



IGME

703

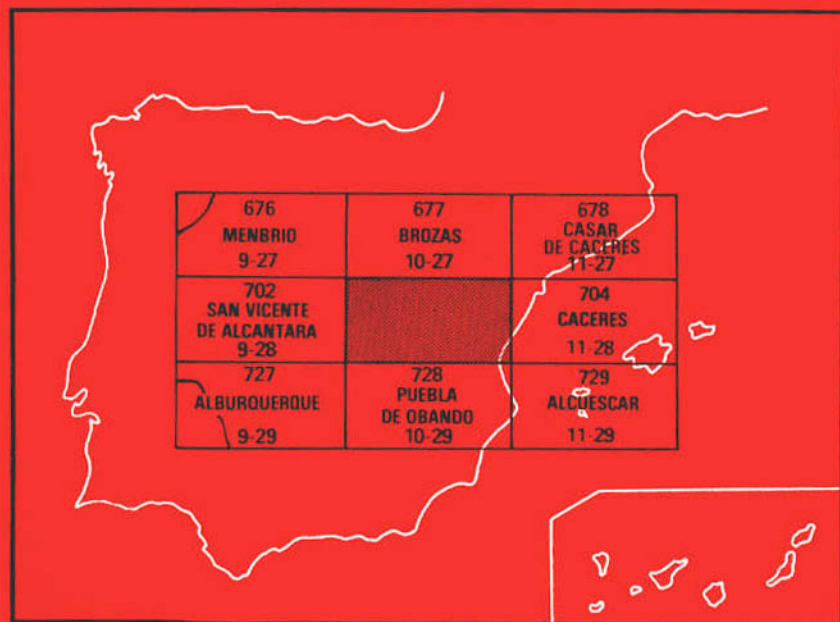
10-28

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARROYO DE LA LUZ

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ARROYO DE LA LUZ

Segunda serie - Primera edición

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 1980, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de Campo:

Síntesis y Memoria: Bascones Alvira, L.; Martín Herrero, I.; Corretgé Castañón, L. G. (Rocas Igneas).

Colaboraciones:

González Lodeiro, F., y Martínez Catalán, J. M., del Departamento de Geodinámica Interna U. de Salamanca. Los estudios petrológicos y geoquímicos han sido realizados por Corretgé, L. G., del Departamento de Petrología U. de Salamanca. Los estudios macropaleontológicos han sido realizados por Gil Cid, D.; Gutiérrez, J. C., y Prieto, M., del Departamento de Paleontología y la U. Complutense de Madrid.

Supervisión de petrografía: Ruiz García, Casilda.

Dirección y supervisión del IGME: Barón Ruiz de Valdivia, José M.^a

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 y paleontológico.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-15.446-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

INTRODUCCION

La Hoja de Arroyo de la Luz (10-28) se encuentra situada al SO de la provincia de Cáceres, a la que pertenece en más del 90 por 100 de su superficie, quedando el resto dentro de la provincia de Badajoz.

Su morfología queda caracterizada por la presencia de la Sierra de San Pedro, que ocupa gran parte del sur de la Hoja, resaltando sobre la amplia penillanura precámbrica donde destacan de forma aislada pequeñas elevaciones ocupadas por sedimentos tipo «raña». Esta penillanura está surcada por numerosos arroyos, que vierten sus aguas al río Salor, que atraviesa la Hoja con una dirección próxima NO-SE.

Geológicamente encuadra del Macizo Herpérico y más exactamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica.

Tectónicamente y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas paralelas a ellos. Con posterioridad se producen movimientos que dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente tienen lugar movimientos tardihercínicos, que serán los responsables de las fracturas de desgarre y pliegues de dirección perpendicular u oblicuos a las estructuras de la primera fase.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas, tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que puede ser observada puntualmente en pequeños pliegues cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) y, en general, queda probada por la presencia de lineaciones (L_1) fuertemente inclinadas.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar, entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), FIGUEROLA (1963, 1965 y 1975), PARGA (1970), BOUYX (1970), así como las tesis doc-

torales de BOCHMAN (1956) y KELCH (1957), que aportan datos precisos sobre la estratigrafía del Paleozoico de la Sierra de San Pedro. También hay que mencionar los trabajos de la zona portuguesa, como son los de THADEO (1951), TEXEIRA (1955, 1959), TORRE DE ASSUNÇÃO y colaboradores (1965), CONÇALVES (1969) y OEN ING SOEN (1970).

Finalmente, la zona oriental de la Hoja está ocupada por el extremo suroccidental del batolito granítico de Cabeza-Araya, sobre cuyo estudio cabe destacar los trabajos de WEIBEL (1955), CORRETGE, L. G. y G. DE FIGUEROLA, L. C. (1971) y CORRETGE, L. G. (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Arroyo de la Luz (10-28) está ocupada, en su mayor parte, por sedimentos anteordovícicos que en la zona oriental han sufrido un metamorfismo de contacto por la intrusión del batolito granítico de Cabeza-Araya, cuyo extremo suroccidental queda dentro del marco de la presente Hoja.

Los sedimentos paleozoicos que limitan su presencia a las elevaciones de la Sierra de San Pedro, donde también se adosan depósitos cuaternarios tipo derrubios de ladera, comprenden términos desde el Ordovícico Inferior hasta el Carbonífero Inferior.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras (PC₂)

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

Se han observado en numerosos puntos estructuras sedimentarias inorgánicas, por ejemplo, en el valle del río Salor, a la altura de la C.N. 521, en donde se pueden ver: 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), con textura esquistosa, que tienen como minerales principales cuarzo, sericita, clorita, ilmenita, plagioclasa y biotita, siendo sus accesorios circón, turmalina y opacos. El tamaño modal del grano corresponde a arenas finas y muy finas, según las bandas, y una matriz limo-arcillosa muy abundante con un clivaje algo grosero que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).

— Pizarras sericíticas-cloríticas con textura granolepidoblástica (esquistosa) y color gris-verdoso, ocasionalmente negro, en donde se en-

cuentran 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 por 100 de clastos de tamaño limo. Son frecuentes los cuarzos alargados recristalizados de más de 30-40 micras de longitud y nódulos ferruginosos microesféricos, transformados posteriormente en hematites, así como micronódulos detríticos de 60 micras aproximadamente de clorita con hábito diferente del de la sinmetamórfica. Finalmente, más del 50 por 100 corresponde a entramados lepidoblásticos de clorita y sericita recristalizada durante la esquistogénesis.

— Metagrauvas verdes con textura esquistosa y componentes principales: cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita y plagioclasas que llevan a su vez turmalina, circón y opacos como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen una matriz sericítica-clorítica de más del 15 por 100, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos de tamaño arena fina. En algunas láminas aparecen fragmentos de rocas grauvaquizadas, micas detríticas fuertemente plegadas y efectos de presión-solución en granos de cuarzo en contacto con los planos de esquistosidad ricos en hematites.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m a partir de los cortes realizados. Al techo, y en clara discordancia, se sitúan los sedimentos paleozoicos, que en esta Hoja alcanzan el Carbonífero Inferior.

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presenta una importante zona de alteración en el contacto con el Paleozoico, que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características.

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

1.2. PALEOZOICO

Los afloramientos paleozoicos se disponen a lo largo de la Sierra de San Pedro, que forma un sinclinorio de dirección NO-SE con una importante inflexión en la zona occidental debido al efecto producido por la fractura de Plasencia, que con una dirección NNE-SSO recorre la Hoja.

Comienza la serie paleozoica con una unidad areniscoconglomerática rojiza, que se dispone de forma lentejona y discontinua, sobre la que descansa un paquete cuarcítico (cuarcítica armoricana) del Skidawiense. Por encima se identifica una potente serie pizarrosa, con areniscas y cuarcitas, individualizándose a nivel cartográfico, al menos dos niveles cuarcíticos, donde el segundo de ellos pertenecería ya al Silúrico. En este sistema y hasta la base del Carbonífero, la serie se caracteriza por la presencia

de pizarras y cuarcitas, siendo éstas más abundantes y con niveles más potentes que en el Ordovícico.

Culmina la serie paleozoica con niveles vulcanosedimentarios, pizarras y carbonatados, éstos últimos con características arrecifales, que corresponden al Carbonífero Inferior.

1.2.1. Ordovícico Inferior

1.2.1.1. Conglomerados y areniscas (O₁)

Sobre los depósitos del Complejo Esquisto Grauváquico y en clara discordancia, tanto angular como erosiva, se sitúa un tramo detrítico de escasa potencia (0-40 m) de características lentejonares.

Sólo se ha localizado en el flanco Sur del sinclinorio que forma la Sierra de San Pedro, siendo al E de la Ermita del Hito donde presenta mejores condiciones de observación. En esta zona la sucesión litológica de muro a techo es la siguiente:

- Muro: discordancia con sedimentos anteordovícicos (C.E.G.).
- 2 m de areniscas silíceas rojizas compactas.
- 3 m de areniscas conglomeráticas rojizas.
- 3 m de pizarras arenosas rojizas.
- 15 m de conglomerados de cantos de cuarzo de hasta 1 cm y matriz rojiza.
- 6 m de areniscas violáceas compactas.
- Techo: cuarcita armoricana (O₁₂).

El conjunto aparece bien estratificado en niveles decimétricos y métricos.

Las areniscas se presentan al microscopio con textura blastosamítica con clastos de cuarzo subangulosos. La matriz es sericítica y el cemento ferruginoso.

Por lo que se refiere a la datación de esta unidad, hay que resaltar la ausencia de icnofósiles, por lo que su edad la asignaremos en función de su posición litoestratigráfica y por su similitud con series próximas. Por sus características, este tramo puede corresponder con la «serie púrpura o capas intermedias» descritas por MORENO, F. y col. (1976) en los Montes de Toledo, a las que le asignan una edad Ordovícico Inferior, posible Tremadoc.

1.2.1.2. Cuarcitas. Cuarcita armoricana (O₁₂)

Sobre los niveles detríticos descritos anteriormente o directamente, y en clara discordancia angular, sobre los depósitos anteordovícicos aparece un tramo cuarcítico continuo a escala regional y de potencia variable, pero que dentro del ámbito de la presente Hoja pueda situarse entre 12 y 25 m.

Se trata de cuarcitas blancas y grises que intercalan niveles arenis-

cosos y con abundante mica. Por lo general, se presentan bien estratificados en capas de hasta 1,2 m, aunque ocasionalmente se disponen de forma masiva. No es raro encontrar lechos microconglomeráticos generalmente hacia la base de la unidad.

Al microscopio se presentan como ortocuarzitas con textura granoblástica con cuarzo, como componente mineralógico principal, y circón, turmalina y hematites, como accesorios. Estas rocas detríticas tienen una moda de 145 micras, aproximadamente (arena fina). Se observa un gran crecimiento secundario del cuarzo, que ha borrado la porosidad inicial exceptuando algo de cemento o matriz sericítica-caolinítica que, a veces, reemplaza parcialmente al cuarzo detrítico.

Este término cuarcítico ha sido tradicionalmente admitido como representante del Skidawiense y puede ser considerado como un nivel cro-noestratigráfico dentro del ámbito hercínico.

Por nuestra parte, en las proximidades del extremo occidental de la Hoja (loma de Puertollano) se han recolectado los siguientes icnofósiles: *Dimorphichnus* sp., *Planolites* sp., *Cruziana?* sp., *Isopodichnus* ?? sp., que indican una probable edad Arenigiense.

1.2.2. Ordovícico Medio

1.2.2.1. *Pizarras con intercalaciones cuarcíticas y areniscosas (O₂)*

Directamente sobre la cuarcita armoricana se sitúa un tramo en clara depresión topográfica, constituido por pizarras, areniscas y cuarcitas con una potencia estimada próxima a los 300 m.

Todo el conjunto se encuentra bien estratificado en capas de espesores variables, en donde los niveles de pizarra no sobrepasan los 40 cm, mientras que los de cuarcitas y areniscas pueden llegar a disponerse métricamente, siempre con importantes y rápidos cambios de facies.

En todo el tramo existen niveles con estructuras orgánicas (pistas y burrows horizontales, oblicuas y verticales y bioturbación en general) y estructuras sedimentarias inorgánicas (estratificación cruzada, planas y en surco, laminaciones y estratificación gradada).

El estudio petrográfico ha determinado:

- Pizarras bandeadas, compuestas por cuarzo, óxido de hierro, sericita y biotita.
- Metacuarcitas, con textura granoblástica con cuarzo, moscovita y minerales arcillosos. Como minerales accesorios se distinguen: rutilo, circón, turmalina y hematites.
- Areniscas cuarcíticas micáceas, con textura lepidoblástica, con cuarzo y moscovita como minerales principales.

Dentro de esta unidad litoestratigráfica se ha recolectado la siguiente fauna en diversos cortes parciales:

E. de Aliseda, aproximadamente a 150 m de la base se recolectó:
Trissintia sp y *Heterorthidae* indet, que indican una probable edad Llandeilo.

E. Morron de Calabazones (extremo occidental de la Hoja), aproximadamente a 120 m de la base, se recolectó:

Morgotia cf. *primitiva* HAMMANN, Dalmanitidae indet., Asaphidae indet., *Mucronaspis* ? sp., que indican una edad Llandeilo.

S. Loma de Puertollano (O. falla de Plasencia), aproximadamente a 100 m de la base, se recolectó:

Trissintia convergens HAVLICEK y Dalmanellidae? indet., que también indican una edad Llandeilo.

S. O. Cortijo de Media Cacha (Zona centro occidental de la Hoja), aproximadamente a 80 m de la base, se recolectó:

Neseuretus (*Neseuretus*) cf. *tristani* BRONGNIART, *Trissintia convergens* HAVLICEK y Lingulidae? ind., que igualmente indican edad Llandeilo.

Por todo lo expuesto, y en base a la edad atribuida al infrayacente, debemos asignar a esta unidad litoestratigráfica edad Llanvirniense-Llandeiloense.

1.2.3. Ordovícico Medio-Superior

1.2.3.1. *Cuarcitas* (O_{2,3})

Se trata de una unidad fácilmente identificable, ya que da un resalte topográfico que destaca entre dos unidades que generalmente ocupan zonas de depresión topográfica.

Las cuarcitas son bastante claras, de grano fino-medio y se disponen bien estratificadas en niveles decimétricos y métricos, en donde se observan grano-selección y estratificaciones cruzadas como estructuras sedimentarias más frecuentes.

La potencia media a lo largo del flanco norte del sinclinatorio que forma la Sierra de San Pedro, se puede estimar próxima a los 50 m, disminuyendo considerablemente en el flanco sur, donde los espesores medidos se encuentran entre 10 y 20 m.

No obstante, hay que hacer constar que en esta zona sur y más exactamente al O de la Ermita de Hito, ha sido necesario marcar los límites de esta unidad con un contacto supuesto, debido principalmente a la escasa potencia del tramo cuarcítico, así como el mayor número de niveles cuarcítico-areniscosos existentes en la unidad infrayacente.

Al microscopio se ha clasificado cuarcitas con textura granoblástica equigranular e inequigranular con cuarzo como mineral principal, al que ocasionalmente se le asocian sericita, clorita, opacos y hematites. Como accesorios más frecuentes aparecen moscovita, turmalinas, circón, epidota y esfena.

En la base de esta unidad, en las proximidades del barranco de Aceitunilla (zona oriental de la Hoja) se recolectó la siguiente fauna de moluscos:

Modiolopsis prima, D'ORBIGNY; *Modiolopsis heraulti*, DE TROMELIN; *Actinodonta cf. naranjoana*, DE VEBN. Y BARR, y Praen Culidae? indet.

Esta fauna, por correlación con las areniscas de May inferiores del Macizo Armoricano (HAMMANN, G., 1978), puede ser atribuida al Llan-deilo Superior. Así pues, y teniendo en cuenta que dicha fauna se encuentra en la base de este tramo, es presumible que el tránsito Ordovícico Medio-Ordovícico Superior se encuentre en esta unidad litroestratigráfica.

1.2.4. Ordovícico Superior

1.2.4.1. Pizarras (O₃)

Sobre el tramo cuarcítico anteriormente descrito, se dispone una unidad eminentemente pizarrosa que constituye un buen nivel cartográfico al quedar situada entre dos tramos cuarcíticos. No obstante, su estudio no es fácil, dados los continuos recubrimientos existentes.

Se trata de pizarras grisáceas, generalmente no micáceas que intercalan finos niveles de cuarcitas y/o areniscas pardas, con una potencia total estimada entre 150 y 200 m.

Las intercalaciones cuarcíticas se presentan al microscopio como cuarcitas o cuarzoarenitas con textura granoblástica o clásica con cantos de cuarzo de tamaño arena.

Como componentes principales aparecen cuarzo, opacos y moscovita y como accesorios plagioclasas, biotita, turmalina, circón, rutilo, esfena, apatito y minerales arcillosos.

No se ha recolectado fauna en esta unidad cartográfica, por lo que la suponemos situada en el Ordovícico Superior en base a la fauna clasificada en la base del infrayacente.

1.2.5. Silúrico Inferior

1.2.5.1. Cuarcitas (S^A)

Por encima de las pizarras anteriormente descritas se sitúa otro nivel cuarcítico que forma sierra, por lo que su definición como unidad cartográfica no ofrece ninguna dificultad.

Se trata de cuarcitas, generalmente oscuras, bien estratificadas en capas decimétricas y métricas, con una potencia total media próxima a los 50 m. Como estructuras sedimentarias más frecuentes se han observado granoselección y estratificaciones cruzadas curvas.

Al microscopio se definen como cuarcitas con textura granoblástica, con cuarzo como único componente principal. Como accesorios aparecen biotita, turmalina, circón, esfena, moscovita, óxidos de hierro y rutilo.

El hecho de no haber encontrado fauna en este nivel cuarcítico nos obliga a suponer que su deposición se produciría ya dentro del Silúrico por consideraciones regionales, tal como sucede en el sinclinal de Cáceres, en donde a 10 m por encima de un nivel cuarcítico, presumiblemente equivalente, existe una facies pizarrosa con fauna de Graptolites del Llandovery. Así pues, parece lógico considerar el tránsito Ordovícico-Silúrico en la base de este tramo cuarcítico.

1.2.6. Silúrico Inferior-Superior

1.2.6.1. Pizarras (S_1^{A-B})

Sobre las cuarcitas que atribuimos a la base del Silúrico, descansa una potente (ap. 300 m) serie pizarrosa que intercala finos niveles cuarcíticos.

Su estudio en detalle se ve dificultado por la presencia de los importantes recubrimientos existentes que son una constante en toda la zona y, sobre todo, en las áreas limitadas por sierras.

Las pizarras son oscuras (gris-azuladas), generalmente micáceas, y alternan con niveles centimétricos y decimétricos de cuarcitas grisáceas y/o rojizas. El tránsito a la unidad superior queda marcado por un sensible aumento de los niveles cuarcíticos.

Las estructuras sedimentarias existentes son del tipo inorgánico, observándose una variación en toda la unidad con laminaciones y granoselección en la parte basal, que varía hacia el techo a granoselección y estratificaciones cruzadas en surco de pequeño ángulo.

Del estudio al microscopio de los niveles cuarcíticos se desprende que se trata de cuarcitas con textura granoblástica equigranular y cuarzoarenitas con textura clástica inequigranular. Como componentes principales aparecen cuarzo y cemento ferruginoso, y moscovita, sericita, turmalina, circón y óxidos de hierro intersticiales, como accesorios.

El hecho de no haber encontrado fauna en este tramo es posible que se deba más a la escasez de buenos afloramientos que a la ausencia real de restos fósiles. Así pues, le asignamos edad Silúrico, y más exactamente Silúrico Inferior, por correlación con las pizarras de Graptolites mencionadas en el apartado anterior (1.2.5.1.).

1.2.7. Silúrico Superior-Devónico Inferior

1.2.7.1. Cuarcitas en bancos (S^B-D_1)

En tránsito gradual con la unidad inferior, tránsito que viene marcado por un claro aumento en el número de niveles cuarcíticos, así como en el espesor de éstos, se sitúa una unidad cartográfica que forma una sierra de cima redondeada fácilmente reconocible tanto en campo como en foto aérea.

En síntesis, está compuesta por una monótona sucesión de paquetes cuarcíticos, de decimétricos a métricos, que intercalan pizarras grisáceas, generalmente micáceas. En general, constituye una serie rítmica, donde se observan secuencias incompletas de Bouma.

En las cuarcitas se observan ripples de interferencia estratificación cruzada y frecuente bioturbación, aunque sin fauna clasificable.

Al microscopio se presentan como cuarcitas con textura granoblástica equigranular con cuarzo y sericita como minerales principales y plagioclasas turmalina, circón y esfena, como accesorios. En ocasiones aparecen moscovitas con una dirección predominante y origen incierto.

Los afloramientos más descubiertos se encuentran en las proximidades de la carretera Aliseda-Alburquerque y en la Sierra de Valdelasmanos, donde se pueden medir hasta 280 m de potencia.

Al no contar con fauna fósil clasificable, la edad asignada a esta unidad es en base a su posición estratigráfica.

Suponemos que parte de la deposición de esta unidad se realizaría todavía durante el Silúrico, ya que la unidad infrayacente no sobrepasaría el Silúrico Inferior.

El techo quedaría dentro del Devónico Inferior, ya que en niveles situados estratigráficamente por encima se ha clasificado fauna de esta misma edad (apartado 1.2.8.1.).

1.2.8. Devónico Inferior

1.2.8.1. *Cuarcitas y pizarras* (D₁ qp)

El contacto con la unidad inferior es de tipo gradual y queda marcada por una disminución en los niveles cuarcíticos que origina una depresión topográfica fácilmente identificable.

Litológicamente se trata de una unidad casi análoga a la infrayacente, donde los niveles pizarrosos son mayoritarios y con características similares.

Las cuarcitas son generalmente grises con pátina ferruginosa y estratificadas en niveles métricos o decimétricos que ocasionalmente se presentan como cuarzoarenitas.

En todo el tramo se observan granoselección, estratificaciones cruzadas y laminaciones, como estructuras sedimentarias inorgánicas, y pistas y bioturbación en general como estructuras orgánicas, estas últimas más frecuentes al techo.

Mediante el estudio petrográfico de varias muestras, se han clasificado metacuarcitas y cuarcitas con textura detrítica (granoblástica-esquistosa) que tienen cuarzo como componente principal y biotita y sericita como minerales accesorios más importantes. Estas rocas detríticas presentan un tamaño de grano entre 80 y 100 micras, siendo éstos muy homogéneos. Las metacuarcitas presentan gran cantidad de micas detríticas y sericitas intergranulares.

Con relación a la edad de este tramo, se ha clasificado fauna correspondiente a dos muestras tomadas en la c. c. Aliseda-Alburquerque, situadas a 5 y 10 m, aproximadamente, del techo, y que pertenecen, con relación a la estructura general de la Sierra, al flanco norte del sinclinatorio que la forma.

En la muestra tomada a 5 m del techo, se ha clasificado: Spiriferácea indet. e Inarticulata indet., en tanto que en la recolectada a 10 m aparecen: Euryspirifer sp., Spiriferida indet., Productacea indet. y Stophomena- cea? indet. La edad para ambas muestras corresponde al Devónico.

En otro nivel bioturbado existente al NO de la Charca de la Dehesilla (borde sur de la Hoja) y perteneciente a su vez al flanco sur del sinclinatorio general que forma la sierra de San Pedro, se ha clasificado: Fenestella sp., Zygobeyrichia? sp., Ostracoda indet., Trepostomata indet., Trilobita indet., Crinoidea indet. y Brachiopoda indet., perteneciente al Devónico Inferior.

A la vista de estos datos, y atendiendo a las dataciones de los materiales suprayacentes, consideramos a este tramo cartográfico como perteneciente al Devónico Inferior.

1.2.8.2. *Cuarcitas* (D₁)

En concordancia con los materiales descritos en el apartado anterior, aparece una serie constituida por cuarcitas blancas bien estratificadas en capas, por lo general métricas, en donde se observan algunas estructuras sedimentarias (grano selección y estratificación cruzada curva).

Estas rocas detríticas corresponden a cuarcitas muy puras con textura en mosaico, que contienen más del 99 por 100 de cuarzo como componente principal. También se observa un recrecimiento de cuarzo secundario. De visu, estas cuarcitas presentan unos huecos centimétricos que corresponden a nódulos de hematites meteorizados y que sirven como característica para su reconocimiento en campo.

La potencia para toda la Hoja se estima entre 30 y 55 m.

En todo este tramo sólo se han encontrado moldes de Braquiópodos inclasificables, por lo que al no aparecer fauna representativa asignaremos a estas cuarcitas una edad Devónico Inferior, en función a su posición litoestratigráfica.

1.2.8.3. *Pizarras y cuarcitas* (D₁p)

Continúa el Devónico Inferior con una serie detrítica formada por pizarras y cuarcitas bien representadas cartográficamente en toda la sierra, ya que se encuentra limitada a muro y techo por las cuarcitas (D₁) y (D₁q), respectivamente, que dan claros resaltes topográficos.

La serie se compone de una alternancia de pizarras grises y cuarcitas blanquecinas dispuestas en niveles centimétricos, que en ocasiones pueden alcanzar los 0,7 m.

Al microscopio las cuarcitas presentan textura granoblástica, siendo el cuarzo el componente principal, y circón, turmalina y sericita, entre otros, los minerales accesorios más importantes. Estas rocas detríticas son heterométricas bimodales, en donde el tamaño medio de la fracción más fina es de 150-200 micras y el tamaño modal de la fracción mayor es de 350-400 micras.

La potencia de este tramo es, en general, de 70-110 m y alcanza en la zona sur (Sierra de Peñaquemada-Perdices) hasta los 300 m, aproximadamente.

No se han encontrado restos de fauna, por lo que la edad Devónico Inferior se le ha asignado en función de los materiales supra e infrayacentes.

1.2.8.4. *Cuarcitas* (D₁q)

Sobre los materiales descritos en el apartado anterior y en concordancia, se dispone una serie fundamentalmente cuarcítica sujeta a cambios de facies y que en general fue denominada por KELCH (1957) como «Spiriferenquarzit» (cuarcita de Spirifer) por la abundancia de estos fósiles.

Para la zona de la c. c. de Aliseda-Alburquerque este tramo se compone de cuarcitas grises y blancas en bancos métricos, en donde existen granoselección y estratificaciones cruzadas curvas, como estructuras sedimentarias inorgánicas.

En la sierra del Aljibe, al O de la zona anterior, estos niveles cuarcíticos pasan a areniscas cuarcíticas y areniscas, en bancos métricos con abundante fauna de Spirifer hacia el techo, que constituye en zonas una verdadera lumaquela.

Finalmente, en la Sierra de Peñaquemada, al Sur de la Hoja, todo este tramo intercala niveles centimétricos de areniscas de grano fino, micáceas, de tonos rojizos y grises, que confiere al conjunto unas características rítmicas.

Al microscopio se trata de cuarcitas con textura granoblástica que tiene como componentes mineralógicos principales cuarzo, sericita y clorita, y turmalina, circón y minerales opacos como accesorios más frecuentes.

El tamaño modal corresponde a grano fino con existencia de cuarzos escasamente heterométricos.

La potencia para toda la Hoja es del orden de los 50-70 m, aunque en la zona sur (Charca de la Dehesilla) alcanza los 85 m, aproximadamente.

Se ha observado la existencia de restos de Spirifer inclasificables en diversos puntos de toda la Sierra de San Pedro. Por otra parte, en una muestra recolectada en la Sierra del Aljibe, al SO de Aliseda, se han clasi-

ficado: Rhynchonellacea indet., Spiriferida indet. y Crinoidea indet., correspondiente al Devónico.

Atendiendo a las características litológicas, a los datos faunísticos y a la edad de los materiales suprayacentes, consideramos que estas cuarcitas pertenecen al Devónico Inferior.

1.2.9. Devónico Inferior-Superior

1.2.9.1. Pizarras (D₁₋₃)

La serie del Devónico Inferior finaliza con un tramo esencialmente pizarroso depositado en concordancia sobre las cuarcitas de Spirifer (D_{1q}), descritas en el apartado anterior. Sus afloramientos se sitúan en la zona central de la Sierra, en donde aparecen parcialmente cubiertos por coluviones que impiden la observación de gran parte del tramo.

La litología general de toda esta unidad corresponde a pizarras grises-negras y verdes, lamosas, untuosas al tacto y dispuestas en finos niveles que suelen intercalar niveles de arenisca cuarcítica y de calizas arcillosas con fragmentos de trilobites y ostrácodos. Estos niveles no superan los 30 cm de potencia.

Desde el Cortijo de Peñaquemada, y con dirección a la Sierra de la Osita (al SE de la Hoja), se puede observar, para esta zona, la base de la formación, que se caracteriza por la existencia de una alternancia de pizarras verdosas y areniscas cuarcíticas de tonos beige claro con un moteado blanquecino muy característico, y que se disponen en niveles centimétricos que no superan los 20 cm. A su vez intercalan algún nivel de esquistos, rocas ultramáficas y vulcanoclásticas que indicarían el inicio de una actividad volcánica, bien representada en los tramos suprayacentes del Carbonífero Inferior.

Del estudio al microscopio de muestras tomadas en estas intercalaciones, se han observado las siguientes características:

En los esquistos sericíticos con textura esquistosa aparecen cuarzo, moscovita y sericita como componentes mineralógicos principales. Son abundantes las concreciones elípticas de hematites, que dan a la roca un aspecto de pizarra nodulosa.

Las rocas ultramáficas se encuentran representadas por cloritas silicificadas de naturaleza volcánica con posible origen hidrotermal, en donde sus minerales más importantes son clorita acicular y cuarzo vacuolar intersticial; y hematites, esfena y posible albita como accesorios.

Finalmente existen rocas que tienen una posible naturaleza vulcanoclástica, en donde aparece cuarzo en gran cantidad, flotando dentro de una matriz sericítico-moscovítica.

La potencia total se estima entre 150 y 200 m.

Al N de la Casa de Valdealiso, en la zona central de la Hoja, se ha localizado fauna en un nivel de pizarras grises tomada a unos 40 m de la base, en donde se han clasificado: *Leptagonia cf. dicax*, GARCIA-

ALCALDE; Trilobita indet., Bivalvia indet. y Briozoa indet., que pertenece al Emsiense-Cuviniense.

También, y dentro de los tramos detríticos de la zona del Cortijo de Peñagrande, se ha localizado un fino nivel lumaquélico, situado a unos 80 m de la base, que contiene: *Euryspirifer cf. pellicoi* (VERNEUIL-ARCHIAC) Acrospirifer sp., Brachyspirifer? sp. y Brachiopoda indet., perteneciente al Emsiense.

Teniendo en cuenta estos datos, toda la serie devónica infrayacente descrita en los distintos apartados, pertenece por completo al Devónico Inferior, que terminaría con parte de los sedimentos pizarrosos de la presente unidad. La fauna encontrada nos indica la existencia del Devónico Medio y cabe pensar que el Devónico Superior estaría representado en los niveles superiores de esta unidad cartográfica.

Por todo ello, asignamos a este tramo una edad Devónico Inferior (Emsiense)-Superior.

1.2.10. Carbonífero Inferior

1.2.10.1. Tobas, liditas, calizas y pizarras (H^A)

Se inicia la sedimentación del Carbonífero con una serie de materiales vulcanosedimentarios que contienen en general tramos de tobas, liditas, calizas y pizarras que en posición aparentemente concordante sobre los materiales infrayacentes devónicos están sujetos a numerosos cambios laterales de facies.

Por lo general, la base de esta unidad se encuentra tapada por materiales coluvionares procedentes de los relieves devónicos infrayacentes.

Los primeros depósitos que afloran con claridad corresponden a las rocas volcánicas descritas por KELCH (1957) como «tuffbrekzie» y que están presentes en toda la base visible de este tramo. Para la zona de Valdelacasa-Peña Madroñera, al SE de la Hoja, estos materiales corresponden a tobas volcánicas que alcanzan unos 85-70 m de potencia, mientras que para la parte central de la Hoja estas tobas llevan intercalados tramos de brechas andesíticas, como se puede ver al borde de la c. c. Aliseda-Alburquerque, con una potencia total de unos 100 m. Todo el tramo, de visu, es fácilmente identificable en campo, dado que son rocas verdosas con estructura brechificada o criptocristalinas y aparecen con una clara disyunción bolar.

Sobre estos materiales de la base, y de una forma irregular, en cuanto a potencias y existencia o no de algunos de los niveles, se deposita una serie detrítica con niveles calcáreos que intercalan tobas similares a las anteriores.

En la parte central de la Hoja se observa la siguiente secuencia de muro a techo (c. c. Aliseda-Alburquerque):

- Tobas basales (tuffbrekzie).

- Pizarras vinosas deleznales, 4 m, aproximadamente.
- Cuarcitas ocres, 13 cm.
- Tobas similares a las de la base, 2 m.
- Calizas grises oscuras fétidas, bien estratificadas en capas de hasta 20 cm que contienen algún resto de crinoides.
- Tobas 7 m.
- Calizas suprayacentes (H_c^A).

Por otro lado, a unos 4 km al O de esta serie, se observa de muro a techo:

- Tobas basales (tuffbrekzie).
- Tobas amarillentas de aspecto detrítico, porosas, poco densas, con fauna, que intercalan finos niveles pizarrosos grisáceos de grano medio. 20 m, aproximadamente.
- Liditas en bancos decimétricos que hacia el techo intercalan tobas y calizas, 26 m.
- Calizas suprayacentes (H_c^A).

En Valdelacasa, al SE de la Hoja, se ha podido observar que entre las tuffbrekzie de la base y las calizas suprayacentes (H_c^A) sólo existen unos 20-25 m de pizarras negras, en tanto que para la Peña Madroñera aparecen unos 10-15 m de pizarras más calcáreas que intercalan niveles de hasta 15 cm de liditas y algunas calizas grises centimétricas.

Al microscopio se han definido albitófilos (espilitas?) con textura microlítica fluidal, que contienen como minerales principales, drusas rellenas de clorita, cuarzo y carbonatos. Son también frecuentes los bastoncillos y microlitos de plagioclasa de 300 a 350 micras.

Se ha encontrado fauna en dos muestras recolectadas al O de la c. c. Aliseda-Alburquerque. En una de ellas se han clasificado: *Cyathoclisia* sp., *Syringopora* sp., *Cyathaxonia* aff. *CORNU.*, *Fenestella* sp., *Cyathopsidae* indet., *Cyathaxoniidae* indet. y *Braquiopodo* indet., que datan del Carbonífero Inferior (posible *Tournaisiense*); y en otra: *Fenestella* sp., Tallos de crinoides y Corales indet., atribuidos al Carbonífero Inferior.

Por todo ello, asignaremos a esta unidad cartográfica la edad de Carbonífero Inferior.

1.2.10.2. *Calizas* (H_c^A)

Sobre el tramo anterior aparecen, en concordancia, unas calizas arrecifales grises, zonalmente muy oscuras, fétidas, estratificadas en niveles métricos y que en ocasiones, hacia la base, se disponen en tramos centimétricos bien estratificados en donde se observa bien la secuencia. Son frecuentes los nódulos lidíticos de hasta 25 cm de diámetro, dispuestos según los planos de estratificación.

En campo, estos materiales dan resaltes topográficos redondeados, de aspecto masivo, en donde el grado de karstificación es elevado, siendo la potencia de la unidad muy variable (0-175 m).

Del análisis petrográfico se desprende que corresponden a calizas micríticas con alto porcentaje de recristalización.

En una muestra recolectada en las proximidades de la c. c. Aliseda-Albuquerque se ha clasificado la siguiente microfauna: *Tuberitina bulbácea*, *Tuberitina maljavrini*, *Tuberitina rotundata* y *Howchinia*, del Carbonífero Inferior (probable Visense Sup.-Namuriense Sup.). Esta edad está en consonancia con las dataciones efectuadas por BOCHMANN (1956) en facies similares del sinclinal de Cáceres.

1.2.10.3. Pizarras (H_p^A)

Sobre las calizas del tramo anterior y en concordancia con ellas, aparece una potente serie detrítica formada fundamentalmente por pizarras que constituyen, en la Hoja que nos ocupa, los últimos depósitos del Paleozoico.

La serie se inicia con pizarras algo calcáreas grises y verdes, que intercalan en la base algunos niveles de calizas con restos de crinoides y tufitas visibles en la zona central de la Sierra, que pasan hacia el techo a pizarras grises-negras y verdes. Todo el tramo está bien estratificado en niveles centimétricos, alcanzando una potencia que puede ser superior a los 400 m.

Del estudio al microscopio de una muestra tomada en uno de los niveles tuffíticos, se ha determinado que corresponde a un tuffqueroatofídico con bastante apatito, que contiene cristales microlíticos de plagioclasas y feldespatos flotando en una materia fluidal «cheroidea» de naturaleza cuarzo feldespática silícica con abundantes minerales arcillosos.

Por sus características litoestratigráficas dentro de la Hoja y en la Región, se le asigna una edad Carbonífero Inferior.

1.3. TERCIARIO-CUATERNARIO

1.3.1. Raña (T_2^B)

Sus afloramientos se localizan principalmente en la zona suroccidental de la Hoja, a modo de pequeñas manchas, con superficies inferiores a los 1,5 km².

Litológicamente se compone de cantos cuarcíticos, generalmente rojizos, con tamaños que raramente superan los 10 cm, inmersos en una matriz arcillo-arenosa rojiza. Todo el conjunto no presenta ningún tipo de consolidación, por lo que se favorece la formación de coluviones, que enmascaran el contacto entre esta formación pliocuaternaria y el infrayacente.

Esta dificultad en la observación de la base de la unidad impide dar una potencia exacta de ella; no obstante, por criterios cartográficos, pensamos que no debe sobrepasar los 30 m en ningún punto.

Suponemos esta unidad situada en el Pliocuaternario en base a las edades asignadas por diferentes autores a formaciones similares a escala regional.

1.4. CUATERNARIO

Se han diferenciado cartográficamente tres tipos de depósitos cuaternarios de variable entidad: Aluviales (QAI) (de muy escasa representación), Derrubios de ladera (QL) y Depósitos eluviales (QE).

1.4.1. Aluviales (QAI).

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

1.4.2. Derrubios de ladera (QL)

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos y a las «mesas» pliocuaternarias enmascarando, en muchas ocasiones, los contactos entre las diferentes unidades cartográficas.

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

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

1.4.3. Eluviales (QE)

Se desarrollan principalmente en la zona oriental de la Hoja, sobre las rocas graníticas, dificultando 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 co-

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

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que se destaca el Sinclinorio de la Sierra de San Pedro, 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.

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 y que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías.

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

2.2. PLIEGUES SARDICOS

La existencia de una fase de plegamientos 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 (L₁) 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, fue afectado 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 ente N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), al E de la que nos ocupa, un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S₁) (km 21,2 de

la c. c. Albuquerque-Herrezuela). 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 (S₁) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primita para ese eje de aprox. N 35° E.

Por otra parte, dentro del ámbito de la Hoja núm. 9-27 (Membrío), situada al NO de la que nos ocupa, en el PK 10,900 de c. c. Membrío-Alcántara se ha 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 (S₁) de dirección N 154° E con un buzamiento de 65° N que está 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 buzarian entre 30° N. y 50° SE. Estos pliegues O 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 1.^a fase de deformación hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características.

— En el complejo esquistó-grauváquico del Precámbrico Superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S₀) 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.

— Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la formación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud está entre 0,5 km y 1,5 km y la longitud de onda entre 1,3 km y 3 km. El

estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

En toda la Hoja la vergencia es NE, aunque se encuentra poco marcada en general. No obstante, en algún punto como en las proximidades del extremo centro-meridional del flanco SO llega a invertirse.

Los meso y micropliegues aparecen en ocasiones asociados a las grandes estructuras con plano axial y eje paralelos a los de éstas y simetría compatible con las mismas.

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 esquistograuváquico, en tanto que en los materiales paleozoicos tiene menor representación y llega a estar ausente en algunos puntos.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 170 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 140° 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 1.ª fase de deformación hercínica, siendo subparalela al plano axial de los ejes de los pliegues producidos por dicha fase.

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

Finalmente, se han observado micropliegues en los planos de esquistosidad de 1.ª fase (S_1) con trazas axiales de dirección próxima a 70° y charnelas con un plunge de 75°.

2.3.3. Lineaciones

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 160 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (fig. 2), resultando tres máximos bien definidos N 119 E, N 129 E y 149 E, con buzamientos de 72 S, 35 S y 72 N, respectivamente.

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

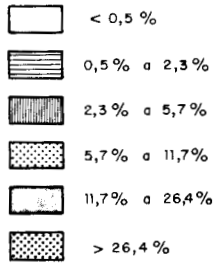
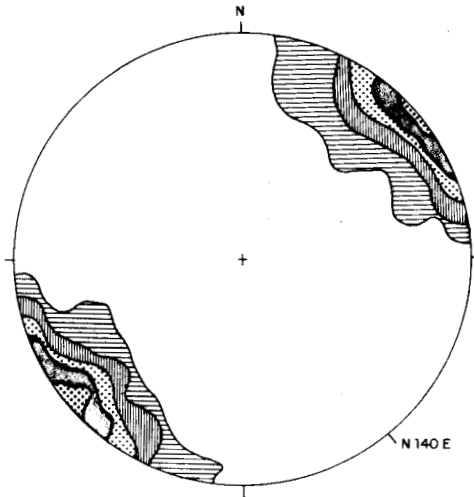


Figura 1.—Proyección de 170 polos de esquistosidad primaria S₁. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

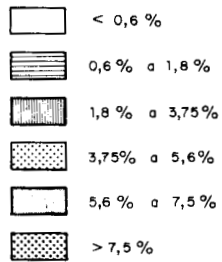
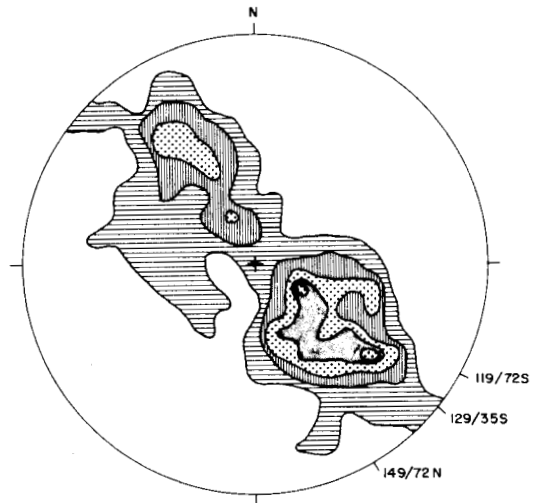


Figura 2.—Proyección de 160 polos de la lineación de intersección L₁. Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

2.3.4. Fracturas

Hay que distinguir dos tipos:

— *Paralelas a la estructura.*

La dirección que presentan hace pensar en un origen ligado a la formación de los pliegues; no obstante deben ser, en general, posteriores, ya que cortan a éstas oblicuamente en muchos casos.

Los criterios microtectónicos deducidos en la milonita de una de estas fallas, al O de la Hoja, indican que es un desgarre senestro que presenta además componente de movimiento vertical. En otros se han identificado estrías en el plano de falla, que presenta una inclinación poco acusada, indicando que han funcionado como desgarres con componentes vertical. Es frecuente que el plano de falla buce fuertemente hacia el sur, y dado que por lo general el labio meridional suele ser el levantado, se deben interpretar estos accidentales como fallas inversas. No obstante, en ocasiones el labio meridional es el hundido y corresponden, por tanto, a fallas normales. Por otra parte, el plano de falla aparece generalmente subvertical con fuertes inclinaciones hacia el Norte o el Sur, lo que, unido a las anteriores consideraciones, hace pensar que en general se trate de fracturas, análogas a las descritas por OENING SOEN (1970) en el N. de Portugal, que han debido funcionar en varias ocasiones dando como resultado final movimientos en tijera.

Finalmente, la característica de desgarres senestros, deducidos de criterios microtectónicos, sería muy coherente con los esquemas de BARD *et al.* (1973) y MATTE y RIBEIRO (1975) que consideran todas estas fracturas paralelas a la estructura como desgarres relacionados con los pliegues.

— *Oblicuas a la estructura.*

Todas ellas son subverticales, dando lugar a un sistema posiblemente conjugado con direcciones N 35°-60° E y N 120°-N 160° E.

Su comportamiento es de fallas normales con componentes de desgarre, siendo típicas tardihercínicas similares a las del resto del Macizo Hespérico.

Dentro de la primera familia cabe mencionar la que queda rellena por el dique Alentejo-Plasencia, que cruza la Hoja con dirección N 30 E y que presenta una clara componente de desgarre destro.

3. HISTORIA GEOLOGICA

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

La deposición de estos materiales flychoides, con características propias de turbiditas, se efectuaría sobre una corteza siálica 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 discordancia Sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc Inferior.

A partir del Ordovícico Inferior y más exactamente al menos desde el Skidawiense, se instalan unas condiciones netamente marinas que van a sufrir pocas variaciones durante el Ordovícico, depositándose cuarcitas, areniscas y pizarras más o menos arenosas, que indican aguas poco profundas (depósitos de plataforma), como lo prueba el hecho de encontrar abundantes huellas de reptación y perforantes.

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

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

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

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

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero Inferior, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas pa-

ralelas 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 de los batolitos de Cabeza de Araya y Torquemada-Torreorgaz (Cáceres 11-28), que producen un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica hasta el Carbonífero Inferior (Hoja de Cáceres 11-28).

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

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS PLUTONICAS

Distinguiremos en esta hoja tres unidades graníticas cartografiadas independientes: Unidad granítica de Arroyo de La Luz, Stock de Casa Clemente y, por último, los granitoides de Peñaquemada.

La unidad granítica de Arroyo de La Luz presenta varias facies. En su extremo nor-oriental afloran incluso rocas correspondientes al batolito de Cabeza de Araya o batolito de Cáceres, cuya petrografía es bastante diferente a los granitos de Arroyo de La Luz (s. str.).

Existen pocos antecedentes de esta última formación de la que hay una reseña interesante, un tanto imprecisa por ser demasiado generalizada, en el trabajo de MAX WEIBEL (1955) sobre la Extremadura central. Las referencias que se pueden obtener del estudio de las memorias y hojas núms. 703 y 704, publicadas por el Instituto Geológico y Minero, no son demasiado valiosas, ya que en ellas no se diferencian los tipos de granitos y tampoco se da un toque de atención sobre la posibilidad de que se trate de una formación petrográfica diferente a la de Cabeza de Araya.

4.1.1. Unidad granítica de Arroyo de La Luz

4.1.1.1. Caracteres cartográficos

La forma de este plutón encajado en las pizarras del complejo esquisto grauváquico y rodeado por las masas graníticas de Cabeza de Araya es un tanto extraña, ya que posee un estrechamiento notable en el lugar conocido con el nombre de Capellanía. Este estrechamiento hace

que hacia el Sur el granito se ensanche adquiriendo forma peduncular. En el contacto N y E (salvo la parte más meridional) siempre encontramos granitos biotíticos \pm moscovita con megacrístales (facies de Cáceres). No obstante hay un pequeño sector en el que no existen tales granitos, sino granitos de grano grueso de dos micas (facies de los Arenales).

Este hecho y el estudio de la orientación de fenocristales en el granito de megacrístales nos inclinó, en un principio, a pensar en una intrusión de la cuarzo-granodiorita de Arroyo de La Luz en el granito de Cabeza de Araya. Sin embargo, la tectonización intensa de aquéllas parece indicar lo contrario, tal como indicó WEIBEL (*op. cit.*) al hablar de los neises biotíticos de Malpartida «Daraus wäre zu schliessen, dass das beschriebene Gestein jünger als der Granit und intrusiv ist».

Los afloramientos no son muy abundantes. Realmente entre la estación de Arroyo de La Luz-Malpartida y el río Salor la cuarzo-granodiorita está totalmente alterada. Alteración favorecida en parte por la abundancia de facies aplíticas dispersas, que se alteran con facilidad.

4.1.1.2. *Petrografía*

La diversidad y dispersión de tipos de rocas graníticas en el plutón no permite hablar de un tipo único de rocas. En líneas generales podemos apreciar una mayor riqueza de facies graníticas básicas e intermedias en la apófisis del sur, mientras que en las proximidades de Arroyo de La Luz el índice de color disminuye y el contenido de moscovita aumenta considerablemente.

4.1.1.2.1. *Granito biotítico-moscovítico inequigranular y porfídico ($p\gamma^2_{bm}$)*

Se trata de rocas hipidiomórficas granulares de grano medio con pequeños fenocristales de feldespatos potásicos de 1 a 3 cm de longitud con carácter tabular, plagioclasas ácidas, biotita más o menos cloritizada, cuarzo y abundante moscovita.

El cuarzo es globuloso; el feldespatos potásico es rico en inclusiones de plagioclasas subidimórficas y las biotitas suelen presentarse en masas o sinensis. Las plagioclasas, al contrario de lo que ocurre en las facies graníticas de la apófisis peduncular, no suele presentar zonación intensa y por lo general son ácidas An 5-8. La elevada acidez y la extraordinaria abundancia de moscovita es el hecho diferencial más significativo de esta facies. Respecto a los minerales accesorios presentan una mineralogía banal: apatito, turmalina e ilmenita.

4.1.1.2.2. *Granitos, granodioritas y cuarzodioritas de dos micas. ($\gamma\eta^2_{bm}$)*

Constituyen esta facies un conjunto de rocas graníticas de elevado índice de color que presentan, por lo general, nódulos biotíticos y enclaves de naturaleza micácea. La textura de estas rocas es hipidiomórfica

granular y sus minerales esenciales son cuarzo, plagioclasas, biotita, moscovita y feldespato potásico, este último en cantidades muy variables. Como accesorios aparecen circón, apatito, ilmenita, cantidades menores de cordierita totalmente pinnitizada y cristaltos de granate.

Por lo general, las facies cuarzodioríticas están reducidas a zonas más o menos amplias del sur y centro del stock (entre los ríos Ayuela y Salor), en las que los fenocristales de feldespato se presentan esporádicamente. En las cercanías de Arroyo de La Luz, sin embargo, las facies graníticas se caracterizan por un tamaño inferior de sus fenocristales (1 a 3 cm de longitud y 0,5 de grosor) y por ser muy abundantes, pudiendo aparecer dos o tres por preparación. Evidentemente con esta abundancia de feldespato, las facies pasan de composición cuarzodiorítica a granodiorítica y aún, en algunos casos, a granítica.

El rasgo más importante de estas facies es la presencia de biotita en nódulos, más o menos discoidales, formados por sinensis de laminillas de biotita entrecruzadas. La biotita tiene circones, con halos pleocroicos y apatitos siempre en menor proporción que otros tipos de granitos. La biotita es siempre pardo-rojiza, muy pleocroica; en muchas preparaciones aparece parcialmente desferrificada y transformada en clorita más óxido de hierro. La presencia de sinensis biotíticas puede tener diferentes significados. En nuestro caso puede tratarse de restitas biotíticas procedentes de una anatexia y asimilación incompleta de rocas encajantes. Hemos encontrado ejemplos muy claros de procesos similares en áreas granodioríticas muy próximas en las que se observan facies con restitas biotíticas en todos los grados posibles de asimilación.

Plagioclasas: Forman cristales euhedrales o subhedrales, siempre con maclas múltiples (según 010) y con leyes Albita N, Albita-Carlsbad y periclina. Normalmente están seritizadas y algo caolinitizadas de forma irregular. La zonación es un fenómeno muy común. Los núcleos más básicos suelen llegar a 36 ± 2 por 100 An, pero por lo general la composición media es 25 ± 3 por 100 An. Las inclusiones de cuarzo redondeado y de biotita suelen ser escasas.

Moscovita: Es un componente principal de la roca. Es tardía y claramente blástica; algunas veces aparece en forma de laminillas euhedrales o subhedrales, formando parte accesorias en los nódulos biotíticos. En casi todas las preparaciones pueden distinguirse dos tipos de moscovita. En primer lugar la moscovita en láminas, plateada, con $2V = 42 \pm 2^\circ$, subhedral o anhedral, blástica; en segundo lugar, moscovita microcristalina derivada de nódulos cordieríticos completamente transformados.

Cuarzo: Es anhedral inequigranular y con abundantes bordes de sutura; tiene muy pocas inclusiones y es corroído por la moscovita. La cristalización del cuarzo ha debido ser temprana, como lo demuestra la presencia de cuarzos redondeados (alta temperatura?) en plagioclasas idiomorfas.

Feldespato potásico: Es (salvo contadas excepciones) subhedral o euhedral. Es ortosa pertitzada (string pertites), muchas veces maclada según Carlsbad y englobando casi siempre a los restantes componentes de la roca, especialmente plagioclasas. El efecto blástico del feldespato no se ve tan bien como en otros granitos; no obstante se observan algunas plagioclasas sustituidas por feldespato potásico.

En algunas rocas, además de este feldespato potásico (ortosa), se encuentran masas y cristales anhedrales de microclina tardía, claramente posteriores a todos los componentes de la roca, salvo la moscovita y turmalina.

Andalucita: Aparece con cierta frecuencia, sobre todo, en las zonas ricas en xenolitos. El tamaño máximo alcanzado por los cristales no llega a 1 mm. Es anhedral, débilmente pleocroica, no tiene ningún tipo de inclusión y está transformada, casi totalmente, en moscovita laminar de características diferentes a la moscovita derivada de la transformación cordierita-pinnita. La andalucita siempre está asociada a moscovita; no es, pues, un caso simple de andalucita en proceso de resorción por moscovita blástica tardía, sino una verdadera transformación de aquélla en moscovita.

Cordierita: En todas las rocas del complejo de Arroyo de La Luz aparecen, además de los nódulos biotíticos, otros nódulos euhedrales, subhedrales y anhedrales, según el grado de tectonización, completamente transformados en moscovita microcristalina. Dada la forma prismática euhedral de algunos nódulos y los escasísimos restos de una sustancia amarillenta (producto de alteración), de mayor índice que la cordierita y de baja birrefringencia. Es seguro que se trate de cordierita. En las rocas metamórficas de contacto hemos podido apreciar que se presentan los mismos tipos de nódulos, con idéntica alteración sericítica derivada de nódulos cordieríticos. También se aprecia este mismo fenómeno en xenolitos sin digerir completamente, con la particularidad de que se ve perfectamente cómo el granito pasa a la roca encajante a través de una zona mixta, en la que quedan más o menos deformados por la cristalinidad de las fases graníticas los antiguos nódulos de cordierita.

Subfacies, sin nódulos biotíticos: Las características petrográficas de esta subfacies son similares a las que presentan nódulos. Suelen tener un color menos azulado grisáceo; son un poco más félicas y tienen abundantes xenolitos. La diferenciación cartográfica de visu no es factible y además hay una interpenetración intensa de estas dos subfacies, que no son más que casos particulares de un tipo de roca común.

Subfacies ortoneísicas: Una de las características más notables de las rocas cuarzo-granodioríticas de Arroyo de La Luz es la presencia de zonas muy tectonizadas, a veces verdaderos ortoneises, dentro de ellas. En realidad es muy raro encontrar rocas sin tectonización dentro de este complejo. Los neises biotíticos de Malpartida, descritos por M. WEIBEL

(1955) pertenecen a este grupo de rocas ortoneásicas. Son rocas de color azul oscuro, similares a las facies de Arroyo, de textura fluidal y con pequeños ocelos cuarzofeldespáticos. La composición mineralógica, en orden decreciente de porcentajes, es cuarzo, oligoclasa (en las rocas estudiadas, la composición suele ser oligoclasa-andesina, de basicidad un poco mayor que la encontrada por WEIBEL), biotita y moscovita. Como accesorios aparecen ortoclasa, apatito, magnetita y circón. La biotita aparece en agregados (nódulos) y dispuesta lepidoblásticamente según los planos de tectonización. El feldespato potásico presenta muchas inclusiones, tiene intercrecimientos granofídicos con el cuarzo y produce fenómenos de mirmequitización en las plagioclasas incluidas. Abunda la sericita entre los minerales de alteración.

4.1.1.2.3. *Granitos biotítico-moscovíticos con megacristales de feldespato* ($\beta \gamma_{bm}^2$)

Aparecen únicamente en las cercanías de la estación de ferrocarril de Arroyo-Malpartida y forman parte de la unidad granítica de Cabeza de Araya, de la que constituyen la parte más externa.

La estructura de estas rocas es porfídica, caracterizándose por la presencia de megacristales, de feldespato potásico de hasta 5 cm de longitud. El resto de la roca presenta una textura hipidiomórfica granular formada por oligoclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y cantidades menores de moscovita. Los accesorios más frecuentes son la turmalina y el apatito. Respecto a las plagioclasas conviene resaltar su carácter subidiomorfo con zonación normal que va desde núcleos con An 22 a bordes más ácidos An 17; algunos cristales incluyen, a su vez, a otros cristallitos más pequeños de plagioclasa.

4.1.1.2.4. *Granitos de grano grueso y leucogranitos ($2\gamma^2$)*

Forman parte de la zona intermedia de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya (CORRETGE, 1971). En la Hoja de Arroyo de La Luz aparecen únicamente en el ángulo nor-oriental.

El paso de estos granitos a los granitos de megacristales es, por lo general, gradual, observándose en el campo una disminución progresiva de megacristales, a la vez que la roca se va enriqueciendo en moscovita.

En conjunto, los granitos de este grupo tienen una textura hipidiomorfa a alotriomórfica granular de grano grueso y están constituidas por cuarzo, feldespato potásico perftico, plagioclasa muy ácida (An 7 ± 2), biotita y moscovita.

Generalmente aparecen cristales de cordierita totalmente pinnitizada y abundante andalucita con diferentes estadios de moscovitización. El feldespato potásico, al contrario de lo que suele ocurrir en los granitos de megacristales, es escasamente perftico.

Entre los minerales accesorios, aparte de la andalucita y cordierita,

cabe destacar el apatito, circón y turmalina. Los minerales opacos son muy escasos.

4.1.1.2.5. *Granitos aplíticos y granitos de nódulos cordieríticos* (γ_{R}^2)

Se encuentran formando una estrecha banda discontinua entre los granitos biotíticos-moscovíticos inequigranulares y porfídicos (4.1.1.2.1.) y los granitos de grano grueso (4.1.1.2.4.). En este grupo hemos incluido dos tipos de rocas: las primeras (granitos aplíticos) tienen textura típicamente alotriomórfica granular con carácter entectoide. Están formados por cuarzo, feldespato potásico, albita ($An < 5$), andalucita, biotita y moscovita. Como accesorios aparecen apatito, circón y opacos. El rasgo más característico es la extraordinaria abundancia de andalucita anhedral no pleocroica transformada parcialmente en moscovita; en ocasiones es muy poiquiloblástica y engloba material de la mesostasis.

El segundo grupo (granitos de nódulos cordieríticos) presenta algunas características diferenciales dignas de mención. La mineralogía es similar al grupo anterior: cuarzo, feldespato potásico, albita ($An 8 \pm 2$) y biotita como minerales fundamentales y circón, andalucita, turmalina y moscovita como constituyentes accesorios; sin embargo, la facies no es isótropa, observándose estructuras planares y agregados nodulares de pinnita, cuarzo globuloso y láminas biotítico-flogopíticas, que ocasionalmente tienen también andalucita, rodeadas de una pasta aplítica de carácter entectoide.

4.1.2. Stock de Casa Clemente

4.1.2.1. *Granitos de dos micas y granitos moscovíticos* (γ_{bm}^2)

Forman un pequeño stock circular de aproximadamente 2,5 km de diámetro conocido con el nombre de granito de Casa Clemente. La petrografía es bastante sencilla, predominan los granitos moscovíticos y granitos de dos micas leucocráticos de grano medio a fino. La tendencia pegmática es apreciable en algunas de las subfacies graníticas.

Texturalmente las rocas varían de hipidiomórfica a alotriomórfica granular; los minerales esenciales son cuarzo, microclina perfitica, albita ($An < 5$), moscovita y proporciones menos importantes de biotita, generalmente cloritizada. Como minerales accesorios cabe destacar apatito, circón, titanomagnetita y esfena; pero, sin lugar a dudas, el accesorio más característico y abundante es la turmalina, que tiene dos formas texturales de presentación: bien cristales individualizados subhedrales o anhedrales o bien en forma de turmalina reticular.

Respecto a los constituyentes fundamentales hay que destacar el carácter anhedral blástico de la microclina, la morfología globulosa de los cuarzos y frecuentemente el carácter intergranular de la moscovita.

4.1.3. Granitoides de Peñaquemada

4.1.3.1. *Granodioritas y granogabros epidioritizados* ($\gamma\eta\theta_2$)

En las cercanías de la Sierra de Peñaquemada, en el cortijo del mismo nombre, aparece un pequeño manchón formado por granitoides con características peculiares. El grado de alteración de los afloramientos es elevado, pero puede apreciarse bien en las láminas delgadas la textura pseudodolerítica intersecional formada por plagioclasas idiomorfas en parte sausuritizadas con núcleos An 55 y periferia An 20, cuarzo y abundante micropegmatita. Los fémcicos más abundantes son la horblenda, la actinolitita y cristales laminares o aciculares de titanomagnetita.

Entre los minerales accesorios cabe destacar el apatito, muy abundante; la esfena y el circón, y entre los secundarios, productos de alteración hidrotermal de la roca, se presentan epidota, carbonatos y sílice secundaria.

Formando igualmente parte de los «granitoides» de Peñaquemada se encuentran en su borde norte algunas rocas hidrotermalizadas formadas por clorita acicular, cuarzo, hematites y esfena.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Pórfidos (FO)

Aunque en la cartografía sólo hemos distinguido algunos diques de pórfido granítico, se da con frecuencia una hibridación y convergencia entre los pórfidos y algunas facies aplíticas; por tanto, podemos denominar genéricamente a estas formaciones como facies de pórfidos (microgranitos) y aplitas.

Son muy abundantes en el sector central del plutón, entre las localidades de Arroyo de La Luz y Malpartida de Cáceres. Los afloramientos son escasísimos; prácticamente entre la estación de Arroyo-Malpartida y el lugar conocido con el nombre de Capellanía, sólo se encuentran dos o tres diques de importancia y algunos afloramientos reducidos.

Las rocas aplíticas tienen una composición similar a las facies normales, aunque son muy poco fémcicas. Los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (ortosa perftica) son equigranulares y están finamente entremezclados. Suelen tener gran cantidad de material sericítico disperso o anastomosado, procedente de la dispersión de los enclaves cordieríticos. La moscovita es muy escasa, pero abundan los cristales de turmalina, zonados y muy pleocroicos.

Los pórfidos son de color grisáceo claro, de grano fino, destacando en la roca las láminas de mica, 1-2 mm, ligeramente orientadas.

Al microscopio tienen estas rocas textura porfídica, formada por «microfenocristales» de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotita.

La mesostasis, de grano finísimo, está formada por cuarzo y mosco-

vita. Al igual que en las restantes rocas de Arroyo de La Luz se encuentran enclaves cordieríticos (euhedrales o subhedrales), totalmente transformados, y turmalina. El feldespató potásico no presenta pertitas visibles; es más abundante que el cuarzo y que la plagioclasa. La composición es, por lo tanto, claramente granítica.

El cuarzo tiene tamaños entre 0,3 y 0,7 mm, es euhedral o subhedral, con cristales de seis caras muy poco corroídas; no presenta inclusiones. Las plagioclasas son euhedrales, incluyen biotitas y muchas veces es incluida a su vez por el feldespató potásico.

La biotita es parda, euhedral y muy pleocroica. Algunas láminas presentan señales de deformación postcristalina, con crenulaciones o «kink bands».

4.2.2. Diques básicos (ε)

4.2.2.1. Diques de diabasa

Dentro de las rocas graníticas y en el Complejo Esquisto Grauváquico aparecen una serie de diques de rocas básicas, masivas, sin tectonización, de color verdoso oscuro a negro y grano fino. La potencia de estos diques es difícil de precisar. En el sector central del plutón (La Reposera, Capellanía, etc.) la dirección de las rocas básicas se observa claramente en las pizarras; no obstante, su alteración es elevadísima. Dentro de los granitos no es posible apreciar la dirección de los diques, que debe ser muy similar a la que se observa dentro de las pizarras, N 70° W y N 70° E. Sin embargo, las condiciones de afloramiento son mucho mejores y es posible encontrar rocas frescas.

Tienen textura diabásica, formada por plagioclasas y láminas desflecadas por los bordes de anfíbol actinolítico y cantidades menores de ilmenitas, hornblenda prismática y fragmentos de clinopiroxeno. En algunas muestras aparecen pequeños fenocristales de plagioclasa de tamaño considerablemente mayor que los restantes minerales (plagioclasas y anfíboles) de la mesostasis. Están macladas según la ley de Albita y Albita-Carlsbad. El contenido en An de estos cristales es 47 ± 2 por 100 An. Es interesante resaltar la alteración auto-metamórfica de estos diques básicos, que se manifiesta por la transformación total de los clinopiroxenos en un anfíbol fibroso-laminar de débil pleocroismo, con tonos verdes o verdoso-azulados. El resultado final es la formación de rocas con petrografía similar a las metadiabasas encontradas en la provincia portuguesa de las Beiras, que están relacionadas con los episodios intrusivos máficos de los momentos finales del plutonismo herciniano de primera fase, pero anteriormente a los granitos posttectónicos. En nuestro caso no tenemos ninguna prueba para admitir una edad tan temprana en la intrusión de las diabasas. La ausencia de una verdadera tectonización y la presencia de diques similares, con los mismos procesos de transformación, en la cuar-

zodiorita de Zarza la Mayor, post-segunda fase, nos hacen pensar que la aparición de fases de baja temperatura a expensas de clinopiroxenos no obedece a motivaciones tectónicas, tal como se observa en algunos complejos básicos epizonales retrometamorfosados (CORRETGE, 1969), sino a una fase de autometamorfismo, en el sentido dado por SEDERHOLM (1916), en su estudio sobre minerales sinantéticos, para expresar el conjunto de alteraciones sufridas por las rocas cuando la consolidación del magma estaba acabada o en sus fases finales.

4.2.2.2. *Doleritas, diabasas y gabros del dique Plasencia-Odemira*

El gran dique de Plasencia atraviesa la Hoja de Norte a Sur, de forma ligeramente discontinua. Existe abundante literatura sobre este dique, especialmente GARCIA DE FIGUEROLA (1963-1965), GARCIA DE FIGUEROLA *et al.* (1974), que estudian precisamente rocas del dique en este área (Dehesa de Media Cacha), en la carretera de Cáceres a Valencia de Alcántara.

El tamaño de grano de las rocas del dique es muy variable, de tal forma que tomadas las muestras aisladamente pueden clasificarse como doleritas, gabros o diabasas según el ejemplar de que se trate. La razón estriba en que existe una clara disminución de tamaño entre el centro del dique y la periferia, casi siempre muy fina, y por otra parte los fenómenos de transformación hidrotermal o los procesos de uralitización, tan característicos de las diabasas se presentan en zonas muy diversas.

La textura más normal de las rocas de tamaño medio es la ofítica, formada por la asociación de grandes cristales de pigeonita con plagioclasa básica que, por lo general, tienen zonado continuo normal An 60-An 40. Ocasionalmente la pigeonita engloba a cristales anhedrales de olivino serpentinizado. La proporción de olivino, no obstante, no llega al 1 por 100 del volumen total de la roca. En algunas facies el piroxeno está parcial o totalmente sustituido por horblenda verde o parda. Sin embargo, los escasos cristales de biotita parecen corresponder a una cristalización primaria. Por último, aparte de la presencia de abundante ilmenita, conviene resaltar la presencia de cuarzo y micropigmatita intergranular abundante.

Este dique constituye un buen ejemplo de evolución petrogenética.

4.2.3. **Cuarzo (FQ)**

Escasamente representados en la Hoja, se encuentran una serie de diques de cuarzo, aflorantes en la zona SE. Se trata de diques de cuarzo lechoso, que no superan las 10 m de potencia y que con una dirección O-E aproximada, alcanzan una longitud de hasta 650 m.

Estos diques aparecen cortando a los materiales del C.E.G. del Precámbrico Superior y a los granitos, granodioritas y cuarzodioritas de dos micas pertenecientes a la unidad granítica de Arroyo de La Luz.

4.3. ROCAS METAMORFICAS

4.3.1. Metamorfismo regional

Todas las rocas sedimentarias del área correspondiente a esta Hoja, exceptuando la cobertura reciente, están afectadas por metamorfismo regional de bajo grado.

La petrografía ya se ha considerado en otros capítulos; aquí mencionaremos solamente el hecho que la paragénesis A + clorita + moscovita (phengita) ± Ab presente, tanto en las rocas de naturaleza pelítica como en las de naturaleza grauváquica, nos indica la existencia de un metamorfismo de bajo grado («Low stage metamorfism») que produce asociaciones minerales correspondientes a las facies de los esquistos verdes.

4.3.1.1. Relaciones metamorfismo deformación

La observación de gran número de láminas de pizarras, esquistos y grauvacas del complejo esquisto grauváquico, así como de las formaciones metasedimentarias ordovícicas y supraordovícicas, nos ha permitido comprobar los siguientes hechos:

1. Existe una fase sedimentaria-diagenética con deposición y neoformación de minerales filíticos, tales como clorita, sericita y moscovitas.

2. Los minerales filíticos pre-metamórficos son especialmente abundantes en las grauvacas del C.E.G.

3. El desarrollo más importante de clorita y moscovita es simultáneo con la etapa esquistogenética principal (Fase I).

4. Durante la etapa de crenulación, no siempre presente, se producen flexiones de los filosilicatos sin verdadera recristalización de los mismos.

En conclusión, por tanto, opinamos que el metamorfismo regional en facies de esquistos verdes es contemporáneo con la deformación principal que origina desde clivajes groseros a verdadera «schistosity».

4.3.2. Metamorfismo de contacto

En torno a los batolitos hercínicos se desarrollan aureolas de contacto producidas por el efecto térmico sobre los materiales del complejo esquisto grauváquico principalmente. Igualmente ha podido observarse metamorfismo de contacto, muy local, originado por la diabasa de Plasencia-Odemira.

4.3.2.1. Pizarras mosqueadas, pizarras nodulosas y cornubianitas (Κξζ)

Corresponde esta unidad a una serie bien estratificada formada por pizarras mosqueadas y nodulosas que incluyen de una forma aislada algunos niveles métricos de cornubianitas negras grisáceas en las zonas más próximas a las áreas graníticas.

Al microscopio presentan las siguientes características:

Pizarras mosqueadas: Tienen textura grano-lepidoblástica; su composición mineral es bastante sencilla: cuarzo, clorita, sericita, biotita; como accesorios: turmalina, circón y opacos.

En estas rocas los únicos testigos del metamorfismo térmico son los porfiroblastos de biotita junto con algunas motas de una etapa que denominaremos pre-cordierítica y que corresponde a una fase de reorganización de la materia cristalina previa a la cristalogénesis de la cordierita. Normalmente en estas motas circulares o elípticas, formadas por los mismos elementos de la «matriz» y con idéntica granulometría, hay menor proporción de hematites.

Pizarras nodulosas: Aparte de la textura granolepidoblástica de la matriz, macroscópicamente son porfidoblásticas. Los nódulos precordieríticos o cordieríticos, a veces con una débil corona externa, se encuentran más individualizados y definidos que en las pizarras mosqueadas propiamente dichas. En las zonas con abundantes pizarras nodulosas la paragénesis mineral es cuarzo, clorita, moscovita \pm biotita \pm cordierita \pm plagioclasa. Aparte de la clorita regional que se está transformando en biotita aparecen grandes porfiroblastos de clorita II y biotita II.

Cornubianitas: Las corneanas propiamente dichas tienen textura fuertemente granoblástica, aunque en muchas de ellas se aprecia perfectamente la esquistosidad regional pre-metamórfica. Son especialmente abundantes en zonas de enclaves, «roof pendants» y de forma discontinua en las zonas más cercanas al plutón. La paragénesis normal es cuarzo, biotita, moscovita, cordierita, poiquiloblástica y ocasionalmente feldespato potásico. En las grauvacas transformadas en corneanas, los cuarzos han recrystalizado totalmente y el espacio intergranular está ocupado por una matriz transformada en productos pinníticos, grandes moscovitas y biotitas equidimensionales muy abundantes en la roca.

La anchura superficial de esta unidad estratigráfica varía entre 200 y 3.500 m.

4.3.2.2. *Cornubianitas* (K ξ)

Se encuentran con escasa entidad cartográfica, representándose solamente dos afloramientos situados uno de ellos en la zona del stock de Casa Clemente, y el otro dentro del área granítica del batolito de Cabeza 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.

4.3.2.3. *Relaciones metamorfismo de contacto-deformación*

Durante la etapa térmica originada por la intrusión de los granitoides se observan los siguientes efectos:

1. Los nódulos cordieríticos y motas precordieríticas se desarrollan en una etapa posterior a la esquistosidad principal S_1 , pues incluyen claramente a la misma.

2. Los nódulos, por lo general, tienden a tener forma esférica o ligeramente elíptica, paralela a la esquistosidad principal, que en ocasiones parece acoplarse ligeramente a ellos.

3. Los porfiroblastos de clorita y biotita engloban a la esquistosidad S_1 de una forma totalmente post-cinemática. Sin embargo, en algunos casos se observa un ligero aplastamiento.

Los anteriores hechos nos hacen proponer la hipótesis de desarrollo de un metamorfismo de contacto posterior a la etapa esquistogenética principal cuando ésta no estaba relajada por completo. Los granitos, por tanto, serían, más que post-tectónicos, cinemáticos tardíos.

4.4. GEOQUIMICA

En el cuadro de la página 38 se recogen las características geoquímicas de las rocas ígneas de la Hoja de Arroyo de la Luz. Se incluyen en él las medias analíticas de los análisis realizados en este proyecto, así como las desviaciones standard en los casos en que disponíamos de más de tres análisis.

Todo el hierro está expresado en forma de Fe_2O_3 .

- (1) Granito biotítico-moscovítico inequigranular y porfídico ($_p \gamma_{bm}^2$).
- (2) Granitos, granodioritas y cuarzdioritas de dos micas ($\gamma \eta q_{bm}$).
- (3) Granitos biotítico-moscovítico con megacristales de feldespato ($_p^b \gamma_{bm}^2$).
- (4) Granitos de grano grueso y leucogranitos ($_2 \gamma^2$).
- (5) Granitos aplíticos y granitos de nódulos cordieríticos ($_4 \gamma_{\bar{R}}^2$).
- (6) Granitos de dos micas y granitos moscovíticos (γ_{bm}^2).
- (7) Granodioritas y granogabros epidioritizados ($\gamma \eta \theta_2$).
- (8) Pórfidos (FO).
- (9) Diques básicos (diabasas) (ϵ).

	(1)	(2)	(3)		(4)		(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	
N.º de análisis	2	8	1		4		2	2	1	2	6	
%	\bar{x}	\bar{x}	s		\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}		\bar{x}	\bar{x}	s
SiO ₂	72.51	71.45	1.61	70.11	74.06	0.75	73.99	75.00	61.10	74.78	49.29	1.47
TiO ₂	0.27	0.40	0.21	0.45	0.15	0.11	0.16	0.18	1.11	0.13	2.55	0.99
Al ₂ O ₃	14.86	14.81	0.41	14.41	14.21	0.39	14.78	14.06	14.24	14.44	14.58	3.76
Fe ₂ O ₃	1.91	3.08	1.42	3.73	1.50	0.48	1.23	1.00	7.45	0.91	12.07	1.64
MgO	0.66	0.87	0.34	0.68	0.59	0.05	0.34	0.57	4.64	0.45	7.66	4.70
MnO	0.025	0.04	0.01	0.04	0.02	0.005	0.025	0.025	0.10	0.025	0.17	0.02
CaO	0.54	0.90	0.37	1.36	0.52	0.10	0.30	0.23	4.18	0.46	7.98	2.22
Na ₂ O	3.30	3.12	0.39	3.63	3.12	0.34	3.94	3.48	2.81	3.53	1.85	0.61
K ₂ O	4.13	3.76	0.5	3.52	4.38	0.04	3.96	4.30	2.03	4.46	0.75	0.51
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.09	0.24	0.07	0.03	0.31	0.01	0.23	0.16	0.28	0.06
M.V	1.39	1.34	0.50	1.33	1.10	0.26	0.89	1.14	2.82	0.62	3.13	2.67
TOTAL	99.74	99.93		99.50	99.72		99.82	99.99	100.71	99.96	100.31	
p.p.m.												
Li	50	84	11	97	186	58	84	42	37	148	45	19
Rb	211	192	73	181	286	49	169	209	49	251	30	23
Sr	49	61	30	76	30	4	74	19	140	36	181	63
Ba	1066	869	500	835	577	149	1457	437	409	1090	824	383

4.4.1. Rocas graníticas

Como ha podido apreciarse en el estudio petrográfico, y en la tabla de composición geoquímica adjunta y realizados los correspondientes parámetros de Nigli, podemos apreciar que salvo dos facies: granitos biotítico-moscovíticos con megacristales de feldespato (grupo 3 de la tabla) y las granodioritas y granogabros granofídicos (grupo 7), todas las rocas graníticas de la Hoja de Arroyo de La Luz tienen naturaleza semisálica, son de alcalinidad intermedia y son pobres en CaO, manifestándose por valores de parámetro «c» muy bajo. Las rocas tienen igualmente una amplia variabilidad entre los magmas sálicos a peralfélicos. Dado que hay rocas muy ricas en félicos (parámetro «fm» muy elevado), pueden clasificarse perfectamente como magmas cuarzo-dioríticos pobres en «c». Este hecho es perfectamente justificable en las rocas del grupo (2) de la tabla.

A efectos de correcta interpretación geoquímica conviene tener en cuenta que hay al menos dos conjuntos petrogenéticos claros, aparte de los «granitoides» de Peñquemada (grupo 7): se trata de la unidad de Arroyo de La Luz formada por los grupos (1), (2) y (5) y la Unidad de Cabeza de Araya, mejor representada en otras Hojas adyacentes, formada por los grupos (3), (4) y posiblemente (8).

Las altas concentraciones en Li en las rocas del segundo grupo, especialmente en los granitos de grano grueso y leucogranitos, implica que estas rocas representan facies muy evolucionadas que han sufrido procesos de alteración tardimagmática o postmagmática.

Igualmente el enriquecimiento en Rb en esas facies es espectacular y, por tanto, hay que admitir un proceso de fraccionación muy acusado. Proyectando los análisis que se han realizado en un diagrama K/Rb se observa cómo todas las rocas, tanto las del grupo de Arroyo de La Luz como las de Cabeza de Araya, siguen la tendencia evolutiva pegmatítico-hidrotermal descrita por SHAW. Todos los granitos, incluso los más calcoalcalinos están, por tanto, muy evolucionados.

4.4.2. Rocas básicas (diabasas)

Las diabasas estudiadas presentan una cierta dispersión geoquímica, aunque los valores de SiO₂ oscilan en torno al 50 por 100. Utilizando los diagramas de diferenciación propuestos por LETERRIER y DE LA ROCHE, queda descartada por completo la naturaleza alcalina de los diques; presentan, por tanto, una característica diferencial a gran parte de los diques presentes en el haz de Alcántara-Brozas. Para discriminar entre las series calcoalcalinas y Tholeiíticas hemos empleado los diagramas de MIYASHICO (1974). La información proporcionada por estos diagramas es muy valiosa, ya que pone de manifiesto con claridad la naturaleza tholeiítica de la serie. Los diagramas de elementos trazas K/Rb-% K y K/Sr-% K nos permiten comprobar como estas rocas basálticas tholeiíticas

ticas tienen mucha mayor similitud con los quimismos que presentan las tholeiitas Antárticas y de Tasmania, e incluso muchas tholeiitas submarinas, que con la tholeiitas continentales y las de arcos de islas.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

A pesar de no existir actualmente ninguna explotación minera en actividad, los indicios minerales son de cierta variedad, aunque pocos y de escasa entidad. Entre ellos cabe mencionar los siguientes:

— *Mineralizaciones filonianas de plomo.*

Se sitúan en las inmediaciones del batolito de Cabeza Araya y se localizan en pequeños filones de dirección N 5°-12° E que arman en el C.E.G.

La paragénesis es de galena y cuarzo con algo de blenda y pirita.

— *Mineralizaciones de fosfatos*

Existen dos tipos bien diferenciados: un indicio de tipo filoniano que arma dentro del batolito de Cabeza Araya (ángulo NE de la Hoja) y relleños cársticos en las calizas del Carbonífero Inferior.

Estos últimos están siendo actualmente objeto de investigación, dirigida por el Instituto Geológico y Minero de España. Se trata de relleños cársticos, más o menos arcillosos, con diferente proporción en fosfatos cálcicos (fosforita) de tonalidades gris-blanquecina, localizados en la zona central de la Hoja, en el «Cerro del Caracol».

— *Mineralizaciones de hierro.*

Se sitúan aproximadamente a 1 km al S de Aliseda, en las proximidades de la carretera que une dicha localidad con Alburquerque. Los indicios se localizan en las cuarcitas del Devónico Inferior (D₁) y muestran una paragénesis de hidróxido de hierro y ópalo, rellenando diaclasas centimétricas.

5.2. CANTERAS

Sólo cabe mencionar extracciones locales de pizarras y esquistos dentro del C.E.G. para uso en construcción rústica.

Como áridos son utilizables las cuarcitas debidamente machacadas, las rocas graníticas y diabasas, si no presentan gran alteración; los derrubios de ladera con elevada composición granítica y las cornubianitas.

Como rocas ornamentales pueden presentar posibilidades interesantes las rocas graníticas.

Finalmente, hay que mencionar los intentos, en épocas recientes, de explotación intensiva de las calizas del Carbonífero Inferior para la obtención de cal.

5.3. HIDROGEOLOGIA

La red hidrográfica del marco de la presente Hoja está formada por el río Salor que la atraviesa de E a O, y al que vierten sus aguas un gran número de arroyos y regatos por ambos márgenes. Al S de la divisoria de aguas que forma las elevaciones de la Sierra de San Pedro, la red hidrográfica queda formada por el río Zapatón, que discurre con una dirección N-S.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe diferenciar tres tipos de materiales:

a) Materiales precámbricos y paleozoicos con permeabilidad muy baja o nula, tanto primaria como por fracturación, ya que aunque ésta puede llegar a ser importante, las fallas, fracturas o diaclasas suelen presentarse selladas.

No obstante, en los niveles superiores de la serie paleozoica la permeabilidad primaria aumenta sensiblemente dada la litología dominante (tobas y calizas). Esto unido a las características estructurales que presentan en algunos puntos estos sedimentos, hacen de ellos los materiales más idóneos para el almacenamiento y alumbramiento de aguas subterráneas.

En el caso de captaciones de agua en los niveles inferiores del Paleozoico y del C.E.G., éstas deberán ser con pozos abiertos y galerías.

b) Materiales graníticos (E de la Hoja) con permeabilidad baja, pero con desarrollo de zonas alteradas y fracturadas que permiten la extracción de aguas subterráneas, siempre con caudales bajos y dedicados a usos muy locales.

En general, las captaciones deberán ser con pozos abiertos y galerías.

c) Materiales cuaternarios (aluviales y derrubios de ladera). Por su mayor permeabilidad primaria son los materiales más idóneos para el alumbramiento de aguas subterráneas. No obstante, su escaso desarrollo, unido a la disposición de los derrubios, que dificulta el almacenamiento, hace que la probabilidad de alumbrar caudales medios sea casi nula.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963). «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol.R. Soc. Española Hist. Natur. (G)*, 61, pp. 247-262.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y 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 *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.
- ALVARADO, A., y HERNANDEZ-PACHECHO, F. (1951). «Hoja núm. 701 (Valencia de Alcántara)». *Inst. Geol. Min. de España*. E 1/50.000.
- ARRIBAS, A. (1963). *Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque)*. Separata de *Notas y Comun. de Instit. Geol. y Minero de España*, núm. 70, pp. 5-23.
- 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*, núm. 83, pp. 93-98.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, 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*, tomo 1.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATE, PH., y RIBEIRO, A. (1973). «Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen.» *Nature Physical Science*, V. 241. January 15.
- BEA, F. (1976). *Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España)*. *Implicaciones petrogenéticas*. Separata de *Studia Geológica*, XI, pp. 25-73. Salamanca.
- BOUMA, A. H. (1962). «Sedimentology of zone flysch deposits» *Elsevian*, Amsterdam. 168 pp.
- BOUYX, E. (1962). *La edad de los esquistos de la Alcudía*. Separata de

- Notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 66, pp. 197-200).
- BOUYX, E. (1964). *Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional)*. Separata de *Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 249-254.
- BOUYX, E. (1970). «Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Institut. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y 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, pp. 193-206.
- 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, pp. 43-65.
- CORRETGE, L. G. (1971). *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, 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.
- FLOOR, P. (1970). «Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nordouest penninsulaire» *Bol. Geol. Min.* t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963). «El dique diabásico del N de Extremadura.» *Notas y coment. Institut. Geol. de España*, núm. 69, pp. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965). «La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres).» *Notas y Coment. Institut. Geol. y Min. de España*, núm. 77, pp. 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, pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971). *Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros*. Separata de *Studia Geológica*, II, pp. 45-56.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y 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 Gau-
lija (Porv. de Cáceres. España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa, 1977.
- CONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971). «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descobrera e Valorização» *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo II, sección 4, Investigación Minera, pp. 4-23.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976). «Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de «San Antonio», Alburquerque (Badajoz)». *Studia Geológica*, X, pp. 61-93.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974). «Phacopina und cheirurina (Tribolita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergia lethaea*, 55 (1-5), pá-
ginas 1-151, 42 figs., texto, 2 tablas, 12 láms., Frankfurt am Mein.
- HAMMANN, W. y HENRY, J. L. (1978). «Quelques speas de *Calymenella*,
Eohomalonotus et *Kerfornella* (Tribolita, Phychopariida) de l'Ordovi-
cien du Massif Armoricaín et de la Peninsule iberique». *Senckenber-
giera lethaea*, 59 (4-6), pp. 401-429. Frankfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933). «Bosquejo preliminar de las comar-
cas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1934). «Síntesis fisiográfica y geológica
de España». *Trab. Museo Noc. Cienc. Nat. Serv. Geol.*, núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939). «Las sierras centrales de la Extrema-
dura». *Las ciencias año IV*, núm. 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954). «Ensayo sobre tectónica paleozoi-
ca en Extremadura7. *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Ho-
menaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958). *Datos Geotectónicos de la Extrema-
dura Central*. Separata de *Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de
España*. II trimestre, núm. 50, pp. 329-344.
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971). «Memoria de la Hoja núm. 51 del
Mapa Nacional de Síntesis Geológica a escala 1:200.000». *I Congre-
so 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, núm. 2-7». Valencia
de Alcántara.
- I.G.M.E. (1971). «Mapa Geológico. E: 1/200.000, núms. 3-7». Cáceres.

- I.G.M.E. (1975). «Mapa Geotectónico General. E: 1/200.000 números 2-7/3-7». Valencia de Alcántara-Cáceres.
- I.G.M.E. (1979). *Proyecto de Investigación Geológico-Minera de la Zona de Malpartida de Cáceres*.
- SCHMIDT, H. J. (1957). *Stratigraphie und Tektonik des nördlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien)*. Munster, Juni, 1977.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. I.G.M.E.
- JULIVERT, M.; TRUYOL, J. (1974). «Nuevos datos sobre el ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». Separata de *Breviora, Geológica Asturica*, Año XVIII, núm. 4, p. 57, Oviedo.
- KELCH (1957). *Stratigraphie und Tektonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)*. Munster, Juni, 1977.
- LOTZE, F. (1960). «El precámbrico de España.» *Notas y com. Inst. Geol. y Min.*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969). *El Cámbrico de España*, 1.ª parte, I.G.M.E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976). «Las capas de transición: Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotécnicas». *Estudios geol.*, 32, pp. 591-613.
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975). *Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain*. C. R. Acord, Sc. París, t. 280 (30 junio 1975).
- MENDES, F. (1967-68). These «1.ª T. Contribution a l'étude géochronologique par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal». *Bol. Mus. e Labor, Min. e Geol. da Fta. de Ciencias*, Vol. 11, fasc. 1.º
- 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 Gualija 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, pp. 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 se-

- ries ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia «sárdica» en el anticlinal de Valdelasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, núm. 1, Oviedo.
- OEN ING. SOEN (1970). «Granite intrusion Folding and Metamorphism in Central northern Portugal». *Bol. Geol. Min. Esp.* 1970/6, t. 81, número 2.
- PARGA, J. R. (1969). «Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 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*, núm. 40. *Bol. Geol. y Minero*, t. 82, fasc. III y IV, pp. 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).
- PASTOR GOMEZ, V. (1971). «Ensayo sobre la paleografía de la Península Ibérica durante el precámbrico superior y el paleozoico». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, sección 1 (Geología). E-1-28.
- PASTOR GOMEZ, V. (1974). «El Precámbrico del Occidente Andaluz». *Boletín Geológico y M.*, t. LXXXV-I (1-3).
- PASTOR V. (1974). *Observaciones sobre la localización y correlación del Precámbrico de la Península Ibérica*. Separata del Boletín Geológico y Minero, t.LXXXV-IV (53-663).
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955). «El sinclinal del Guadarranque» (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. Publicado en la *Revista Estudios Geológicos*, núms. 27 y 28 (tomo XI). Madrid.
- ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941). «Mapa Geológico. E: 1/50.000. Hojas núm. 702». S. Vicente de Alcántara.
- ROSO DE LUNA, I., y FERNANDEZ PACHECO, F. (1941-1942). «Mapa Geológico. E: 1/50.000, Hoja núm. 727». Alburquerque.
- SCHMIDT TOME, P. (1950). «Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España central» (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t. V, Madrid.
- SOS BAYNAT, V. (1956). «Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres)». *Estudios Geográficos*, año XVII, núm. 64, tomo II.
- SOIS BAYNAT, V. (1958). *La tecnología del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales*. Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España, II trimestre, núm. 50, pp. 195-233.
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969). «El Devónico en Portugal». *Bol. R. Sc. Esp. H.N.T.* 67, núm. 2. Reseña de H.P. 1969.

- TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1969). *Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauwacques ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)*. Separata do Tomo LIII das Comicações dos Serços Geológicos de Portugal.
- UGIDOS, J. M. (1976). *Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)*. Separata de *Studia Geológica*, X, pp. 31-43. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M. y BEA, F. (1976). *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos «Younger»*. *Centros Peninsulares: Precisiones sobre la serie mixta*. Separata de *Studia Geologica*, X, pp. 45-59. Salamanca.
- VEGAS, R. (1970). «Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadés, Don Benito y Cáceres». *Est. Geol.*, vol. XXVI, pp. 225-231, núm. 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 Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 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, pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974). «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero*, tomo 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J. M. y MORENO, F. (1977). «Significado del complejo esquisto grauwáquico en relación con otras series «pre-arening» de España Central». *Studia Geologica*, XII, pp. 207-215.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

I. S. N.: 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA