

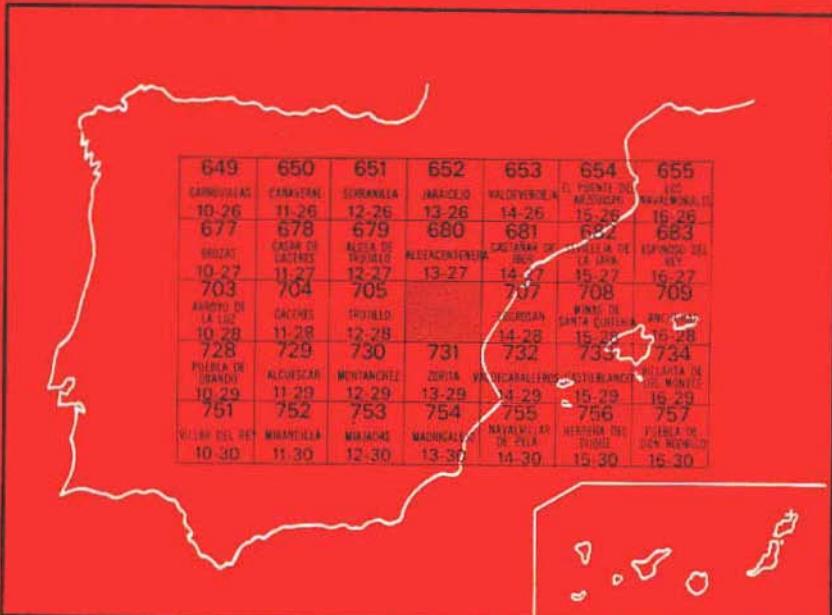


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MADROÑERA

Segunda serie - Primera edición



649	650	651	652	653	654	655
CARBONIF.	CARBONIF.	SEGRANIA	MARDELIO	VALDEVIRGEN	EL PUENTE DEL	EL
10-26	11-26	12-26	13-26	14-26	15-26	16-26
677	678	679	680	681	682	683
ORZAS	ORZAS	ALMOCÍBAR	MESACONTENEDOR	CAGANAS	ESPARRA	ESPARRA
10-27	11-27	12-27	13-27	14-27	15-27	16-27
703	704	705		707	708	709
AMPLIO DE	SACHES	TRIVILO		ESCRAGAN	MIRAS DEL	PROV.
10-28	11-28	12-28		14-28	SANTA CECILIA	10-28
728	729	730	731	732	15-28	16-28
POBLA DE	ALCUDIAR	MENTANORES	ZORITA	733	734	734
GRANDE	11-29	12-29	VN. DE CARABALLES	735	735	735
10-29	751	752	754	755	756	756
VILLAS DEL RIO	MIRAVETLLA	MIRAVET	MADRIGAL	NAVALMILLAR	NEFRINA DEL	NEFRINA DEL
10-30	11-30	12-30	13-30	14-30	15-30	16-30



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MADROÑERA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, durante el año 1982, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su elaboración los siguientes técnicos superiores y colaboradores.

Autores:

Cartografía: G. Gil Serrano y A. Pérez Rojas (Rocas ígneas y metamórficas).

Memoria: G. Gil Serrano y A. Pérez Rojas (Petrología).

Colaboradores:

Estratigrafía: L. Vilas, J. R. Peláez y M. A. San José, del Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid.

Paleontología: E. Liñán, Departamento de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, y T. Palacios, Departamento de Geología de la Univ. de Badajoz.

Petrología y Geología estructural: A. Castro Dorado, Div. Geología del IGME.

Dirección y Supervisión del IGME: Dr. J. M.¹ Barón y Dra. Casilda Ruiz (Petrología).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M-2.279-1985

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

INTRODUCCION

La Hoja de Madroñera se encuentra situada al SE de la provincia de Cáceres, muy próxima a la localidad de Trujillo (2,5 Km. al E).

Está limitada por los paralelos 39° 30' 04,8" y 39° 20' 04,8" de latitud Norte, y por los meridianos 5° 51' 10,6" y 5° 31' 10,6" de longitud Oeste.

Dentro de la Hoja se encuentran las localidades de Madroñera, Garciaz, Herguijuela, Santa Cruz de la Sierra, Conquista de la Sierra y Belén, por orden de importancia.

Geológicamente, la Hoja de Madroñera está constituida por materiales metasedimentarios y graníticos (*s. l.*), correspondientes al basamento hercínico. Atendiendo a la división en zonas establecidas por JULIVERT *et al.* (1972) para la Cadena Hercínica de la Península Ibérica (basada en la de LOTZE, 1945), la Hoja se situaría en la zona Centro-Ibérica.

Los materiales pueden ser agrupados en dos grandes conjuntos lítológicos:

1) Materiales metasedimentarios, constituidos por una sucesión de pizarras y grauvacas regionalmente conocida como «Complejo Esquisto-Grauváquico» (Precámbrico Superior-Cámbrico).

(2) Materiales graníticos (*s. l.*) que forman parte de los plutones de Trujillo, Santa Cruz y Zorita, del Batolito de Extremadura Central (CASTRO, 1984 a).

Morfológicamente, el área de estudio presenta una serie de alineaciones de sierras de hasta 1.127 m. (Loma Venera) y llanuras de poco más de 400 m. Este aspecto podría ser debido fundamentalmente a una fuerte tectónica de fracturación en bloques, de edad relativamente reciente.

La alineación de las sierras más elevadas (Sierra de Guadalupe, de Matavaca, de Pedro Gómez, de La Gatera y de Lagares) señalan la divisoria de las cuencas hidrográficas del Tajo (al N) y del Guadiana (al S), siendo

los ríos más importantes Magasca, Garciaz y Valdellido, afluentes del Tajo y Búrdalo del Guadiana.

De los trabajos realizados con anterioridad en la zona, o en áreas adyacentes, cabe señalar los publicados por CAPOTE *et al.* (1971); GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971); CORRETGE y MARTINEZ (1978), y más recientemente los de CASTRO (1984 a) y CASTRO (1984 b), sobre los granitoides y la estructura del encajante en Extremadura Central, aparecidos con posterioridad a la realización de la Hoja.

Al E de la zona, sobre el Paleozoico de las Villuercas y Guadarranque, existen numerosas publicaciones y la cartografía a escala 1:50.000 (MAGNA) de las Hojas números 707, 708, 682 (IGME, 1984), realizadas con anterioridad a ésta.

En la zona O también existen trabajos sobre los materiales graníticos y también está realizada la cartografía de las Hojas 1:50.000 (MAGNA) números 704, 705 y 730 (IGME, 1983). En consecuencia, es obligado acudir a la lectura de estos trabajos para la mejor comprensión de la geología de esta zona.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales metasedimentarios en esta Hoja ocupan la mayor extensión y son exclusivamente de edad Precámbrica. Además, también se han cartografiado materiales cuaternarios que son representables a la escala de trabajo, pero su importancia dentro de la Hoja es pequeña.

1.1 PRECAMBRICO

1.1.1 PIZARRAS Y GRAUVACAS (6)

Esta litología corresponde a la mayor parte de la extensión de la Hoja, estando intruida al oeste y sur-oeste por los plutones graníticos (s.l.) citados anteriormente y que dan lugar a una aureola de metamorfismo de contacto.

Todos estos metasedimentos forman parte del denominado «Complejo xisto-grauváquico», por CARRINGTON DA COSTA (1950) en Portugal y que se extiende ampliamente por Extremadura.

Suelen ocupar estos materiales los núcleos de las grandes estructuras anticlinales de la zona Centroibérica, en este caso el «gran anticlinorio Centroextremeño», que se extiende desde los sinclinales paleozoicos de las Villuercas-Miravete-Cañaveral al NE, hasta el sinclinal paleozoico de la

Sierra de San Pedro al SO, incluyendo el pequeño sinclinal paleozoico de Cáceres.

Estas estructuras de anticlinorios suelen dar, debido a la naturaleza de sus materiales, que son fácilmente erosionables, extensas llanuras peneplanizadas, de 400 m. de cota media, a excepción del conjunto de esta Hoja, en la que la orografía es quebrada, dando alineaciones de sierras que llegan a tener hasta 1.127 m. (Loma de Venero), anomalía que, como se indicó en la Introducción, se analizará en el apartado correspondiente.

