

La andalucita suele conservar casi siempre una extraordinaria frescura en su superficie e interior y sólo en contadas excepciones es posible observar gránulos sericíticos productos de sustitución por pseudomorfismo de antiguos cristales de andalucita.

Sillimanita:

Es mineral muy escaso, siempre presenta hábito acicular o fascicular fibrolítico. Aparece en algunas láminas de moscovita junto con andalucita pero no forzosamente en contacto con ella. En algunos casos penetra dactilíticamente en las plagioclasas.

Cordierita:

Es menos abundante que en los granitos con megacristales pero sus características de hábito y alteración son idénticas a pesar de que el tamaño es bastante menor. En algunas preparaciones la cordierita, que engloba a su vez cristales de apatito se encuentra incluida dentro de láminas de biotita, por tanto el origen de la cordierita es evidentemente muy precoz.

1.2.1.4 GRANITOS DE FELDESPATO ALCALINO, APLITICOS DE LA ZAFRILLA DEL CASAR (12)

Se encuentran en la parte sur-oriental del batolito de Cabeza de Araya ocupando el centro geográfico del mismo, en anteriores trabajos (CORRETGE 1971) se han venido denominando "granitos de la Zafrilla del Casar", pues el vértice geodésico del mismo nombre se encuentra en el afloramiento de mayor extensión. Mesoscópicamente son rocas de color blanquecino o amarillento de grano medio y frecuentemente aspecto sacaroideo.

Sobre la masa blanquecina cuarzo-feldespática destacan con nitidez las laminillas de moscovita, biotita y cristales de turmalina.

Algunas facies de granito de grano grueso y leucogranitos descritos anteriormente llegan a tener un aspecto macroscópico mesoscópico similar. No obstante, la morfología acastillada, ruiforme de los granitos de la Zafrilla es muy diferente a la morfología en bolos que presentan los granitos de grano grueso.

Las formas cartográficas festoneadas que presentan los granitos de la Zafrilla son consecuencia de la acción erosiva de la red hidrográfica actual. Hay que pensar por tanto en un carácter apical de estos granitoides.

Desde el punto de vista petrográfico las facies graníticas de la Zafrilla no son muy diferentes a los granitos de grano grueso, tienen no obstante dos aspectos

diferenciales: carácter más moscovítico y mayor acidez de la plagioclasa casi siempre albitica. Estos criterios deben aplicarse con prudencia pues hay excepciones en algunas muestras.

Texturalmente son rocas hipidiomórficas granulares o alotriomórficas muy especialmente en las muestras en las que el feldespato potásico ejerce intensa acción blástica sobre los cristales de plagioclasa.

La composición mineralógica es idéntica a la de los granitos de grano grueso. Están constituidas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita como minerales fundamentales y circón, apatito, andalucita, cordierita, sillimanita, turmalina, casiterita y opacos como componentes minerales accesorios.

Feldespato potásico:

Exhibe un hábito más anhedral que en los granitos de grano grueso. El carácter parcialmente blástico del feldespato en los granitos de la Zafrilla es un fenómeno característico. En muchas preparaciones se observan verdaderas digestiones de viejas plagioclasas ácidas.

La pertitización es mucho menos marcada que en los granitos de megacristales y la microclinización es asimismo local afectando solamente a algunas zonas de los cristales de feldespato potásico.

Respecto a las inclusiones pueden observarse cristales de cuarzo, plagioclasas y algunas cordieritas.

Cuarzo:

Se observan dos tipos texturales. El más abundante se presenta en forma de cristales anhedrales o subhedrales con extinción ondulante, su tamaño es menor al de los restantes componentes esenciales de la roca. Presenta frecuentemente inclusiones de rutilo acicular. El segundo tipo de cuarzo es reticular idéntico al de los restantes granitos hasta ahora descritos en este estudio, siempre es menos abundante que en los granitos con megacristales y los granitos de grano grueso.

Biotita:

Se presenta en forma de láminas subhedrales o anhedrales ricas en inclusiones de circón, apatito y óxidos de Fe. En las rocas de facies Zafrilla existen siempre abundantes procesos de cloritización de biotitas, así como procesos de moscovitización.

Moscovita:

Es más abundante que la biotita, en especial en las facies más aplíticas, sus características texturales son marcadamente blásticas. Corroe frecuentemente a los cristales de feldespato potásico y a la andalucita y esporádicamente a las láminas de biotita.

Plagioclasas:

Aparecen con formas subhedrales o anhedrales de elevada acidez, por lo general comprendida entre An_0 y An_{10} . Está finamente maclada según la ley de la Albita preferentemente.

Un rasgo muy característico es la presencia de procesos de albitización posterior intergranular, CORRETGE y MARTINEZ (1975), originada en procesos postmagmáticos.

Turmalina:

Suele aparecer con dos hábitos de cristalización diferentes, por un lado, en las facies típicamente aplíticas tiene formas anhedrales redondeadas o subredondeadas.

En otros casos se presenta con hábito reticular similar al cuarzo reticular y, al igual que éste, tiene carácter blástico.

La andalucita, sillimanita, circón y apatito no presentan ninguna particularidad diferencial digna de mención. Haremos sin embargo referencia al hecho de que en los granitos de Zafrilla se observan con relativa frecuencia cristales de caiserita de color amarillo brillante o parduzco con hábito anhedral o subhedral.

1.2.1.5 GRANITOS BIOTITICOS-MOSCOVITICOS INEQUIGRANULARES Y PORFIDICOS (11)

Ocupa una extensión exigua de unos 4 Km² al SE de la Hoja de Brozas y se prolonga hacia Arroyo de la Luz donde los afloramientos son importantes.

Petrográficamente se trata de rocas hipidiomórficas heterogranulares con fenocristales tabulares de feldespato potásico de 1 a 3 cm. de longitud. El resto de la roca está formada por plagioclasas ácidas, biotita con diferentes grados de cloritización, cuarzo y abundantes láminas de moscovita.

Generalmente el cuarzo es globuloso y el feldespato potásico rico en inclusiones de plagioclasas subidiomorfias.

Las plagioclasas no tienen intensa zonación como ocurre con otras rocas de la unidad granítica de Arroyo de la Luz y son muy ácidas An_{5-10} .

La biotita tiende a presentarse en agrupaciones lenticulares con texturas de-

cusadas como en las rocas de Arroyo de la Luz; sin embargo en la facies graníticas que estamos describiendo la basicidad de las plagioclasas es mucho menor y el contenido en moscovita mucho mayor. Estos son por tanto caracteres netamente diferenciales.

1.2.1.6 GRANITOS APLÍTICOS Y GRANITOS DE NODULOS CORDIERITICOS (10)

Constituye esta facies un grupo nacido de forma coyuntural para agrupar a las facies graníticas aplíticas no pertenecientes cartográficamente al conjunto de los granitos de la Zafrilla pero que, sin embargo, se encuentran dentro de la unidad granítica de Cabeza de Araya.

Los dos únicos manchones que se han observado se sitúan en Navas del Mardroño constituidos por un granito aplítico idéntico a las facies más aplíticas de la Zafrilla y las facies con nódulos cordieríticos al S.E. de la Hoja.

Los granitos aplíticos propiamente dichos no presentan características diferenciales dignas de reseñar, salvo el carácter eutectoide de algunas muestras.

Los granitos de nódulos cordieríticos están mejor representados en la Hoja de Arroyo de la Luz.

Están formados por cuarzo, albita, feldespato potásico, y biotita como minerales fundamentales y circón, andalucita, turmalina y especialmente agregados nodulares de cordierita, totalmente pinnitizada, en asociación simplectítica con cuarzo globular.

1.2.2 Unidad de Brozas-Mata de Alcántara

El batolito de Brozas constituye una unidad individualizada separada del batolito de Cabeza de Araya por una estrechísima banda de pizarras. Tiene forma alargada, su eje máximo corresponde prácticamente a la distancia que separa a las dos localidades de Mata de Alcántara en la Hoja de Garrovillas y Brozas, es decir prácticamente 13-14 kilómetros.

El batolito tiene abundantes retazos metamórficos incluidos en su interior y está fuertemente tectonizado, hasta tal punto, que todo el conjunto puede considerarse como una formación ortoneílica.

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse dos facies principales:

- granitos ortoneisificados de grano grueso (moscov ± biot ± clor). Facies de Brozas (9).
- granitos tectonizados de grano grueso a medio de dos micas. Facies de Mata de Alcántara (8).

y dos subfacies menos importantes:

- Ortoneises microglandulares cuarcíferos (7).
- Aplitas. Facies marginales deformadas (6).

Hay que hacer la salvedad que dado que estos granitos están afectados en su totalidad por una zona de deformación en la que intervienen mecanismos de cizalla, los tipos petrográficos son muy variables y representan esencialmente tectofacies petrográficas.

1.2.2.1 GRANITOS ORTONEISIFICADOS DE GRANO GRUESO (MOSCOV \pm BIOT \pm CLOR). FACIES DE BROZAS (9)

Las características más representativas de esta facies son: foliación muy clara, con direcciones aproximadamente N-S y buzamientos muy próximos a 30° y carácter moscovítico o moscovítico-clorítico (la facies de dos micas son siempre subordinadas).

Tienen texturas planares miloníticas o cataclásticas derivadas de texturas hipidiomórficas granulares de grano grueso formadas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita como minerales esenciales y apatito, topacio y turmalina como accesorios. En algunos tipos la biotita y la clorita son componentes principales.

Plagioclasas.- Por lo general son subhedrales, macladas según las leyes de Albita, Albita-Carlsbad y periclina. Su composición oscila entre 5-12% An; algunas plagioclasas más básicas suelen estar débilmente zonadas. Generalmente son pobres en inclusiones; las más frecuentes son topacio granular anhedral y apatito prismático de 0'1 a 0'15 mm. de longitud. La tectonización suele ser bastante intensa, observándose distorsiones y fracturas en los planos de composición de Albita y Albita-Carlsbad. La deformación se realiza normalmente no por un proceso de distorsión mecánica, como en el caso antes apuntado, sino por medio de un giro de los planos de composición (010), que tienden a disponerse unas veces paralelos y otras débilmente oblicuos a la foliación, en la que se presentan acumulaciones de moscovita microcrenuladas; queda, por lo tanto, de manifiesto que la deformación no se presenta por igual en los planos S de tectonización más intensa y en los domínios cristalinos englobados por dichas superficies.

Cuarzo.- Es siempre anhedral, muy tectonizado, manifestando siempre extinción ondulante. En las zonas trituradas se produce siempre una fuerte granulación que conduce a una homogeneización del tamaño de grano; por lo tanto siempre se suelen observar dos tipos de cuarzo:

- a) cristalinos equigranulares, de 0'1 a 0'15 mm., anhedrales, finamente soldados.
- b) grandes láminas, a veces fusiformes, rodeadas por cuarzo del tipo a, con intensa distorsión cristalina.

Siempre suele ser pobre en inclusiones, observándose muy esporádicamente agujas de rutilo y pequeños cristales de plagioclasas.

En algunas preparaciones del N de Brozas se encuentra otro tipo de cuarzo más joven que los anteriormente considerados. Se trata de un tipo de cuarzo de formas irregulares, a veces alargadas, con algunos límites rectilíneos paralelos a los planos de macla de las plagioclasas donde se encuentra incluido. Podría considerarse, por ello, como una variedad de cuarzo cristalizada a partir de fracciones silíceas incluidas dentro de las plagioclasas durante su crecimiento.

Feldespatos potásico.- Su hábito y proporción es muy variable; generalmente es anhedral, con peritización escasa o nula y con inclusiones de plagioclasa y, en algunos casos, de cuarzo granofídico. En muchos casos suele observarse un proceso de sustitución difusa de plagioclasa por feldespato potásico, que ha comenzado a cristalizar antes que el cuarzo.

En algunos tipos de rocas se observan con claridad dos tipos de feldespatos. El primero, y más abundante, es un feldespato potásico, algo perítico, anhedral, sin maclas en enrejado, asimilable al tipo que venimos considerando hasta el momento. El segundo es microlina anhedral con maclación muy clara, totalmente posterior a los demás componentes de la roca (salvo moscovita y turmalina). Engloba incluso al feldespato potásico perítico.

Moscovita.- Aparece con dos hábitos distintos, correspondientes a dos momentos diferentes de formación:

- a) Moscovita precinemática.
- b) Moscovita paracinemática-postcinemática.

La primera pertenece al ciclo de evolución postmagmático normal de la roca, es plateada y se encuentra agrupada formando nidos moscovíticos de varios milímetros de longitud, o bien láminas independientes de 0'4 a 0'7 mm. Tiene extinción ondulante y crenulaciones, su $2V = 36 \pm 2^\circ$.

Casi siempre están desfleadas por los bordes. Con frecuencia los planos (001) contienen abundantes óxidos de hierro, producto secundario de transformación o corrosión de la biotita.

La moscovita paracinemática-postcinemática es microcristalina y se forma por procesos de tectonización intensos, rellenando los planos de foliación, en toda su extensión, junto con clorita y limonita.

Biotita.- Es siempre más escasa que la moscovita y en muchos lugares (facies típica de Brozas) suele faltar. Las características más notables son $n_y = n_z =$ marrón rojizo, $n_x =$ verde amarillento claro, en las biotitas sin ningún proceso de transformación o alteración, y $2V = 5^\circ$, $n_y = n_z =$ verde oscuro, $n_x =$ verde amarillento en biotitas con incipientes procesos de cloritización. Las transformaciones más comunes son la cloritización (generalmente pennina) y moscovitización. Los procesos tectónicos se manifiestan aquí, al igual que en las moscovitas mediante fenómenos de crenulación y kink-bands.

Clinzoisita.- No es muy abundante; se encuentra en un porcentaje muy pequeño de preparaciones en forma de agregados, incluidos en plagioclasas y más frecuentemente en nódulos biotíticos o en láminas de biotita.

Turmalina.- En el sector de Brozas el chorlo no es tan abundante como en las facies de Mata de Alcántara; sin embargo hemos encontrado una variedad que por su escasez y rareza merece un poco de atención. Se trata de la variedad litífera de la turmalina (Elbaita). Está débilmente zonada y se ha formado en el estadio pneumatogénico de alteración, atacando a plagioclasas y ocupando intersticios entre los minerales de la fase ortomagmática.

1.2.2.2 GRANITOS TECTONIZADOS DE GRANO GRUESO A MEDIO DE DOS MICAS. FACIES DE MATA DE ALCANTARA (8)

En general se trata de granitos con foliación más difusa y un mayor carácter biotítico que las facies de Brozas. Desde el punto de vista petrográfico ofrecen mayor diversificación textural e incluso pueden distinguirse dos subfacies, la primera formada por granitos de dos micas de grano medio a grueso, con estructura flaser. Sus minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita y entre sus accesorios abundan el circón, apatito y turmalina.

La segunda subfacies está constituida por granitos débilmente tectonizados o incluso sin estructuras cataclásticas aparentes.

Petrográficamente esta segunda subfacies está formada por rocas con textura hipidiomórfica granular de grano grueso, formadas por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico, biotita y algo de moscovita. Entre los accesorios comunes podemos citar apatito, circón, rutilo y andalucita.

La abundancia de apatito, feldespato potásico muy perfitico, plagioclasas zonadas y presencia de andalucita hace que estos granitos de esta subfacies tengan características más próximas a los granitos de grano grueso de Cabeza de Araya.

Respecto a las características mineralógicas pormenorizadas de la subfacies tectonizada que es la más representativa, ofrecen tan pocas variaciones con respecto a los ortoneises de Brozas que no es necesario insistir en ningún detalle adicional.

1.2.2.3 ORTONEISES MICROGLANDULARES CUARCIFEROS (7)

Aparecen en el contacto occidental de la unidad de Brozas-Mata de Alcántara. Esencialmente se trata de neises miloníticos en los que la deformación es más acusada pues en ese contacto se observan bandas de cizalla muy vergentes al oeste que producen intensa deformación tanto en los granitos de la facies de Brozas como en los de Mata de Alcántara. Los ortoneises microglandulares más típicos están formados por plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita y cantidades mucho menores de feldespato potásico. Los planos de foliación están ocupados por clorita, limonita y sericita.

1.2.2.4 APLITAS. FACIES MARGINALES DEFORMADAS (6)

En el contacto este del granito de Brozas e igualmente intercaladas en la masa del mismo granito aparecen rocas deformadas de carácter aplítico. Formada por un entramado holocristalino de cuarzo, albita, moscovita y feldespato potásico y cantidades insignificantes de biotita y clorita.

Se trata sin duda de una subfacies de variación de los granitos de Brozas pues tiene idénticas características mineralógicas y texturales aunque muestra menor índice de color.

1.3 ROCAS FILONIANAS

1.3.1 Diabasas (5)

Distinguiremos en este apartado dos grupos o unidades netamente diferenciadas: las diabasas del haz E-W que corta a los materiales del C.E.G. y granito de Brozas y el gran dique dolerítico de Plasencia-Alentejo que atraviesa de parte a parte la Hoja de Brozas.

La potencia de los diques de diabasa es difícil de precisar dado el grado de alteración pero por lo general varían entre 0'5 y 2 metros.

1.3.1.1 HAZ DIABASICO DE BROZAS

Estos diques tienen texturas diabásicas o subofíticas y están constituidos por plagioclasas, láminas desfleçadas de anfíbol actinolítico, clinopiroxenos y canti-

dades muy variables de accesorios y minerales secundarios especialmente cloritas y leucoxeno.

Hay, no obstante, bastante variación en la composición mineralógica y textural dependiendo de las muestras estudiadas, hasta el punto que es posible distinguir los siguientes tipos de diques.

a) Doleritas piroxénicas (facies gabroide).

Tienen textura subofítica muy típica y están formadas por plagioclasas (An_{80}) y clinopiroxeno con $Z_{\text{Alc}} = 42^\circ$ y $2V_z = 59 \pm 2$ y sulfuros, actinolita, biotita y óxidos de Fe como minerales accesorios; entre los minerales secundarios pueden citarse actinolita, clorita y posiblemente talco.

En estas rocas existen pseudomorfos constituidos por una mezcla de tremolita-actinolita-clorita que parecen derivar por el hábito, de asociaciones cúmulo-porfídicas de olivino.

La biotita es accesoría, es especialmente abundante en torno a los opacos (óxidos) de los que parece derivar.

b) Gabro-diabasas olivínicas.

Están total o parcialmente uralizadas. Su textura es subofítica constituida por plagioclasa $An_{55 \pm 5}$, pigeonita, pseudomorfos de olivino y opacos, como minerales fundamentales. Como accesorios destacan biotita y actinolita y como minerales secundarios se encuentran clorita y talco.

En estas rocas el piroxeno es clarísimamente una pigeonita anhedral, parte de los cristales están invertidos apareciendo láminas de augita en los planos (001) de la pigeonita original.

El olivino fue abundante en estas rocas, está transformado en un agregado de talco y óxidos de Fe.

1.3.1.2 DOLERITAS, DIABASAS Y GABROS DEL DIQUE DE PLASENCIA

Como dijimos en la introducción, existe abundante literatura sobre este importante dique: GARCIA DE FIGUEROLA (1963, 1965) GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETEGE Y BEA (1974).

El tamaño de grano de las rocas del dique es muy variable, por tanto en la clasificación petrográfica, influida por la granulometría de la roca pueden considerarse dentro del mismo dique nombres como gabros, doleritas o diabasas según la muestra de que se trate. La explicación es obvia si tenemos en cuenta que la gran potencia del dique permite la cristalización de rocas gabroides en el centro del dique mientras que en los bordes hay rocas con grano extraordinariamente fino.

La textura más normal en las rocas de tamaño medio es la ofítica originada

por la asociación de grandes cristales de pigeonita con plagioclasa. Esta tiene por lo general zonado normal continuo con núcleos básicos en torno a An_{60} y zonas periféricas An_{40} . El clinopiroxeno (pigeonita) suele englobar a cristales de olivino que se encuentran totalmente serpentinizados.

En algunas zonas del dique, el piroxeno se transforma totalmente en anfíbol verdoso de tipo actinolítico, aunque a veces se observa igualmente hornblenda parda.

Otro mineral de interés que por su hábito, parece ser primario, es la biotita que rodea frecuentemente a los cristales de ilmenita muy abundantes en estas rocas.

En las zonas del dique más evolucionadas desde el punto de vista petrogenético aparecen zonas intersetales con intercrecimientos micropegmáticos de cuarzo y feldespato.

1.3.2 Cuarzo (4)

Los diques de cuarzo más importantes llevan direcciones N-S. En general se trata de diques de cuarzo lechoso que resaltan en el paisaje; en ocasiones presentan concentraciones hematíticas muy localizadas.

1.3.3 Aplitas (3)

Sólo se ha encontrado, en esta Hoja, un dique de naturaleza aplítica con una cierta entidad cartográfica. Se encuentra ubicado a unos 2 Km. al S. de la localidad de Navas del Madroño en la carretera comarcal 523, y presenta una dirección $N 60^\circ E$ con buzamiento subvertical.

Su anchura es de unos 4-5 m. y su longitud de 1'5 Km.

En laboratorio se le ha clasificado como un pórfido granítico con textura porfídica alotriomórfica. Como componentes principales aparecen plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo; biotita, moscovita, opacos, apatito, sericita y clorita como accesorios.

Los fenocristales son esencialmente de feldespato potásico, existiendo algunos de plagioclasa y cuarzo de alta temperatura. En algunas ocasiones los megacristales pueden ser agregados de varios cristales.

Los fenocristales de feldespato potásico presentan normalmente dos fases de crecimiento reflejadas en una corona intermedia sericitizada, probablemente albítica.

La mesostasis, constituida esencialmente por los mismos minerales y todos los accesorios, presentan abundantes texturas granofídicas asociadas a feldespato potásico.

Finalmente hay que mencionar que en general la roca está fuertemente sericitizada y que los filosilicatos son de muy pequeño tamaño.

1.4 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

En torno a los batolitos graníticos y muy especialmente por su amplia extensión, rodeando al batolito de Brozas-Mata de Alcántara se desarrolla una zona de metamorfismo de contacto que afecta exclusivamente a materiales del complejo esquisto grauváquico. También se produce metamorfismo de contacto muy local en las proximidades del dique de Plasencia-Odemira.

1.4.1 Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (2)

Pizarras mosqueadas: tienen textura grano-lepidoblástica. Están constituidas por cuarzo, clorita, sericita, biotita y algunos accesorios como turmalina, circón y opacos.

La biotita es típicamente poiquiloblástica y prácticamente el único mineral índice de la acción térmica de los granitos.

En estas rocas suelen presentarse ocasionalmente motas producidas por una reorganización de la materia cristalina previa a la blastesis de la cordierita. En general estas motas circulares o elípticas están formadas por los mismos elementos de la matriz aunque tienen menor proporción de hematites.

Pizarras nodulosas: macroscópicamente son porfidoblásticas. Los nódulos pre-cordieríticos y cordieríticos que suelen tener una corona leucocrática externa se encuentran mejor definidos que en las pizarras mosqueadas.

La paragénesis mineral más común es cuarzo, clorita, moscovita \pm biotita \pm cordierita \pm plagioclasa. En contadas ocasiones aparece andalucita. En estas rocas aparecen porfiroblastos de clorita y biotita generados en la etapa de metamorfismo de contacto.

Cornubianitas: Tienen texturas muy granoblásticas. Son muy abundantes en las zonas de "roof pendants" y de forma discontinua en las zonas más cercana a los granitos. La paragénesis normal es cuarzo, biotita, moscovita, cordierita, feldspato potásico y plagioclasa. En la asociación mineral la moscovita siempre es un mineral muy tardío que sustituye y corroe a los restantes minerales termometamórficos. Al igual que en las pizarras nodulosas la andalucita es un mineral bastante escaso.

Cuando el metamorfismo afecta a rocas más silíceas (grauvacas) los cuarzos recristalizan totalmente y la matriz se transforma en productos micáceos biotíticos junto con cordierita anhedral pinnitizada.

1.4.2 Cornubianitas (1)

Corresponde a este tramo unas rocas que tienen escasa representación cartográfica. Sólo aparecen con cierta entidad cartográfica en el borde suroccidental del batolito de Cabeza de Araya.

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.

1.5 Terciario

1.5.1 Mioceno

1.5.1.1 Arcos y Arcillas (17)

Corresponden a esta unidad unos depósitos detríticos de origen continental que dan lugar a replanos de cierta extensión en la zona suroccidental de la Hoja, en donde también aparecen pequeños restos sin entidad cartográfica.

Estos sedimentos que no superan el metro de potencia, están constituidos fundamentalmente por arcos blancos y arcillas verdes y grises, que contienen cantos cuarcíticos sueltos redondeados y subredondeados de hasta 3 cm. de diámetro.

Del estudio granulométrico de varias muestras se observa que el porcentaje de arenas oscila entre 43% y 61%, las gravas representan un 7% a 22% en tanto que los limos + arcillas aparecen en una proporción que varía entre el 20% y 50%.

A estos sedimentos se les considera como de edad Miocena en base a las características litológicas, y a su composición y correlación con otros afloramientos similares de la región.

1.6 Cuaternario

Se han diferenciado cartográficamente dos tipos de depósitos cuaternarios de escasa entidad: Aluviales y eluviales.

1.6.1 Aluviales (18)

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.

1.6.2 Eluviales (19)

Se desarrollan principalmente en la zona oriental de la Hoja, sobre las rocas graníticas, dificultando en ocasiones el estudio de la aureola de metamorfismo de contacto entre dichas rocas 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 (20-30 cm.) que no se han considerado cartográficamente con el fin de no dificultar la representación de las características estructurales del infrayacente.

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, y también presentes en la Hoja sobre todo en las zonas graníticas.

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-SO.

Por nuestra parte, hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), al SO de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km 21'2 de la cc. 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 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 O de la que nos ocupa, en el PK 10'900 de cc. 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 que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzardían entre 30° NO 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, 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 conteo de 165 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 135° E y buzamientos que en general superan los 80° tanto al SO 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, y 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 30°-70° E y charnelas con un plunge mayor de 75° N ó S.

2.3.3 Líneaciones

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 134 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 2), resultando un máximo bien definido N 154° E con buzamiento de 70° al N.

Por otra parte, las líneaciones de crenulación (L_2) se debe 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°. 10-27. BROZAS

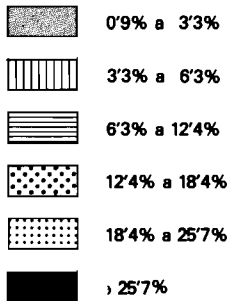
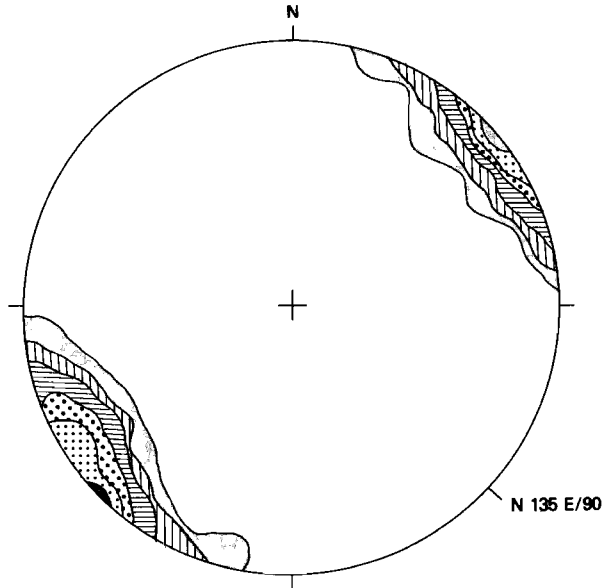


FIGURA N°. 1.- Proyección de 165 polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

HOJA N°. 10-27. BROZAS

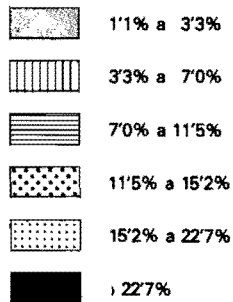
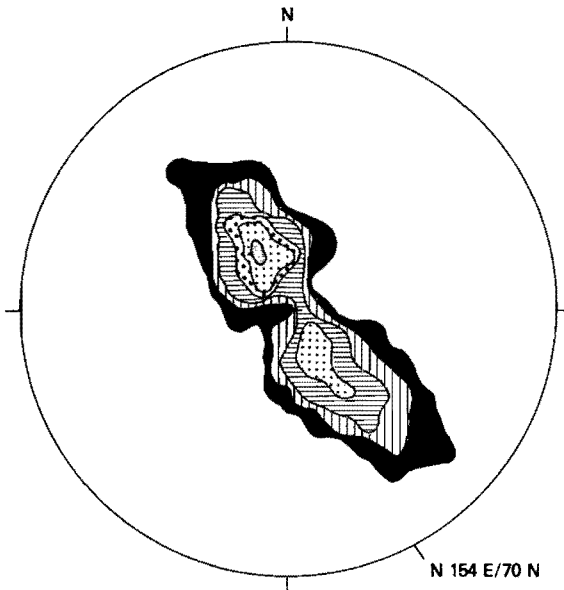


FIGURA N°. 2.- Proyección de 134 polos de la lineación de intersección L_1 . Fal-silla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

2.3.4 Fracturas

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la Hoja.

Paralelas a las estructuras

Están escasamente marcadas en la presente zona. A escala regional y dentro del ámbito de las Hojas próximas estudiadas también por nosotros se puede observar que aunque son sensiblemente paralelas a los pliegues deben ser algo posteriores ya que cortan en ocasiones a éstos.

Del estudio de alguna de estas fracturas en la Sierra de San Pedro (Hoja nº 10-28) se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970) en el N. de Portugal, es decir debe de tratarse de desgarres con componente vertical que han debido funcionar en varias ocasiones, dando como resultado final movimientos en tijera.

Oblicuas a la estructura

Se individualiza principalmente una familia de la dirección comprendida entre N 30° E - N 55° E muy bien representada en toda la Hoja y especialmente en las áreas graníticas. Dentro de esta familia cabe mencionar la que queda rellena por el dique Alentejo-Plasencia con dirección N 30° E y que presenta una clara componente de desgarre senestra como se puede comprobar en la Hoja limítrofe nº 10-28 (Arroyo de la Luz). También dentro de estas fracturas existe otra familia con menor representación que presenta una dirección próxima N-S.

El comportamiento de estas fracturas oblicuas a las estructuras debe ser análogo a las típicas tardihercínicas del resto del Macizo Hespérico es decir normales con componentes de desgarre.

Otras familias

Finalmente cabe mencionar otra serie de fracturas posteriores a las descritas anteriormente ya que cortan netamente el dique Alentejo-Plasencia. Dentro de este conjunto se individualizan al menos dos familias con direcciones N 55° E - N 70° E y N 110° E - N 140° E. Se trata también de fallas normales con componente de desgarre.

2.4 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

Las rocas graníticas de la Hoja de Brozas muestran tres tipos diferentes de estructuras.

- Fracturas y diaclasas
- Foliación y zonas de cizalla
- Orientación de megacristales

Las fracturas y diaclasas presentan las mismas características que las que se observan en los metasedimentos del C.E.G. La red principal de fracturas está íntimamente ligada a la falla de desgarre de Plasencia-Alentejo que atraviesa el batolito de Cabeza de Araya de NE-SO.

La foliación y zonas de cizalla se presentan en dos dominios diferentes; en el cuadrante Nor-oriental los granitos de megacristales están ortoneisificados y muestran una foliación muy marcada, originada con toda probabilidad por zonas de cizalla dúctiles.

En el batolito de Brozas-Mata de Alcántara se observa una foliación verticalizada y unos planos de cizalla paralelos o subparalelos que unas veces funcionan como cizallas normales y otras, como en el contacto occidental forman zonas de cizallas miloníticas inversas que vergen hacia el oeste.

El granito tectonizado en el sector de Brozas está afectado por planos de cizallas de dirección próxima a N-S subverticales en donde se observan con claridad estrías indicativas de la existencia de las mismas. Cuando dichos planos buzaban un poco al este, los planos de cizalla actúan como cizallas normales con estrías muy verticalizada de dirección N 160° E y buzamientos 60° S. Prácticamente con esa dirección se aprecian pasillos miloníticos muy claros de escaso espesor sin sobrepasar nunca los 15 ó 20 cm.

La orientación de megacristales sólo se ve en la unidad de Cabeza de Araya, en general se disponen formando estructuras planares con idéntica orientación que el eje mayor del batolito y presentando buzamientos muy fuertes.

3 PETROLOGIA

3.1 PETROLOGIA IGNEA

Trataremos en este apartado algunas características básicas de tipo petrogenético, basándonos en especial en relaciones texturales y estructurales de las unidades graníticas fundamentales.

3.1.1 Características generales

3.1.1.1 FACIES DE DIFERENCIACION DE CABEZA DE ARAYA

Con este nombre agrupamos a las tres unidades fundamentales del batolito de Cabeza de Araya:

- granito biotítico-moscovítico con megacristales feldespáticos (15)
- granito de grano grueso y leucogranitos (13)
- granitos de feldespato alcalino de la Zafrilla del Casar (12)

Las características mineralógicas de estas tres facies son similares y la secuencia aparente de cristalización, basándonos en la disposición espacial de los diferentes minerales, nos permite proponer un esquema de cristalización que no ofrece grandes problemas interpretativos en líneas generales.

Los minerales más precoces en la sucesión paragenética son circón, en primer lugar, y apatito junto con andalucita y cordierita. Estos dos últimos minerales, muy especialmente el segundo, se presentan en esta posición precoz debido muy probablemente al carácter de mineral restfítico que cristaliza en equilibrio con un baño granítico de carácter palingenético.

La biotita y el cuarzo I son igualmente minerales bastantes precoces que son englobados por plagioclasa y feldespato potásico. La cristalización de los cristales de feldespato potásico es siempre más tardía que las plagioclasas básicas y comienza a cristalizar antes que el cuarzo principal o (cuarzo II). La moscovita, cuarzo III (reticular), turmalina y posiblemente, topacio son siempre minerales póstumos.

3.1.1.2 GRANITOS DE BROZAS-MATA DE ALCANTARA

En el esquema adjunto puede observarse de una manera general, la sucesión mineralógica de los granitos de Brozas.

Como en otros plutones estudiados pueden apreciarse aquí dos fases muy claras, una ortomagmática que finaliza en los momentos póstumos de la cristalización de la microclina y otra postmagmática o tardimagmática, que comenzaría simultáneamente a la cristalización de la moscovita. Las líneas de trazos en la moscovita indican una cristalización sincinemática a postcinemática de la misma, relacionada con el episodio de tectonización del macizo de Brozas-Mata de Alcántara.

ORDEN DE CRISTALIZACION

| Fase ortomagmática | Fase tardimagmática |
|--------------------|---------------------|
| Circón | ___ |
| Apatito | _____ |
| Biotita | _____ |
| Plagioclasa | _____ |
| Feld. potásico | _____ |
| Cuarzo | ----- |
| Microclina | _____ |
| Moscovita | _____ |
| Turmalina | _____ |
| Esfena | _____ |
| Clorita | _____ |

3.1.2 Geoquímica

Se han realizado 26 análisis de las diferentes rocas ígneas del área estudiada. En el cuadro adjunto se incluyen las medias de los análisis típicamente representativos de las facies, así como las desviaciones estandar en los casos en los que disponemos de más de tres análisis.

| | (1) | | (2) | | (3) | | (4) | | (5) | | (6) | | (7) | |
|--------------------------------|-----------|------|-----------|------|-----------|-----------|------|-----------|-----------|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Nº análisis | 4 | | 5 | | 2 | | 6 | | 2 | | 1 | | 2 | |
| % | \bar{x} | s | \bar{x} | s | \bar{x} | \bar{x} | s | \bar{x} | \bar{x} | s | \bar{x} | \bar{x} | \bar{x} | \bar{x} |
| SiO ₂ | 74'96 | 0'69 | 74'50 | 1'41 | 74'40 | 74'70 | 1'05 | 74'06 | 72'77 | 51'65 | | | | |
| TiO ₂ | 0'15 | 0'10 | 0'26 | 0'11 | 0'12 | 0'16 | 0'13 | 0'14 | 0'24 | 1'37 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 13'51 | 0'38 | 13'97 | 0'58 | 13'50 | 14'04 | 0'51 | 13'97 | 14'41 | 15'65 | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0'20 | 0'13 | 0'23 | 0'36 | 0'37 | 0'71 | 0'13 | 0'31 | 0'47 | 3'31 | | | | |
| FeO | 0'93 | 0'27 | 0'80 | 0'58 | 0'79 | 0'55 | 0'24 | 0'80 | 0'87 | 7'42 | | | | |
| MgO | 0'16 | 0'05 | 0'23 | 0'21 | 0'18 | 0'17 | 0'11 | 0'10 | 0'14 | 4'51 | | | | |
| MnO | 0'03 | 0'01 | 0'02 | 0'01 | 0'025 | 0'04 | 0'01 | 0'025 | 0'03 | 0'17 | | | | |
| CaO | 0'59 | 0'06 | 0'63 | 0'19 | 0'53 | 0'65 | 0'34 | 0'57 | 0'50 | 10'85 | | | | |
| Na ₂ O | 3'57 | 0'31 | 3'70 | 0'26 | 3'60 | 3'62 | 0'46 | 3'91 | 3'49 | 2'31 | | | | |
| K ₂ O | 4'72 | 0'64 | 4'36 | 0'16 | 4'62 | 3'50 | 0'66 | 4'46 | 4'62 | 0'72 | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0'22 | 0'05 | 0'25 | 0'04 | 0'30 | 0'20 | 0'04 | 0'32 | 0'26 | 0'08 | | | | |
| M.V. | 0'70 | 0'17 | 0'55 | 0'44 | 1'39 | 1'41 | 0'43 | 1'04 | 1'76 | 1'73 | | | | |
| TOTAL | 99'68 | | 99'82 | | 99'83 | 99'75 | | 99'70 | 99'56 | 99'74 | | | | |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | |
| Li | 120 | 37 | 192 | 20 | 156 | 150 | 106 | 65 | 216 | 28 | | | | |
| Rb | 308 | 46 | 319 | 31 | 279 | 333 | 218 | 240 | 373 | 25 | | | | |
| Sr | 41 | 9 | 21 | 8 | 50 | 54 | 31 | 34 | 32 | 131 | | | | |
| Ba | 611 | 203 | 403 | 181 | 526 | 576 | 166 | 635 | 713 | 831 | | | | |

- (1) granito biotítico-moscovítico con megacristales feldespáticos
- (2) granito de grano grueso y leucogranitos
- (3) granito de feldespato alcalino, aplítico de la Zafrilla del Casar
- (4) granito ortoneisificado de grano grueso (moscov ± biot ± clor). Facies de Brozas
- (5) granito tectonizado de grano grueso a medio de dos micas. Facies de Mata de Alcántara
- (6) granitos aplíticos y granitos de nódulos cordieríticos
- (7) dique de Plasencia-Alentejo

3.1.2.1 ROCAS GRANITICAS

Como puede observarse en el cuadro anterior el quimismo de las rocas graníticas es similar. En conjunto puede considerarse que se trata de rocas sálicas, relativamente ricas en alcalis y pobres en calcio (valores muy bajos del parámetro c de Niggli). Tienen igualmente carácter peraluminico.

Respecto a otras rocas similares del batolito de Cabeza de Araya se observan algunas diferencias notables tal como el carácter tan poco ferro-magnesiano y bajo en calcio de los granitos de megacristales, sin embargo hay que pensar en un sesgo de muestreo más que en verdaderas diferencias geoquímicas.

Respecto a los elementos trazas puede apreciarse la riqueza en Li y Rb que puede indicar alto fraccionamiento junto con fenómenos de alteración postmagmática.

3.1.2.2 DIQUE DE PLASENCIA-ALENTEJO

En conjunto es una roca félica, relativamente pobre en álcalis y con valores normales de calcio. Puede encuadrarse dentro de los magmas gabroides S.1.

Los parámetros FeO^*/MgO con respecto al contenido de SiO_2 (MIYASHIRO, 1975) permite considerarla como magma toleítico típico, los contenidos en K y Sr aproxima estos quismos a los que presentan las toleítas antárticas y de Tasmania y son bastante diferentes a los que se observan en las toleítas continentales.

3.2 PETROLOGIA METAMORFICA

3.2.1 Metamorfismo regional

El Complejo Esquisto Grauváquico está afectado por un metamorfismo regional que siempre origina en este sector paragénesis de bajo grado.

Las rocas grauváquicas y pelíticas que forman dicha unidad tienen paragénesis y asociaciones minerales similares especialmente a $Q + \text{clorita} + \text{moscovita} \pm \text{albita}$ que caracteriza a la facies de esquistos verdes para este tipo de litología.

3.2.1.1 RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

El metamorfismo regional es contemporáneo con la deformación que origina la esquistosidad principal. Los fenómenos que permiten afirmar esto son la disposición de sericitas, moscovita y clorita fuertemente orientados en los planos de esquistosidad de la fase I, que se presentan netamente crenulados por una fase II.

Las albitas son en parte heredadas pues llegan a tener un débil acoplamiento de la esquistosidad en torno a ellas y este carácter heredado hay que hacerlo extensivo a muchas moscovitas y cloritas que se han depositado en el ciclo sedimentación-diagénesis; de todas formas no cabe duda que ha existido una recristalización sincinemática en la fase I.

3.2.2 Metamorfismo de contacto

La extensión del metamorfismo de contacto en torno a los batolitos graníticos del área es muy variable. La unidad de Brozas-Mata de Alcántara origina un desarrollo espectacular de la aureola metamórfica máxime si tenemos en cuenta las pequeñas dimensiones del batolito si lo comparamos con la unidad de Cabeza de Araya.

La paragénesis normal de las rocas de metamorfismo de contacto es Q + clorita + biotita + cordierita + moscovita, sustituida en las zonas de metamorfismo más intenso por la paragénesis Q + biotita + cordierita + moscovita.

La isograda del feldespato potásico + cordierita sólo se alcanza en las zonas de mayor intensidad metamórfica especialmente "roof pendants".

3.2.2.1 RELACIONES METAMORFISMO DE CONTACTO-DEFORMACION

Hay que distinguir dos fenómenos por separado: por un lado la blastesis mineral en torno a los granitos de Cabeza de Araya, por otro la blastesis en la aureola de Brozas-Mata de Alcántara.

En el primer caso se dan los siguientes hechos:

- 1.- Los nódulos cordieríticos engloban a la esquistosidad S_1 .
- 2.- Los porfiroblastos de biotita y clorita son igualmente pos- S_1 pues engloban a dicha esquistosidad.
- 3.- Posteriormente a la cristalización de nódulos y porfiroblastos se da un acoplamiento parcial de la esquistosidad en torno a estos minerales metamórficos.

La hipótesis más adecuada es admitir por tanto un cinematismo tardío y en consecuencia una intrusión de los granitos en una etapa tardía con respecto a la esquistogénesis.

Los metablastos de la aureola de Brozas-Mata de Alcántara están muy netamente deformados y crenulados. Están afectados, evidentemente, por la misma deformación que ha afectado a los granitos, posiblemente cizallas tardi. Fase I.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, en la presente Hoja, no existen afloramientos posteriores a los sedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico Superior, a excepción de unos pequeños restos de arcosas neogenas, posiblemente miocenas, que aparecen en la zona sur occidental.

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 paeozoica establecida por nosotros en las Hojas n^{os} 9-27 (Membrío) y 10-28 (Arroyo de la Luz) limítrofes a la que nos ocupa.

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 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-SO y acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976) la discondancia 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, en donde se observa un aumento en la profundidad de la cuenca al inicio de este sistema, que da lugar a la deposición de pizarras ampelíticas con fauna de graptolites (Hoja n^o 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 volcánicas 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 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 arcóscicos, 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 de muy escasa importancia, existiendo tan sólo un pequeño registro en el que se encontraron trazas de Sn y W en las proximidades de Arroyo de la Luz, a unos 3 kilómetros al NW de dicha localidad en la carretera de Arroyo de la Luz a las Navas del Madroño.

También existe un indicio de uranio en las proximidades de las Navas del Madroño que por sus características pertenece al tipo normal intragranítico, es de-

cir al Grupo de Filones hidrotermales en rocas ígneas de ARRIBAS (1975). (Datos mineros aportados por D. Pablo Gumiel, IGME).

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 observan canteras abiertas en zonas graníticas para uso como áridos o como materiales de construcción rústica.

También existen cierto número de explotaciones locales y esporádicas en materiales del C.E.G. y en los diques diabásicos, para su uso como áridos. No obstante estos materiales, sobre todo las diabasas, debido a su alto grado de alteración y, en general su escaso desarrollo, si exceptuamos el dique Alentejo-Plasencia, no ofrecen buenas posibilidades para una explotación importante.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica de esta Hoja se encuentra formada por numerosos arroyos que vierten sus aguas al río Tajo o al río Salor, afluente de aquel, y que discurren fuera del contexto de la misma.

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 primario como por fracturación, ya que, aunque ésta puede ser importante, las fracturas o diaclasas suelen presentarse selladas.

En consecuencia, a parte de las fuentes existentes 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 para 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 alteración y diaclasado existente hace que con pozos bien diseñados puedan conseguirse caudales aceptables en zonas preferentes.
- c) Depósitos terciarios y cuaternarios. Debido al escaso desarrollo de estos sedimentos tanto superficialmente como en espesores, las posibilidades de alumbrar caudales interesantes es casi nula.

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.

ARRIBAS, A. (1963).- Mineralogía y Metalogenia de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque). **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 structure de la chaine hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins". **Histoire structurale du golfe de Gascogne**. Tome 1.

BARD, J.P. CAPDEVILLA, 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 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.

BOUMA, A.H. (1962).- "**Sedimentology of zone flysch deposits**". Elsevin, Amsterdam. 168 p.p.

BOUYX, E. (1962).- La edad de los esquistos de la Alcudía.- **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-ordoviциenses 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-Ordoviциennes 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 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. (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. y MARTINEZ, F.J. (1975).- "Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles". **Studia Geológica** IX, 115-141.

EGOZCUE D.J. y MALLADA D.L. (1976).- "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. n° 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 n° 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.- "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 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 Pirítica 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. Mlniér. (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. 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. Va-

lencia 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 Astúrica, 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 surenorientales: 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 CASTAÑON, 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.

MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975).- Forme et orientation de l'ellipsoide 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 tardihercínicas 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 hercínico 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 Cañaverall". **Inst. Geol. y Min.** Hoja nº 650.

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 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 grauvacoes 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, n° 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 Alcuñía 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