Litológicamente la serie está constituida fundamentalmente por pizarras y grauvacas, que suelen alternar en bancos métricos, aunque también es frecuente encontrar grauvacas formando grandes paquetes en los que se detectan, a veces, niveles con participación volcanogénica, con abundantes cuarzos y plagioclasas de origen ígneo, de tamaño microscópico. Hacia el NE de la Hoja es frecuente encontrar una facies que presenta un bandedo muy característico formado por una alternancia centimétrica de pelitas azuladas y tramos arenosos más claros. Todo el conjunto es metamorfizado dentro de la facies de los esquistos verdes (grado bajo de WINKLER, 1978). Las asociaciones mineralógicas más comunes pertenecen a la «zona de clorita» y ocasionalmente «zona de biotita» para las rocas pelíticas y grauváquicas. Las rocas calcosilicatadas, escasamente representadas en el ángulo SO de la Hoja, poseen asociaciones de más alto grado dado que se encuentran dentro de la aureola térmica del plutón de Santa Cruz.

El metamorfismo de contacto inducido por las intrusiones plutónicas se sobreimpone al metamorfismo regional anteriormente aludido. En el borde SO de la Hoja pueden aparecer rocas con metamorfismo de alto grado (migmatitas con sillimanita-feldespato potásico) dentro de la aureola del plutón cuarzodiorítico de Santa Cruz (CASTRO, 1984 a).

En esta facies se observaron estructuras sedimentarias habiéndose identificado estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, laminaciones paralelas, granoselección y estructuras de cargas. HERRANZ *et al.* (1977) atribuye a esta unidad un origen turbidítico.

Su potencia es muy difícil de calcular, primero porque en la Hoja no aparece ni su techo ni su muro, y segundo por el intenso plegamiento que sufrió en la principal fase hercínica. HERRANZ, *et al.* (1977) calculan, para esta serie en el Valle de Alcudia, una potencia mínima de 600 a 700 m.

En los tramos inferiores de la serie, donde predominan las pizarras negras, aparecen ocasionalmente rocas calcosilicatadas (cuarcitas anfibólicas) en bancos delgados (10 cm.) (CASTRO, 1984 a) perfectamente correlacionables con las que aparecen en el Complejo esquisto-grauváquico del N de Cáceres (Las Hurdes, RODRIGUEZ ALONSO, 1982) y SO de Salamanca (DIEZ BALDA, 1982).

Las grauvacas tienen siempre textura blastosamítica, definida por la

presencia de microclastos de cuarzo y plagioclásas, a los que, con poca frecuencia, se unen fragmentos de diversos tipos de roca. La mesostasis que los rodea es de composición cuarzo-micácea, micro a criptocristalina y casi siempre granolepidoblástica, textura ésta que es tanto más común cuanto menor sea la proporción de cuarzo.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, sericitá, plagioclásas ácidas, clorita o biotita, materia carbonosa, minerales opacos y óxidos de hierro. Los minerales accesorios comunes son turmalina, circón y apatito. En raras ocasiones se pueden también encontrar granos de calcita o de sericitá.

El cuarzo forma clastos heterométricos cuyos tamaños más frecuentes oscilan entre las 100 y las 300 micras. Granulometrías de 400 micras o más son verdaderamente excepcionales. La morfología, incluso en una misma roca, puede ser variable: desde aplanada a redondeada, pero lo más común es que los clastos sean alargados o amigdalares y provistos de orientación preferente. Los bordes son casi siempre subangulosos, observándose en numerosas muestras claros fenómenos de recristalización de éstos. A veces los clastos tienen forma de esquirlas o son redondeados, presentando en este caso gollos de corrosión o inclusiones sericiticas en forma de gota, lo que hace pensar en su origen volcánico.

Las plagioclásas se encuentran en forma de clastos redondeados o aplanados, con tamaños similares o inferiores a los del cuarzo, pero de bordes menos angulosos. Los cristales están maclados según la ley de albita y carecen de zonación, si bien ésta sí se observa en la disposición de minerales opacos pulverulentos negros, que con relativa frecuencia son incluidos por la plagioclásas.

En algunas muestras existen algunas láminas curvadas y desflecadas de moscovita y biotita detrítica o fragmentos de roca, que corresponden a lítitas carbonosas o a filitas diablásticas microcristalinas y cuyo tamaño no excede normalmente del que se observa en los clastos de cuarzo. Hay que hacer notar que la proporción de estos fragmentos de minerales y rocas es siempre muy baja: del orden del 1 por 100 o menor.

La mesostasis es, prácticamente en todos los casos, dominante sobre los clastos, siendo su proporción superior al 30 por 100 de la roca. Está constituida por cantidades muy variables de cuarzo y diminutas micas. El primero es siempre microcristalino, granoblástico y forma agregados lenticulares entre los microlechos de micas o bien se entremezcla con ella. Los minerales micáceos presentan casi siempre disposición ledipoblástica y forman microlechos constituidos por sericitá y clorita en los que es fácil encontrar moscovita y biotita de neoformación, si bien esta última es por lo común incipiente, adoptando la forma de diminutas láminas en las que apenas se perciben planos de exfoliación.

En numerosas muestras se observa que las pequeñas micas de la mesostasis aparecen en dos direcciones entrecruzadas, de ángulo variable.

Cuando además las micas están presentes en un número elevado o existe una banda o microlecho de composición filítica y desprovista de clastos, la esquistosidad está plegada y da lugar a otra, de fractura, que reorienta minerales micáceos o carbonosos, es poco penetrativa y queda interrumpida en las zonas de composición arenosa. El ángulo que forman estas dos esquistosidades es muy variable.

Las metapelitas no presentan variación mineralógica cualitativa respecto a las grauvacas, si bien están totalmente ausentes los fragmentos de roca. Son muy comunes los microclastos de cuarzo y plagioclásas, cuyo porcentaje hace que existan numerosos tipos intermedios de filitas grauváquicas. El tipo de roca más frecuente está formado por sericitas y cloritas (a veces biotita) de muy pequeño tamaño, asociadas en lechos finamente foliados que pueden tener intercaladas bandas cuarcíticas microcristalinas o fragmentos diseminados de cuarzo o de plagioclásas, de tamaño limo y generalmente alargados. Casi siempre se observa un bandeados más o menos rítmico de zonas de impregnación carbonosa o ferruginosa.

Los filosilicatos (biotita, sericitas, cloritas), son los que definen la esquistosidad primaria (S_1) que en este sector (Hoja de Madroñera) aparece generalmente microplegada desarrollándose una esquistosidad de crenulación (S_2) que en ocasiones puede borrar parcialmente a la primera. Al microscopio la S_2 queda marcada por acumulación de óxidos de Fe (y opacos en general) en los flancos de los micropliegues. Salvo algún caso excepcional, no existe blastesis mineral asociada al desarrollo de la segunda esquistosidad (CASTRO, 1984 a).

Se ha realizado un muestreo seriado de estas formaciones para su estudio paleontológico (acritarcos), con un resultado negativo, ya que han sido estériles en su totalidad. Resalta el hecho de esta ausencia de fauna frente a zonas próximas a la estudiada, ya que en las Hojas colindantes de Logrosán (707), Minas de Santa Quiteria (708) (IGME, 1984), etc., se obtuvieron resultados positivos del análisis de muestras similares a las estudiadas aquí. Se piensa que se debe a la presencia de una fuerte esquistosidad, la cual borra por completo toda traza de microfauna, y muy especialmente los acritarcos.

Esta ausencia de fauna, obliga a referirse a datos bibliográficos de la zona, y principalmente a los resultados obtenidos de los estudios paleontológicos realizados en las Hojas limítrofes citadas anteriormente.

Así, en la Hoja 707, Logrosán, se dice: «El resultado obtenido de muestras positivas en los estudios palinológicos ha sido aproximadamente un 60 por 100, cuando lo normal en estos casos es de un 10-20 por 100. La presencia de marco y microfósiles coexistiendo en las series precámblicas, permiten calificarlas como las mejor conocidas desde el punto de vista paleontológico, de la Península Ibérica y serán referencia obligada en futuros trabajos de correlación entre las series del norte y sur de Europa». (Infor-

me paleontológico de la Hoja núm. 707, Logrosán. LIÑÁN, PALACIOS y VILLAS, 12-1-1982).

Hay que indicar que en la Hoja núm. 707, Logrosán, al E del sinclinal paleozoico de las Villuercas aparece un anticlinorio precámbrico simétrico, que en resumen presenta un núcleo pizarroso-grauváquico y unos flancos conglomerático-carbonatados que dieron las siguientes edades:

De techo a muro: —¿TOMMOTIENSE?
Capas Conglomeráticas-Carbonatadas: VENDIENSE SUPERIOR
Capas Pizarroso-Graváquicas: Techo: VENDIENSE SUPERIOR
Muro: VENDIENSE INFERIOR
¿RIFEENSE SUPERIOR?

Por consideraciones regionales, estratigráficas y paleontológicas, estos materiales se correlacionan con el muro de las capas pizarroso-grauváquicas de la Hoja núm. 707, Logrosán, por lo que se data a este precámbrico con dicha edad: RIFEENSE SUPERIOR-VENDIENSE INFERIOR.

Se indica, de todas formas, que dada la estructura anticlinorial en la que nos encontramos, dicha edad sólo puede ser válida para los materiales que están en la parte E de la Hoja, pues al alejarse hacia el O-SO se va descendiendo en la columna estratigráfica y por consiguiente en la edad de los sedimentos. Al ser la serie tan potente, es posible que exista también gran diferencia de edad, pero con los datos actuales es imposible precisar más sobre este tema.

1.1.2 PIZARRAS Y GRAUVACAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO (7)

Los metasedimentos del Complejo Esquisto-Graváquico, anteriormente descritos, son intruidos en el oeste de la Hoja por los plutones de Trujillo, Santa Cruz y Zorita. La intrusión de dichos cuerpos plutónicos es posterior al metamorfismo regional y al desarrollo de la primera esquistosidad. Este hecho se apoya en que la blastesis mineral en la aureola térmica de los plutones se sobreimpone a las asociaciones del metamorfismo regional de grado bajo y a la esquistosidad S_1 (CASTRO, 1984 a).

La extensión de dicha aureola es difícil de determinar, dado el carácter selectivo del metamorfismo térmico, que sólo se desarrolla, de forma visible, sobre rocas de composición adecuada. En cualquier caso es preciso señalar la diferencia existente entre las aureolas del plutón de Trujillo y de Santa Cruz/Zorita. Dichas diferencias están fundamentalmente impuestas por la composición y mecanismo de emplazamiento de cada plutón.

La aureola del plutón de Trujillo (borde NO de la Hoja) está constituida fundamentalmente por pizarras nodulosas, y sólo localmente aparecen verdaderas corneanas en el mismo contacto con el granito. Sobre las meta-

pelitas, anteriormente descritas, se desarrolla una blastesis de cordierita en nódulos elipsoidales generalmente orientados definiendo una lineación subhorizontal contenida en los planos de esquistosidad (S_1). Dicho metamorfismo se realiza en condiciones de grado medio (WINKLER, 1978) y en él se pueden distinguir las «zonas de cordierita» y «zona de biotita» principalmente. Las metagrauvacas son poco transformadas en la aureola térmica, muestran mayor grado de recristalización y pueden presentar una blastesis de biotita y/o cordierita desarrolladas principalmente en la matriz, que es donde se encuentran los componentes pelíticos necesarios para su formación.

Las corneanas, que localmente aparecen en el mismo contacto, presentan textura granoblástica definida por cuarzo y cordierita principalmente, la esquistosidad original (S_1) es totalmente borrada por la total recristalización de la roca, pero puede conservarse el bandeadío sedimentario original marcado por bandas de diferentes asociaciones minerales, evidenciando el carácter selectivo del metamorfismo térmico.

Hay que señalar que los nódulos de cordierita son deformados por la crenulación que da lugar a la segunda esquistosidad (2.^o fase) siendo la intrusión post- S_1 y pre- S_2 .

El estilo de la aureola del plutón de Santa Cruz y Zorita (borde SO de la Hoja) es totalmente distinto. En este caso aparecen asociaciones de grado medio y alto con desarrollo de migmatitas en facies sill-feldespato potásico y de corneanas en facies piroxénica (WINKLER, 1978) con asociaciones de cordierita-feldespato potásico. En las rocas calcosilicatadas (bandos decimétricos) aparecen asociaciones de granate-plagioclasa ($An > 20$) y hornblenda y/o piroxenos. Los granitos aplíticos, que ocasionalmente aparecen asociados a las cuarzodioritas del plutón de Santa Cruz, podrían haberse originado por anatexia inducida por el magma cuarzodiorítico en su intrusión como propone CASTRO (1984 a) basándose en observaciones petrográficas y de campo contrastadas con modelos térmicos. Dichos cálculos llevan a concluir que la existencia de una aureola de fusión parcial es perfectamente posible en el plutón de Santa Cruz a pesar de estaremplazado en niveles relativamente altos de la corteza (metamorfismo regional de bajo grado). Este punto es clave para determinar las condiciones PT del metamorfismo de contacto y extrapolar el valor de P al metamorfismo regional previo, considerando que no han ocurrido cambios sustanciales de profundidad entre ambos fenómenos metamórficos. En este sentido, y en una primera aproximación, CASTRO (1984 a) estima valores de P para el metamorfismo de contacto de Santa Cruz, que oscilan entre un mínimo de 2 Kb y un máximo entre 3 Kb y 3,5 Kb, condiciones que podrían ser perfectamente extensibles al metamorfismo regional de bajo grado (*op. cit.*).

1.1.3 CONGLOMERADOS (8)

En el camino de Garciaz a Berzocana, aparece un afloramiento de pequeña extensión que se ha representado dada la monotonía del entorno. Es un paquete formado por intercalaciones de pizarras y conglomerados concordantes con la serie, con potencia de 20-25 m. y extensión lateral que no alcanzará más de 200-300 m. Está compuesto por clastos de cuarzo de 1-5 mm., alargados según la esquistosidad, en una matriz micácea con algunos clastos de feldespatos.

En el camino de Aldeacentenera a Berzocana, junto al río Garciaz, existe otro afloramiento de 40 cm., que no se ha representado en el mapa y que es claramente de origen volcánico, según los estudios de petrología.

En lámina delgada se presentan como rocas de textura blastosefítica lepidoblástica que están formadas por cuarzo, sericitita, biotita, plagioclasa, minerales opacos, material carbonoso, turmalina, circón y apatito. La fracción sefítica tiene un tamaño medio de unos 4 mm. y corresponde a cuarzo, generalmente muy policristalino por recristalización, de formas preferentemente subredondeadas o aplanadas. Son de común aparición los restos de golpes de corrosión que indican un origen volcánico. La fracción samítica es escasa y está constituida por microclastos subangulosos de cuarzo y plagioclásas. La mesostasis es siempre dominante sobre los clastos y la forman numerosos microlechos de cuarzo de grano extremadamente fino, entre los que se encuentran bandas de micas plegadas por la segunda esquistosidad.

1.2 CUATERNARIO

1.2.1 DEPOSITOS ALUVIALES (10)

Son muy escasos los depósitos aluviales en esta Hoja debido fundamentalmente al escaso desarrollo de la red hidrográfica. Se han separado unos depósitos al E de la Hoja, junto al granito de Trujillo. Son acumulaciones de naturaleza arcillo-arenosa que tienen muy poca potencia.

1.2.2 DERRUBIOS DE LADERA (9)

Son de escasa importancia. Sólo se ha cartografiado uno que tiene cierta entidad, en una de las laderas de la «Sierra de Pedro Gómez». Al estar desarrollados sobre el Precámbrico, sus materiales son cantos de pizarras y grauvacas dentro de una matriz arcillosa.

2 TECTONICA

2.1 SITUACION Y ANTECEDENTES

La Hoja de Madroñera se encuentra localizada, dentro de las distintas zonas del Hercínico Ibérico, en la denominada «Zona Centro Ibérica», según el esquema de JULIVERT *et al.* (1972), esquema basado en la primitiva división del Macizo Ibérico realizada por LOTZE (1945).

La zona Centro Ibérica, que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Luso Oriental-Alcúdica de Lotze, se caracteriza por la gran abundancia de materiales graníticos y por la existencia de grandes diferencias en la deformación y el metamorfismo dentro de ella. En la parte sur, que es la que corresponde a esta región, predominan los pliegues subverticales y el metamorfismo de bajo grado. Estratigráficamente la zona Centro Ibérica se caracteriza por la gran extensión que ocupan los materiales pre-ordovícicos y por el carácter discordante y transgresivo de la cuarcita del Ordovícico Inferior.

Son numerosos los autores que han puesto de relieve la existencia de discordancias prehercínicas en la región, concretamente entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y entre el Cámbrico Inferior-Precámbrico, opinión mantenida por LOTZE (1961) y SAN JOSE *et al.* (1974). Por otra parte, BOUYX (1970) indica la existencia de dos discordancias dentro del ciclo sedimentario precámbrico. En Portugal, a partir del estudio de pliegues de dirección N-S a NE-SO, OEN ING SOEN (1970) establece la presencia de deformaciones de edad Sárdica.

CAPOTE *et al.* (1971), a partir de la observación de niveles conglomeráticos en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, con cantos heredados de series infrayacentes claramente ante-ordovícicas, le llevan a admitir movimientos tectónicos antehercínicos.

Respecto a la asignación dentro de los distintos ciclos orogénicos, de las estructuras y deformaciones presentes en la zona, hay un acuerdo prácticamente total en atribuir al Hercínico, las fases generadoras de esquistosidad. Diversos autores reconocen la existencia de una fase de plegamiento (Sárdica) sin esquistosidad. Por el contrario hay una disparidad de criterios en cuanto al orden de las fases responsables de las distintas deformaciones hercínicas; así, para APARICIO YAGUE (1971) dentro de las dos fases hercínicas responsables de la tectónica de los Montes de Toledo, la 1.^a generaría un plegamiento de dirección principal E-O y la 2.^a otro de dirección N-S. Sin embargo, para MARTIN ESCORZA (1974) en la zona de Urda, aceptando también la existencia de dos fases hercínicas, invierte la edad de las deformaciones, es decir: la 1.^a generaría pliegues de dirección N-S y la 2.^a E-O. CAPOTE *et al.* (1971) y GUTIERREZ ELORZA y VE-

GAS (1971) indican la existencia de dos fases de deformación hercínicas sinesquistosas. MORENO (1977), en su tesis doctoral sobre la región de Valdelacasa y las Villuercas, encuentra 4 fases de deformación hercínica. La 1.^ª fase se manifiesta sólo por la presencia ocasional de una esquistosidad tumbada y pliegues menores en el macizo de las Villuercas. En dicha zona la 2.^ª fase sería la responsable de los grandes pliegues de dirección NO-SE y del plegamiento a todas las escalas: su esquistosidad crenula a la anterior en aquellos lugares donde aparecen juntas (*op. cit.*).

En la Hoja de Las Guadaleras (28-18) (IGME, 1978) se considera a la 1.^ª fase hercínica como la generadora de los grandes pliegues y de la esquistosidad dominante, de plano axial de aquéllos; sobre estas estructuras se sobreimponen otras fases con direcciones y estilos variables de unas localidades a otras.

VEGAS y ROIZ (1979) delimitan las estructuras cartografiadas del Basamento Hercínico en toda la región, atribuyéndolas a la fase principal hercínica (1.^ª fase) a la cual se atribuye la esquistosidad regional (S_1). Esta fase la hacen corresponder con la 1.^ª deformación en el extremo occidental de la zona (región de Salamanca), donde la deformación es más intensa y existe más de una fase sinesquistosa.

Según los datos de que se dispone en la actualidad, este sería el esquema válido para la deformación hercínica en toda la región de Extremadura Central. Es decir, la primera fase originaría pliegues de plano axial vertical y eje subhorizontal ONO-ESE a los que se asocia el desarrollo de una esquistosidad de plano axial subvertical (S_1) generalizada en todos los dominios epizónales de la zona Centro Ibérica (CASTRO, 1984 a). Ejemplos de estructuras de primera fase serían los grandes sínclinales y anticlinales (megaestructuras cartográficas) fielmente dibujados por los resaltes topográficos de las cuarcitas ordovícicas.

Dichas estructuras son generalmente deformadas por una segunda fase hercínica, puesta de manifiesto inicialmente por CAPOTE *et al.* (1971) y posteriormente tipificada e interpretada regionalmente por CASTRO (1984 a).

La 2.^ª fase, patente en todo el dominio de Extremadura Central, da lugar a distintos tipos de estructuras, superpuestas a la de la 1.^ª fase, dependiendo de los materiales a los que afecte. En líneas generales se podría decir que en los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico originó pliegues de eje vertical, de dimensiones kilométricas, a los que se asocia el desarrollo de una 2.^ª esquistosidad (S_2) paralela a la superficie axial de los pliegues de eje vertical. En el dominio de los sínclinales paleozoicos no se generan pliegues de eje vertical, sino fallas inversas que a veces inducen una subhorizontalización de la 1.^ª esquistosidad dando una aparente vergencia al NE a los pliegues de 1.^ª fase en el Sinclinal Cañaveral-Cañamero. Por último, cabe señalar que en los materiales graníticos la

segunda fase da lugar a zonas de cizalla dúctil de diversos estilos y significados.

La compatibilización de estructuras en el encajante y en los granitoides implica necesariamente la aceptación de la existencia en profundidad de una zona de cizalla intracontinental (CASTRO, 1984 a) que condiciona el ascenso, emplazamiento y deformación de los granitoides así como la rotación por pliegues de eje vertical de las estructuras de 1.^ª fase en el Complejo Esquisto-Grauváquico y las fallas inversas existentes en los sinciliales paleozoicos (*op. cit.*). Dicha zona de cizalla, de la que se conocen sus efectos en niveles epizónales, se desarrollaría durante la 2.^ª fase de deformación al igual que la mayor parte de las zonas de cizalla intracontinentales existentes en el Hercínico peninsular.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

La Hoja de Madroñera se sitúa en una zona clave dentro del gran anticlinorio de Extremadura Central, ya que en ella es donde aparecen mejor representados los pliegues de eje vertical (2.^ª fase) con esquistosidad (S_2 de crenulación) asociada. A continuación se describirán de forma resumida el estilo macro y microestructural de las dos fases de deformación que aparecen en la Hoja de Madroñera.

2.2.1 1.^ª FASE DE DEFORMACION

Las estructuras de 1.^ª fase aparecen, en la Hoja de Madroñera, siempre retocadas por la 2.^ª fase, de tal forma que las direcciones de pliegues de 1.^ª fase y esquistosidad (S_1) asociada deben ser tomadas con precaución a la hora de hacer cualquier tipo de interpretación.

En la presente Hoja los pliegues de 1.^ª fase (de plano axial subvertical y eje horizontal) se disponen generalmente N-S o NE-SO; si bien, en la zona donde son más apretados los pliegues de eje vertical (2.^ª fase) pueden tener cualquier dirección.

Por criterios regionales se sabe que la 1.^ª fase origina pliegues de plano axial subvertical y eje horizontal (ONO-ESE), por lo que necesariamente las direcciones anómalas encontradas en la Hoja de Madroñera han de ser atribuidas a los pliegues de eje vertical (2.^ª fase).

A dichos pliegues va asociado el desarrollo de la esquistosidad (S_1), de plano axial, subvertical.

Dicha esquistosidad es generalmente del tipo «*slaty-cleavage*» y está definida por filosilicatos (moscovita, clorita, y ocasionalmente biotita) desarrollados durante el primer metamorfismo (de grado bajo). Esto sólo

es válido para los tramos pelíticos; en las grauvacas la esquistosidad S_1 se manifiesta como una esquistosidad de fractura, definida generalmente por acumulación de óxidos de Fe o por la reorientación de los componentes de la matriz.

2.2.2 2.^ª FASE DE DEFORMACIÓN

La segunda fase, anteriormente aludida para el contexto regional, en la Hoja de Madroñera es la más importante. Las estructuras de 2.^ª fase son los grandes pliegues de eje vertical que deforman a las estructuras pre-existentes de 1.^ª fase. Dichos pliegues llevan asociados el desarrollo de una esquistosidad (S_2) de crenulación, paralela a sus superficies axiales. Las superficies de S_2 describen un gran arco desde E-O en el ángulo NO de la Hoja hasta NNO-SSE en la zona de Garciaz.

La ausencia de niveles guía cartografiables imposibilita el reconocimiento de grandes estructuras, máxime cuando existen dos fases importantes de deformación superpuestas. Por esta razón se ha intentado una reconstrucción tectónica a partir de medidas puntuales de S_0 , S_1 y S_2 y trazas de capas obtenidas de la foto aérea. Dicha reconstrucción se representa en la figura 1 de forma esquemática. Los pliegues de 2.^ª fase se representan como antiformes y sinformes, ya que el eje de dichos pliegues buza generalmente al NO entre 70° y 85°. Los pliegues de 1.^ª fase, fuertemente replegados por la 2.^ª en la Hoja de Madroñera, pasan hacia el S a tener una dirección general N-S y sufren una fuerte inflexión en el borde S de la Hoja de Zorita (CASTRO, 1984 a) recuperándose a la posición regional ONO-ESE. A partir de las relaciones angulares entre elementos geométricos del plegamiento inicial (1.^ª fase) y del superpuesto (2.^ª fase) (ángulos α y β , RAMSAY, 1977), el modelo de interferencia se correspondería con el tipo 2 de Ramsay, pero la disposición espacial de los pliegues y el mecanismo de superposición son diferentes. Si el plegamiento superpuesto fuera por aplastamiento perpendicular a las superficies axiales de los primeros pliegues, con flujo vertical (eje cinemático «a» vertical), se produciría una interferencia del tipo 1 de Ramsay; el hecho de que se produzca del tipo 2 sólo puede ser explicado por un cizallamiento simple oblicuo al aplastamiento principal del primer plegamiento (CASTRO, 1984 a).

2.3 FALLAS Y FRACTURAS

En este apartado se describen los últimos movimientos tectónicos representados por fallas y fracturas.

Para dar un orden temporal, basado en fallas más modernas que se

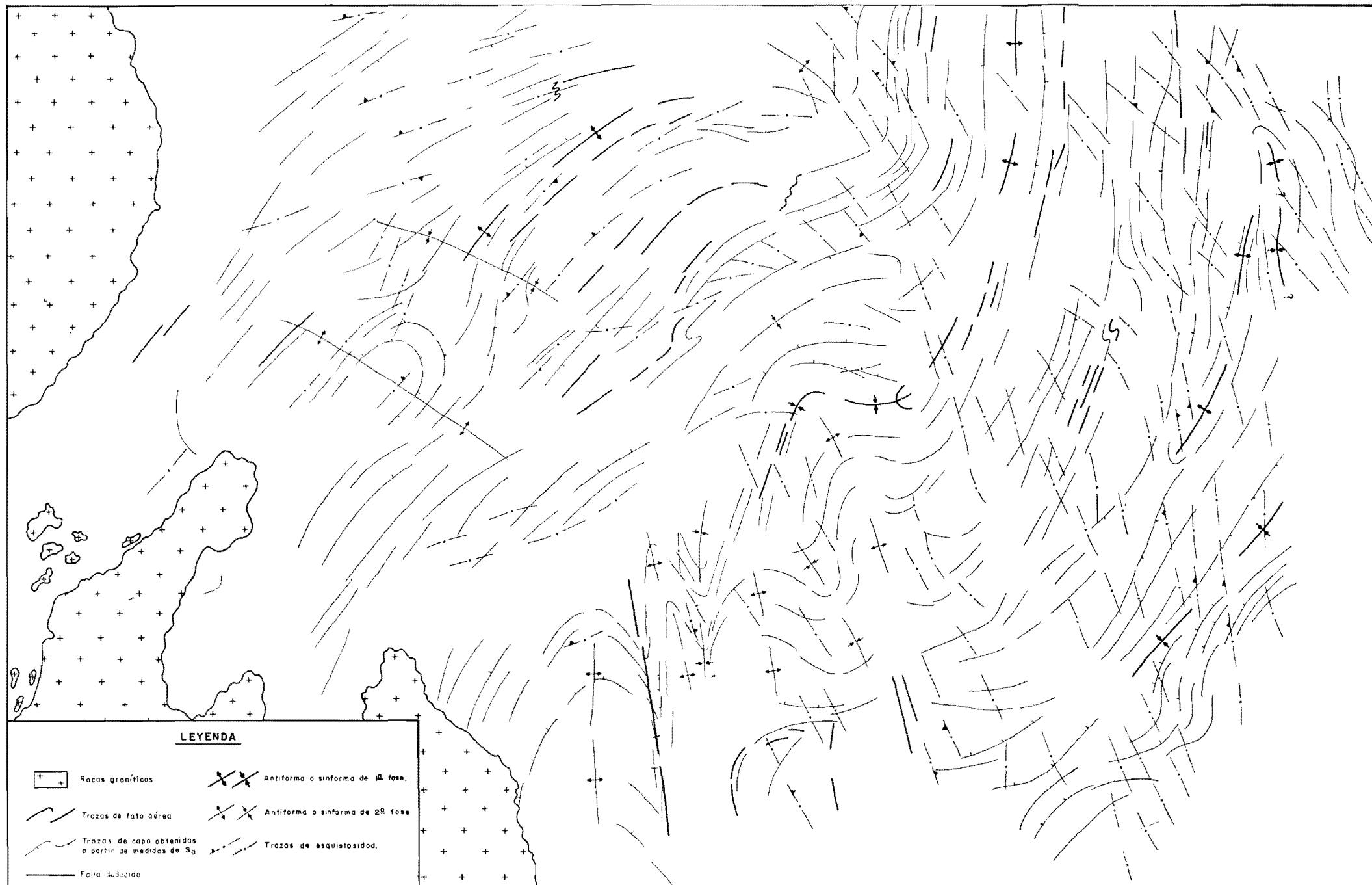


Figura 1. Interpretación Tectónica del área deducida a partir de las medidas de S_0 y trazas de capa (MADROÑERA).

desplazan a otras más antiguas, se ha partido de los datos cartográficos. Así, se observa que:

El primer sistema es el de dirección N-S, al que le sigue el de dirección NNE-SSO; finalmente, existen fallas de dirección NE-SO muy probablemente asociadas con la falla de Plasencia.

El escarpe que se cita en el apartado de Geomorfología (por donde discurre la cabecera de la red hidrográfica del Guadiana) debe de corresponder a una o varias fallas de dirección NNE-SSO, cuya relación con los demás movimientos no se puede deducir con los datos disponibles. Esta falla sería oblicua respecto a la dirección del sistema de Plasencia; su dirección tiene mayor tendencia al E. Parece estar asociada con la dirección que marca el límite N de los depósitos de «Rañas» en las zonas del sur de las Villuercas y Guadarranque en las Hojas colindantes al E: Logrosán, número 707, y Minas de Santa Quiteria, núm. 708.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En la Hoja de Madroñera no existen datos que puedan indicar la existencia de una deformación prehercínica. El criterio más utilizado, para determinar la existencia de deformaciones anteriores a la 1.^a fase, es la dispersión, o no, de la lineación de intersección L_1 (So/S_1); sin embargo, en este caso dicho criterio no puede ser aplicado dada la existencia de una 2.^a deformación, superpuesta a las estructuras de 1.^a fase, que también podría ser la causante de cierta dispersión en las lineaciones L_1 . No obstante, en áreas próximas a la Hoja se han encontrado pruebas que indican la existencia de una deformación anterior al Ordovícico, a la que se hace corresponder con la fase Sárdica. A la luz de los datos de la Hoja de Madroñera nada impide aceptar la existencia de dicha deformación sárdica afectando a los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico. En todo caso hay que señalar que en las zonas donde se ha podido profundizar algo en el estilo de dicha fase (fuera del entorno de la Hoja) parece existir acuerdo en que se trataría de un plegamiento muy suave, de dirección NE-SO, y que en ningún caso lleva asociado el desarrollo de esquistosidad ni crecimiento mineral alguno; por lo que no debe parecer extraño que en zonas intensamente deformadas por varias fases hercínicas se haya borrado cualquier criterio estructural que indique la existencia de un débil plegamiento anterior.

Las dos fases descritas anteriormente se desarrollarían durante la Orogenia Hercínica ocurrida en el Paleozoico Superior.

La 1.^a fase de entidad regional, no sólo en Extremadura Central, sino en toda la zona Centro Ibérica, correspondería a la fase principal de deforma-

ción hercínica. Su edad no ha podido ser establecida con absoluta precisión en Extremadura Central; no obstante, hay que señalar que los materiales más modernos deformados por la 1.^ª fase corresponden al Carbonífero Inferior-Medio del Sinclinal de Cáceres, lo que indicaría una edad máxima de 320 m.a. aproximadamente para la primera deformación hercínica en Extremadura Central (CASTRO, 1984 a). La edad mínima para la primera fase se situaría en 313 ± 10 m.a., que es la edad obtenida por métodos isotópicos para los granitos del plutón de Alcuescar (PENHA, 1973; PENHA y ARRIBAS, 1974) que corta claramente a las estructuras de 1.^ª fase.

No existen dataciones absolutas de los granitoides de la Hoja de Madroñera; sin embargo, hay que señalar que por criterios estructurales, y una vez establecida la secuencia de plutones en el batolito de Extremadura Central (CASTRO, 1984 a), se podría aceptar que la intrusión de los plutones de Alcuescar (313 ± 10 m.a.) y Trujillo (borde NO de la Hoja) se realiza aproximadamente al mismo tiempo. Esto, unido al hecho de que ambos plutones se emplazan con anterioridad a la 2.^ª fase (blastos de la aureola térmica pre S₂), indicaría que la segunda fase es más moderna que 313 ± 10 m.a. Además, hay que señalar que los cálculos, siempre aproximativos, realizados sobre la tasa de deformación en la zona de cizalla profunda que induce las deformaciones superpuestas a las de 1.^ª fase (2.^ª fase) y sobre el desplazamiento mínimo ocurrido en dicha zona de cizalla profunda, son compatibles con un tiempo de actuación en torno a los 17 m.a. (CASTRO, 1984 a), por lo que carecería de sentido intentar establecer una edad concreta para la 2.^ª fase en Extremadura Central.

Por último, la fracturación existente en la Hoja, descrita en apartados anteriores, es difícil de datar dada la ausencia de materiales poshercínicos que indiquen relaciones temporales. En la Hoja de Madroñera todos los sistemas de fracturación son posteriores a las deformaciones dúctiles (1.^ª y 2.^ª fase) y a los plutones de granitoides. Tan sólo, indicar que el sistema NE-SO, que como se indicó anteriormente correspondería al sistema de la falla de Plasencia, podría haberse desarrollado en la etapa de fracturación tardihercínica en el sentido de PARGA (1969). Los otros sistemas de fracturas pueden haberse desarrollado con anterioridad y todos, en conjunto, podrían haber rejugado en épocas relativamente recientes.

3 PETROLOGIA

3.1 ROCAS PLUTONICAS

Las rocas plutónicas que aparecen en la Hoja de Madroñera pertenecen a varios plutones del Batolito de Extremadura Central. El ángulo NO de la

Hoja corresponde al borde SE del plutón de Trujillo, constituido por granitoides del grupo C o «granitoides de feldespato calcoalcalino de tendencia alcalina» según la división en grupos establecida por CASTRO (1984 a) en el batolito de Extremadura Central. Los granitoides del ángulo SO de la Hoja corresponden a parte de los plutones de Santa Cruz y Zorita, constituidos esencialmente por granitoides del grupo A o «granitoides de afinidades cuarzodioríticas» (op. cit.). Ambos grupos aparecen ampliamente representados en diferentes plutones en toda la región de Extremadura Central. Hay que señalar que los granitoides del grupo C (Trujillo) tienden a aparecer en plutones tardíos; si bien, en la Hoja de Madroñera no hay datos relevantes para establecer una secuencia temporal relativa entre los granitoides que en ella aparecen.

3.1.1 PLUTON DE TRUJILLO

Está constituido por tres facies principales del grupo de granitoides de feldespato calcoalcalino de tendencia alcalina. En la parte del plutón que aflora en la Hoja de Madroñera se pueden distinguir dos de estas facies que por presentar características bastante similares y contactos transicionales se agrupan en una sola en el mapa («granito porfidico de 2 micas», 4).

El plutón de Trujillo, al igual que otros plutones del batolito compuestos por granitoides del Grupo C, presentan las siguientes características:

- 1) Zonación concéntrica de facies, disponiéndose generalmente las facies más ácidas en la parte central.
- 2) Fábrica de megacristales de feldespato potásico que se dispone paralela a los contactos en las zonas de borde.
- 3) Emplazamiento con ensanchamiento lateral que condiciona la formación de diversos sistemas de diaclasas precoces (rellenas de aplitas) en las zonas de borde (CASTRO, 1984 b).

Las características fundamentales de las tres facies que componen el plutón son las siguientes:

- C₁.—Granodioritas y monzogranitos de dos micas, grano grueso a muy grueso, con megacristales de feldespato potásico y ricos en prismas de cordierita, a veces de gran tamaño. Localizadas preferentemente en las zonas de borde del plutón.
- C₂.—Granitos de dos micas, grano grueso y raramente porfídicos, ocasionalmente con turmalina.
- C₃.—Granitos aplíticos, a veces turmaliníferos.

Las tres facies son perfectamente correlacionables con los miembros principales de la «serie de diferenciación de Cabeza de Araya» definida por

CORRETGE et al. (1983) en el sector oriental del batolito de Extremadura Central. Por tanto, puede ser perfectamente extrapolado a Trujillo el mecanismo de génesis por diferenciación debida a migración de volátiles propuesto por CORRETGE (op. cit.) para dicha «serie de diferenciación».

De las tres facies, las dos primeras (C_1 y C_2) afloran en la Hoja de Madroñera agrupadas en la cartografía con la denominación de «granito porfídico de dos micas», que se describe a continuación.

3.1.2 GRANITO PORFIDICO DE DOS MICAS (4)

Ocupa aproximadamente 17 kilómetros cuadrados del ángulo NO de la Hoja de Madroñera. Por su gran tamaño de grano da lugar a una morfología característica con berrocal de grandes bolos, morfología que contrasta fuertemente con las lomas suaves que forman los terrenos metasedimentarios circundantes. Este hecho, resaltado por la escasez de vegetación, hace que el plutón de Trujillo pueda ser perfectamente delimitado en foto aérea e incluso en foto de satélite.

3.1.2.1 Aspecto macroscópico

Son rocas holocristalinas granudas de tamaño de grano grueso a muy grueso (de 5 a 10 mm.) en las que se pueden identificar «de visu» los componentes mineralógicos principales. Algunas facies (las más biotíticas) son extraordinariamente ricas en megacristales de feldespato potásico idiomorfos de gran tamaño (hasta 10 cm.) generalmente orientados definiendo una fábrica planar subvertical paralela a los contactos del plutón. Estas mismas facies son también ricas en prismas de cordierita de 1 a 3 cm. de longitud, siempre seudomorfizada por agregados de clorita. También pueden presentar enclaves de naturaleza microgranuda y composición tonalítica, generalmente con forma elipsoidal. Las facies más leucocráticas son menos ricas en megacristales de feldespato potásico y cordierita y nunca presentan enclaves microgranudos. Ambas facies presentan contactos transicionales, lo que dificulta su demarcación en la cartografía.

3.1.2.2 Aspecto microscópico

Presenta textura hipidiomórfica inequigranular (porfídica por la presencia de megacristales de feldespato potásico). Está compuesto esencialmente por: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y cordierita. Los minerales accesorios más comunes son turmalina, apatito, circón, opacos y accidentalmente andalucita y sillimanita.

El cuarzo forma agregados xenomorfos redondeados, aunque también

aparece como fase intersticial entre otras fases minerales. No está deformado, presentando a lo sumo una débil extinción ondulante y microfracturas de escasa importancia.

El feldespato potásico presenta la típica maceta enrejada de la microclina. Aparece en cristales xenomorfos o subidiomorfos, definiendo junto con cuarzo y plagioclasa la textura hipidiomórfica general de la roca. También aparece en grandes prismas idiomorfos maclados (karlsbad) conteniendo inclusiones del resto de los componentes de la roca. Ambos feldespatos suelen presentarse siempre pertilitizados.

La plagioclasa es siempre zonada, alcanzando contenidos en An en torno al 30 por 100 en el núcleo de los cristales (medido por métodos ópticos).

La biotita se presenta en cristales aislados y/o en agregados policristalinos con inclusiones de círculo y apatito.

En las muestras que contienen silicatos de aluminio (andalucita y/o sillimanita) la moscovita siempre aparece asociada a dichas fases alumináticas, por lo que se puede considerar que gran parte de la moscovita se forma en estos granitos por transformación de sillimanita y/o andalucita.

3.1.3 PLUTONES DE SANTA CRUZ Y ZORITA

En el ángulo SO de la Hoja de Madroñera se sitúa la terminación N de los plutones de Santa Cruz y Zorita (CASTRO, 1984 a) que, dada la existencia de pequeños apuntamientos y láminas cuarzodioríticas, es difícil de establecer el límite entre ambos en esta Hoja. Este hecho, unido a que ambos plutones están constituidos por los mismos tipos de rocas plutónicas, hace que se puedan describir conjuntamente, independientemente de que los afloramientos de la Hoja de Madroñera formen parte de uno o más cuerpos plutónicos.

Se trata de rocas cuarzodioríticas del grupo A del batolito de Extremadura Central. En muchos puntos del borde SO de la Hoja se puede ver que dichas cuarzodioritas intruyen en estrechas láminas (no cartografiadas) intercaladas con rocas metamórficas de alto grado (migmatitas) desarrolladas en la aureola térmica de dichas intrusiones (ver capítulo de «pizarras y grauvacas con metamorfismo de contacto»). En el límite de esta Hoja con la de Zorita (al S) existen granitos diatexiticos, ricos en minerales metamórficos que por su pequeña extensión no se reflejan en la cartografía. Dichos granitos forman la cumbre de la Sierra de Santa Cruz (Hoja de Zorita) dispuestos horizontalmente sobre las cuarzodioritas. Su origen se ha interpretado por anatectia inducida por el magma cuarzodiorítico (CASTRO, 1984 a), interpretación fuertemente avalada por la presencia de migmatitas en la aureola de contacto con las cuarzodioritas que aparecen en la Hoja de Madroñera y en la de Zorita (op. cit.).

Existen escasas variaciones composicionales dentro de estas rocas cuarzodioríticas, las facies más comunes varían entre cuarzodioritas y granodioritas biotíticas, nombre con el que aparecen en la leyenda del mapa.

3.1.4 CUARZODIORITAS Y GRANODIORITAS BIOTITICAS (5)

3.1.4.1 Aspecto macroscópico

Son rocas oscuras, debido a la gran cantidad de biotita, con abundante cuarzo que en fresco suele presentar un color azulado. Lo más característico es la presencia de nódulos biotíticos, de 1 a 3 cm. de longitud, que suelen contener pequeñas proporciones de minerales metamórficos tales como sillimanita, andalucita y/o cordierita apreciables a simple vista. También presentan enclaves de migmatitas, de pequeño tamaño, y enclaves microgranudos de composición tonalítica con forma elipsoidal. Los nódulos biotíticos suelen presentarse homogéneamente distribuidos por toda la roca, en ocasiones muy concentrados, y generalmente orientados definiendo una fábrica plano-linear. Dichos nódulos han sido utilizados como marcadores para determinar la estructura interna de los plutones de Santa Cruz y Zorita (CASTRO, 1984 a).

3.1.4.2 Aspecto microscópico

Presentan textura hipidiomórfica granular. El tamaño de grano varía de medio a grueso (3 a 5 mm.) para las facies más comunes, si bien existen facies de grano medio a fino. Están compuestas esencialmente por cuarzo, plagioclasa y biotita. Los accesorios más comunes son anfíbol, cordierita, moscovita, plagioclasa ácida, feldespato potásico, esfena y opacos (ilmenita?). Otros accesorios, como anfíbol y cordierita, sólo aparecen esporádicamente. Por último, la presencia local (en determinadas zonas) de plagioclasa ácida y/o feldespato potásico, ambos siempre con carácter intersticial, pueden desplazar la clasificación hacia términos granodioríticos. Este hecho es generalizado para todos los granitoides del grupo A en el batolito de Extremadura Central (CASTRO, 1984 a).

Como se indicó anteriormente, cuarzo, plagioclasa y biotita son los componentes esenciales de las rocas cuarzodioríticas de la Hoja de Madroñera.

El cuarzo presenta generalmente texturas indicativas de procesos de deformación (extinción ondulante, poligonización, bordes serrados, etc.), relacionados con zonas de cizalla dúctil que no afloran en esta Hoja, sino en Hojas adyacentes. La plagioclasa se presenta con fuerte tendencia al idiomorfismo y siempre presenta una zonación normal (núcleo más básico) u

oscilante. Las plagioclasas idiomorfas y zonadas (A_n 30-40 en núcleo), es una característica petrográfica esencial en todas las rocas cuarzodioríticas del batolito de Extremadura Central (Grupo A, *op. cit.*).

Petrográficamente dichas rocas pueden ser clasificadas como tonalitas y cuarzodioritas; si bien, como se indicó anteriormente, la presencia de feldespato potásico y/o plagioclase ácida (no zonada), ambos tardíos e intersticiales, pueden desplazar la clasificación a granodioritas. Hay que señalar que la blastesis de feldespatos alcalinos está espacialmente asociada a los microenclaves surmicáceos (nódulos biotíticos), siendo más marcada en facies ricas en dichos microenclaves.

3.2 ROCAS METAMÓRFICAS

Como se indicó anteriormente, existen en la Hoja de Madroñera rocas metamórficas de grado medio y alto (migmatitas son sillimanita-feldespato potásico) de gran interés desde el punto de vista petrológico. Dichas rocas pertenecen a la aureola de metamorfismo de contacto con las cuarzodioritas que afloran en el ángulo SO de la Hoja descritas en el apartado anterior. El estudio de dichas rocas es de gran interés para determinar las condiciones termobarométricas del metamorfismo de contacto y obtener la profundidad de emplazamiento de los granitoídes, ya que a partir de las asociaciones existentes en el metamorfismo regional previo se obtienen valores de P en un amplio rango que podría ir desde 1 a 10 Kb. El metamorfismo de contacto de alto grado afecta a dos series composicionales, una pelítico-grauváquica muy extendida y otra calcosilicatada, poco representada, por lo que el estudio del metamorfismo en este sector se presenta de gran interés en futuras investigaciones.

Las características fundamentales de dichas rocas metamórficas fueron someramente descritas en el apartado de «pizarras y grauvacas con metamorfismo de contacto», no habiendo datos nuevos que añadir sobre lo dicho en aquel apartado.

3.3 ROCAS FILONIANAS

3.3.1 ROCAS FILONIANAS BASICAS: DIABASAS (3)

Se trata de un pequeño afloramiento de no más de 5 m. de potencia que se ha querido representar debido a que en otras Hojas limítrofes, en las cuarzodioritas, estos diques son muy frecuentes. En afloramiento es una roca oscura, con disyunción planar y de gran dureza.

Presentan textura subofítica de grano medio y están formadas principal-

mente por plagioclasa y hornblenda. Como componentes accesorios contienen cuarzo, apatito, minerales opacos, biotita y círcón.

Las plagioclasas se presentan en cristales tabulares entrecruzados con zonación concéntrica. Con frecuencia están rodeadas por cuarzo de grano fino, al cual engloban mirmecíticamente. Entre ellas se encuentran prismas xenomorfos de anfíbol maclado y agregados de clorita y epidota que proceden de otros minerales máficos alterados (piroxenos posiblemente). También se observan calcita y minerales opacos, procedentes tanto de relleno de cavidades de la roca como de alteración de otros minerales. La biotita es muy escasa, de reducido tamaño y se asocia a los cristales de anfíbol.

3.3.2. ROCAS FILONIANAS ACIDAS: RIOLITAS (2)

Es un afloramiento de unos 30 m. de potencia, que se encuentra en el cuadrante NE de la Hoja. Aparece concordante aparentemente con las pizarras y grauvacas, en las que encaja.

Se trata de una roca blanquecina, de aspecto granudo, destacándose dentro de una matriz de grano fino fenocristales de cuarzo y feldespatos de unos 5 mm. de tamaño medio.

Hacia los bordes del dique, los fenocristales disminuyen de tamaño, quedando entonces una roca de grano muy fino de tonos grises.

En lámina delgada presentan textura porfídica microcristalina, siendo los componentes esenciales cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como componentes accesorios se encuentran biotita, minerales opacos, apatito y círcón. Los minerales de alteración, a veces muy abundantes, son moscovita y sericitita.

El cuarzo se encuentra en fenocristales hipidiomorfos.

Los fenocristales de los dos feldespatos son también hipidiomorfos o incluso idiomorfos. Normalmente predomina el feldespato potásico sobre la plagioclasa, que presenta maclas de Karlsbad, mientras que las de enrejado son incipientes o no se perciben. Se trata de un feldespato triclinizado procedente de otro de más alta temperatura. Las plagioclasas tienen maclas de Albite-Karlsbad, carecen de zonación y están sericitizadas, llegando incluso esta alteración a enmascarar los cristales.

La matriz es siempre mucho más abundante que los fenocristales. Tiene textura microcristalina y está constituida por un mosaico de cuarzo y feldespatos. Toda ella está salpicada de numerosas laminillas moscovíticas entrecruzadas en dos direcciones oblicuas, de las cuales una se presenta más desarrollada y coincide con el débil flujo metamórfico que apenas ha transformado la roca original. En ocasiones puede verse cómo la moscovita es retromórfica de láminas de biotita de tamaño algo mayor.

Se supone, en principio, dadas las orientaciones de los minerales micáceos, que estas riolitas micáceas son anteriores al desarrollo del metamorfismo hercínico.

3.2.3 FILON DE CUARZO-FELDESPATO (1)

Se sitúa a 1,5 Km. al sur de Conquista de la Sierra, dando lugar, dada la naturaleza de los materiales de dicho filón, a un relieve de 20 m. sobre el berrocal de cuarzodiorita, a la que intruye. En su parte más potente presenta 20 m. de espesor y lleva una dirección de N 125° E.

El feldespato que contiene fue motivo de explotación minera, por lo que volveremos a citarlo en el apartado de minería.

Al microscopio es una roca porfídica microcristalina y protomilonítica. Está formada principalmente por cuarzo y albita, a los que acompañan pequeñas cantidades de biotita, turmalina, minerales opacos y círcón.

El cuarzo y la plagioclasa, maclada, se presenta como microfenocristales amigdalares, deformados y orientados. La mesostasis que los rodea es cuarcítica microcristalina, fuertemente esquistosada y salpicada de pequeñas biotitas lepidoblásticas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Comenzaría con la sedimentación durante el Precámbrico Superior de los materiales del Complejo Esquísto Grauváquico. Se trataría con toda probabilidad de una sedimentación turbidítica en facies distal. La presencia de facies vulcanogénicas y diversos criterios texturales, indicarían la presencia de un vulcanismo simultáneo con la sedimentación turbidítica.

Con anterioridad a la deposición del Ordovícico tiene lugar la deformación sárdica, que condicionaría la emersión de los materiales precámbricos. Seguidamente tendría lugar la sedimentación discordante y transgresiva del Ordovícico Inferior existente en áreas inmediatas a la Hoja de Madroñera.

En el Carbonífero (Inferior-Medio?) tiene lugar la primera fase de deformación de la Orogenia Hercínica que da lugar a un intenso plegamiento, que por criterios regionales daría lugar a pliegues de plano axial subvertical y eje horizontal ONO-ESE. Asociado a dicho plegamiento se desarrollaría una esquistosidad de plano axial subvertical (S_1) generalizada en toda la región, afectando indistintamente a los materiales paleozoicos y precámbricos. Inmediatamente después, tendría lugar la segunda fase de deformación hercínica que podría actuar, al menos, durante 17 m.a. (CASTRO, 1984 a). Durante dicha deformación tendría lugar la intrusión de las rocas

plutónicas, existentes en la Hoja, que desarrollan un metamorfismo de contacto sobreimpuesto al metamorfismo regional preexistente e íntimamente asociado a la primera fase de deformación. La segunda fase podría continuar actuando después del emplazamiento de los granitoides. Dicha segunda fase, además de condicionar el ascenso y emplazamiento de los granitoides, daría lugar en los metasedimentos precámbricos a pliegues de eje vertical de dimensiones kilométricas, responsables de que las estructuras de primera fase hayan sido rotadas desde su posición inicial ONO-ESE hasta la posición que actualmente presentan en la Hoja de Madroñera NE-SO. Asociada a los pliegues de eje vertical se desarrolla la segunda esquistosidad (S_2) mediante una crenulación de la S_1 preexistente.

A partir del Carbonífero Superior el área quedaría emergida hasta la formación de las cuencas continentales terciarias existentes en áreas próximas a la Hoja. Por último, el asentamiento de la red fluvial actual que se produciría al principio del Cuaternario.

5 GEOMORFOLOGIA

Geológicamente la Hoja ocupa parte del denominado «gran anticlinorio Centroextremeño», caracterizado morfológicamente por presentar una extensa llanura peneplanizada formada a expensas de los materiales del Precámbrico Superior, de 400-500 m. de cota, interrumpida aisladamente por relieves graníticos más altos como consecuencia de su marcado contraste erosivo. De la información regional de la zona, se sabe que el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y comenzó el arrasamiento de los materiales y la formación de los nuevos sedimentos formados a expensas de los anteriores. Los únicos conservados en la actualidad son unos depósitos Miocenos al NO, fuera de la Hoja, en la localidad de Torrejón de Rubio y más posteriores, otros depósitos pliocuaternarios de tipo «Raña» al N, en Jaraicejo, y al SE en Cañamero (GOMEZ-AMELIA, 1982).

Se supone así que la actual penillanura Centroextremeña estaría configurada cuando la formación de las «rañas» (*op. cit.*).

Ciñéndonos a esta Hoja, observamos que el Precámbrico no forma una penillanura, sino un conjunto de cota media 550 m., al N, y otro al S de cota media 450 m., rompiendo con el encuadre regional.

Ante la homogeneidad de los materiales y la ausencia de otros depósitos sólo cabe pensar en una reactivación en esta Hoja del relieve peneplanizado en el pliocuaternario mediante un rejuego muy reciente de la fracturación existente.

El escarpe formado por las sierras de Guadalupe, de Matavaca, de Pedro Gómez, de La Gatera y de Lagares podría ser el de una (o varias) fracturas

de dirección media E-O que dan lugar a una diferencia de cota de 100 m. entre las penillanuras de Aldeacentenera (al N) y Zorita (al S). Dicho escarpe, que coincide con la divisoria hidrográfica del Tajo y el Guadiana, presenta una red hidrográfica escasamente encajada, que nos indica una edad reciente para su formación, avalando la idea de la presencia de una tectónica moderna para, al menos, este área.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

En el área de esta Hoja no existe ninguna labor de importancia. Los pocos indicios que hay están relacionados con el granito de Trujillo y con el de Logrosán, éste ya fuera de la Hoja, en la esquina SE.

En el plutón de Trujillo, fuera de la Hoja aparecen mineralizaciones de casiterita-wolframita, de muy poca importancia.

Se trata de filoncillos pegmatíticos de potencia inferior a 1 m. También existen yacimientos de fosforita filonianas, la cual se dispone en vetas unas veces en forma brechiforme y otras en estructura coloformes en el cuarzo. La paragénesis es la siguiente: cuarzo-fosforita-(galena-blenda-pirita), fosfatos y óxidos de uranio.

En la esquina SE de la Hoja existe un indicio del tipo de Logrosán, que no tiene importancia. Se trata de una mineralización relacionada con el granito de dicha localidad. La paragénesis es del tipo: cuarzo, apatito fibroso-radial tipo dalillita, fluorita, carbonatos, blenda y galena.

Por último, hay que añadir la existencia, 1 Km. al sur del cruce de la carretera de Conquista de la Sierra, de un filón de cuarzo-feldespato que ha sido explotado. Es un filón de 20 m. de potencia máxima y una longitud de 200 m. en el que se ha explotado albita.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Esta zona es pobre en aguas subterráneas, no existiendo ni fuentes ni manantiales de importancia.

La precipitación media anual es baja (500-600 m.). La evapotranspiración es muy alta y los materiales existentes tienen una permeabilidad muy baja, por lo que difícilmente se podrán obtener caudales importantes de aguas subterráneas. Unicamente en las zonas de fracturación o bien en zonas próximas a los bordes graníticos se podría obtener algún caudal, pero para usos muy locales.

7 BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo Cristalino de Toledo». *Estudios Geol.*, 27: pp. 369-414.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordovi-ciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min.*, 73.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ-ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las Series precámbricas y paleozoicas del E de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. Min.*, 82, pp. 147-151.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CASTRO, A. (1984a).—«Los granitoides y la Estructura Hercínica en Extremadura Central». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 202 pp. (inédito).
- (1984b).—«Emplacement fractures in granite plutons (Central Extremadura Betholith, Spain)». *Geol. Rdsch.*, 73 (3) (en prensa).
- CORRETGE, L. G., y MARTINEZ, F. J. (1978).—«Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides. Aplicación a los batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica». *Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27, pp. 113-134.
- CORRETGE, L. G.; SUAREZ, O., y CUESTA, A. (1983).—«Las características geoquímicas y mineralógicas de la Serie de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)». *VIII Reunión sobre la Geología del Oeste peninsular*, Salamanca (Resumen).
- DE SAN JOSE, M. A.; PELAEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974).—«Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo». *Bol. Geol. Min.*, 85.
- DIEZ BALDA, M. A. (1982).—«El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura Hercínica al sur de Salamanca». Tesis Doctoral Universidad de Salamanca.
- GOMEZ-AMELIA, D. (1982).—«La Penillanura Cacereña. Estudio Geomorfoló-gico». Tesis Doctoral Universidad de Extremadura.
- GUTIERREZ-ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Estudios Geológicos*, 27, pp. 177-180.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de Correla-ción del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Mataches». *Estudios Geol.*, 33, pp. 327-342.
- IGME (1984).—«Mapa Geológico de España 1:50.000, Hojas números 707 (Lo-grosán), número 708 (Minas de Santa Quiteria), número 682 (Sevilleja de la Jara)». (En prensa.)

- (1983).—«Mapa Geológico de España 1:50.000. Hojas números 704 (Cáceres), 705 (Trujillo), 730 (Montánchez)».
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000». *Instituto Geológico y Minero de España (memoria explicativa)*, pp. 1-113.
- LOTZE, F. (1945).—«Zuz gliedenung der Varisziden de Iberischen Meseta. Geotekt». *Forschg*, 6, pp. 78-92.
- (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico de España». *Not. y Com. del Instituto Geol. y Min. de España*, 61, pp. 137-161.
- MARTIN-ESCORZA, C. (1974).—«Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)». *Bol. Soc. de Hist. Nat.*, 69, pp. 262-264.
- MORENO, F. (1977).—«Tectónica y Sedimentación de las Series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Stud. Geol.*, 12.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, 81, pp. 271-298.
- PARGA, J. R. (1969).—«Spätvariszische Bruchsysteme in Hesperischen Massiv». *Geol. Rdsch.*, 59, pp. 323-336.
- PENHA, H. (1973).—«Caracteres Metalogenéticos de los Yacimientos Intragraníticos Españoles de Urano». Tesis Doctoral. Univ de Salamanca (inédito).
- PENHA, H. M., y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geol. Min.*, 85, pp. 271-273.
- RAMSAY, J. G. (1977).—«Plegamiento y Fracturación de Rocas» (1.^a edición española). Blume, Madrid, 590 pp.
- RODRIGUEZ-ALONSO, M.^a D. (1982).—«Contribución al conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico del extremo occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y S. de Gata)». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca (inédito).
- VEGAS, R., y ROIIZ, J. M. (1979).—«La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana)». *Tecniterrae*, S-1.
- WINKLER, H. G. F. (1978).—«Petrogénesis de las Rocas Metamórficas». Blume, Madrid, 346 pp.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA