



IGME

572

9-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

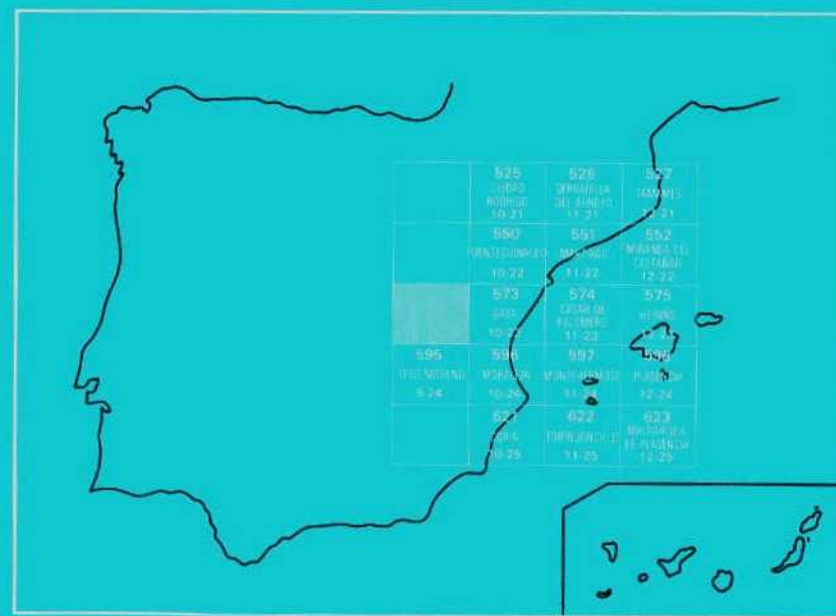
E. 1:50.000

VALVERDE DEL FRESNO

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E 1:50.000

**VALVERDE DEL
FRESNO**

Segunda serie-Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Fotocomposición: Geotem, S.A.

Imprime: P. Montalvo, S.A.

Depósito legal: M-40.585-1988

NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) en el año 1985 con normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- MARTIN HERRERO, D.
- BASCONES ALVIRA, L.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (Rocas ígneas).

Colaboraciones:

- Geología estructural: GONZALEZ LODEIRO, F. Y DIEZ BALDA, M. A. de los Dptos. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca respectivamente.
- Sedimentología: RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: ZAZO, C. y GOY GOY, J. L. del Dpto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrografías: RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D., GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., CARNICERO, A. y FRANCO, M.ª P. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.

- A. Químicos: BEA, F. del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Micropaleontología: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. de los Dptos. de Petrología de la U. de Zaragoza y Badajoz respectivamente.

Dirección y Supervisión del I.G.M.E.

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.^a

Revisión estudios petrográficos

- RUIZ GARCIA, C.

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.
- Informes petrológicos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

0. INTRODUCCION

La Hoja de Valverde del Fresno n.º 9-23 se encuentra situada en la zona noroccidental de la provincia de Cáceres, e incluye también una pequeña parte de la zona sur-occidental de la provincia de Salamanca. Sus rasgos geográficos más significativos lo constituyen los relieves de la Sierra de la Malvana que se sitúa a lo largo del borde O y N de la Hoja, con elevaciones del orden de los 900 m de cota media y que alcanza en Las Mesas 1.265 m.

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

Desde el punto de vista estratigráfico se distinguen sedimentos precámbricos pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, que ocupan la mayor parte de la Hoja, y sedimentos cuaternarios con escasa representación.

Las áreas graníticas existentes, pertenecen al plutón de Jalama que tienen su prolongación hacia el E y SE en las Hojas limítrofes. Por último cabe mencionar diversos diques básicos que surcan la Hoja con dirección N 130-140° E.

La estructura responde a las mismas características regionales en las que se encuadra. Destaca como la más acusada la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE de plano axial subvertical que lleva asociada una esquistosidad de flujo S_1 muy marcada. Con posterioridad se producen

movimientos tardíos que originan pequeños repliegues con esquistosidad de crenulación a nivel puntual y una serie de sistemas de fracturas paralelas y oblicuas a las estructuras de primera fase.

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

La morfología de la Hoja se caracteriza por la existencia de unos relieves muy acusados en toda la zona N, que se suavizan hacia el Sur, hasta situarse en una cota aprox. de 450 m que se aproxima, a nivel regional, a los restos de la penillanura cacereña situada en 420 m. Todo el área se ve surcada por abundantes valles encajados.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE, F. (1945-1966), las tesis doctorales de SCHMIDT, H. J. (1957), RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982) y DIEZ BALDA, M.ª A. (1982) y las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA-RUIZ, M. et al. (1980), BASCONES ALVIRA et al. (1978-1984), CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981), MARTIN HERRERO, D. et al (1978-1984) y UGIDOS MEANA, J. M. et al. (1983) pertenecientes a la provincia de Cáceres.

También en áreas portuguesas queremos mencionar por sus aportaciones, los trabajos realizados por TEIXEIRA, C. (1955 y 1979), TEIXEIRA, C. et al. (1975), TORRE DE ASSUNCAO, C. (1969), y OENING SOEN (1970).

Finalmente, las áreas graníticas del plutón de Jalama tienen como antecedente más representativo los trabajos de GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1963-1984) y los estudios de BEA, F. (1975 y 1976).

1. **ESTRATIGRAFIA**

Esta Hoja se caracteriza principalmente por la presencia de sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, que ocupan aproximadamente una superficie del 70 % del total y en donde se localizan diversos diques de cuarzo, diabasa y aplita.

Las rocas graníticas pertenecen al plutón de Jalama y ocupan una superficie total del 25 % aprox., en donde a nivel cartográfico se han separado diversas facies.

El resto de los sedimentos corresponden a coluviones y depósitos aluviales de escasa representación cartográfica.

1.1. **PRECAMBRICO SUPERIOR**

1.1.1. **Grauvacas y pizarras. (C.E.G.). (9)**

El Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.) constituye en este área un potente grupo litológico homogéneo en el que destacan escasos niveles guía cartografiables. Desde el punto de vista estratigráfico, pueden distinguirse en la región dos conjuntos o unidades litológicas diferentes y superpuestas que se han denominado Unidad Inferior y Superior respectivamente, RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1982).

La Unidad Superior, no aflorante en esta Hoja, es esencialmente pelítica y se caracteriza por presentar un tramo de pizarras negras car-

bonosas sobre el que se sitúa otro compuesto por una alternancia pelítico-arenosa de colores más claros. Su límite inferior es generalmente gradual sobre la Unidad Inferior y se sitúa en la base del primer nivel cartografiable de pizarras negras.

Sedimentología

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido en el C.E.G. los siguientes tipos de facies, cuyas características reflejan en gran parte las presentes en los depósitos de abanicos submarinos profundos (Figura n.º 1).

- I. Facies conglomeráticas, entre las que se encuentran tres tipos texturales:
 - a) Conglomerados granosoportados sin estructuras.
 - b) Conglomerados y areniscas conglomeráticas con granoselección normal o inversa-normal.
 - c) Conglomerados matriz-soportados.

En general, ambos tipos son polimícticos, con clastos de cuarzo y FR dispersos en una matriz que varía entre pelítico-arenosa y arenoso-pelítica. Se presentan en niveles con geometría lenticular y sin superficies de estratificación interna.

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A₁ y A₂ por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y son interpretadas como el resultado de la sedimentación ya sea de grain flows, flujos turbulentos de alta densidad o sandy debris flows, para los dos primeros tipos y como el producto de la sedimentación de debris flows o mud flows, para el caso de las facies conglomeráticas matriz soportadas.

II. Facies de areniscas de grano fino a medio con geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento y potencia variable. Frecuentemente se presentan sin estructuras internas, a veces con clastos pelíticos mayores de 2 mm aislados en su interior, o bien englobando Slumps o con pequeñas pasadas pelíticas discontinuas, quizá como restos de amalgamación entre varias capas. Otras veces presentan granoselección normal o inversa, generalmente desde el tamaño medio-fino a muy fino. Este tipo de facies puede corresponder

a las facies B₁ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), tratándose de un material transportado y depositado probablemente a partir de un flujo turbulento de alta densidad.

III. Facies arenosas y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presentan laminaciones subparalelas y oblicuas muy tendidas a media y gran escala. Estas laminaciones están definidas por finísimas películas pelíticas que se desarrollan a menudo en todo el interior del estrato o bien únicamente en la base o en la parte superior donde ocasionalmente también se observan laminaciones de ripples. Algunas veces estas facies se presentan en estratos con granulometría más grosera, grava y arena muy gruesa y con las mismas características, reconociéndose también clastos pelíticos en la base. En conjunto, su potencia varía entre 15 cm y 1,30 m. Este tipo de facies es equivalente a las facies B₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y corresponde al depósito modelado por un flujo tractivo sobre un lecho de arenas o gravas.

IV. Facies arenosas de grano fino y de pequeña potencia (2-4 cm), con geometría lenticular, de base plana y techo ondulado y con escasa continuidad lateral. Su interior está constituido exclusivamente por laminaciones de ripples definidos por pequeñas películas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a a facies E de MUTTI y RICCI-LUCCHI, (1975) tratándose así mismo de un depósito producido por un flujo tractivo.

V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bouma Ta/c/e o Ta/c. Se trata de estratos con contacto plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con las facies C₁ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), que son el resultado de la sedimentación a partir de una corriente de turbidez densa.

VI. Facies arenoso-pelíticas, también con predominio arenoso de grano fino, pero en las que el porcentaje de arena/arcilla es más bajo que en la facies anterior y que presentan una grano selección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies C₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), tra-

tándose de materiales transportados y depositados a partir de una corriente de turbidez concentrada.

VII. Facies arenoso-pelíticas de pequeña potencia y límites paralelos, en las que la proporción arenosa, siempre de grano fino, domina o se iguala a la pelítica y en cuyo interior pueden observarse los intervalos de la secuencia de Bouma a la que le faltan los términos basales a y/o b. Se trata de las facies D₁ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), formadas a partir de la deposición de flujos turbulentos de baja densidad en condiciones de tracción más decantación.

VIII. Facies pelítico-arenosas, con proporción arena-pelita <1, constituidas por estratos plano-paralelos de pequeña potencia en las que se desarrolla la secuencia de Bouma incompleta, con estructuras de tracción más decantación. De este modo resulta una monótona alternancia milimétrica o centimétrica de láminas pelíticas claras y oscuras en las que varía la proporción y el tamaño de grano de cuarzo, minerales arcillosos y materia orgánica, en la cual se intercalan esporádicamente niveles arenosos milimétricos a centimétricos que presentan ripples a veces aislados. En dichas sucesiones se desarrollan frecuentemente estructuras de deformación por carga. Estas facies corresponden al tipo D₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y representan el resultado del transporte y sedimentación de corrientes de turbidez diluidas.

IX. Facies pelíticas grises con laminación paralela, en las que la proporción arenosa es muy escasa y predomina el tamaño limo y arcilla. Constituyen estratos de contactos plano-paralelos en los que se alternan láminas milimétricas a centimétricas de colores claros y oscuros, según su contenido en cuarzo, minerales arcillosos o materia orgánica, formando una laminación paralela que en algunos puntos puede ser irregular o discontinua. Estas facies corresponden al tipo D₃ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y representan el resultado de la sedimentación de corrientes de turbidez muy diluidas.

X. Facies pelíticas sin estructuras, de color gris, beige o verdoso, en las que apenas se desarrolla esquistosidad. Son muy blandas y en algunos lugares contienen cristales de pirita aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de mud flows.

XI. Facies de pelitas negras carbonosas con abundante pirita e intercalaciones milimétricas de niveles más claros pelíticos, escasas

veces arenoso, que definen una laminación paralela. En ocasiones se encuentran aislados algunos nódulos silíceos y fosfatados. Estas facies indican unas condiciones de deposición lentas con escaso aporte de material detrítico grueso, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. Tales condiciones son típicas de las facies euxínicas.

XII. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, slumpizados o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios cm a varios m, y están frecuentemente relacionadas y en transición con las facies conglomeráticas matriz-soportadas. Este tipo de facies corresponde a las facies F de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), representando los depósitos producto del deslizamiento gravitacional con mayor o menor deformación plástica, en los que una masa semiconsolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna, RUPKE, (1978).

En esta Hoja la asociación y distribución de las facies señaladas aparecen con un fuerte predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas, algunas de las cuales presentan un gran contenido en sulfuros. Entre ellas se intercalan esporádicamente paquetes de potencia métrica constituidos por facies arenosas unas veces sin estructuras y otras tractivas, con algunos conglomerados matriz-soportados, areniscas conglomeráticas y facies caóticas. Dichas intercalaciones tienen una cierta ciclicidad que refleja la dinámica interna que reguló la sedimentación turbidítica en la cuenca, de modo que los sucesivos períodos de cambios relativos del nivel del mar produjeron la sedimentación de determinados ciclos de facies en este área. Las facies arenosas son cuarzosas y feldespáticas. Destaca también la presencia de clastos, tanto entre éstas como entre los conglomerados, pequeñas láminas entre las pelitas, que tienen un contenido relativamente alto en material carbonoso y fosfatado.

Petrografía

Desde el punto de vista petrográfico el grupo litológico más importante lo constituyen las pelitas que predominan netamente sobre las rocas areniscosas, y conglomeráticas.

En el estudio microscópico destaca la notable variación textural que presenta el mismo tipo de rocas en las zonas cercanas o lejanas

a los granitos. Así se observa un aumento del gradiente de temperatura y del de deformación en toda el área próxima a los granitos de Jalama donde los materiales tienen texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas y granoblásticas, en ocasiones maculosas), y la recristalización y la deformación ha sido más intensa, observándose una crenulación posterior. En cambio, hacia el O y N las rocas presentan una textura blastopelítica, blastosamítica y blastosefítica, pudiendo reconocerse la textura clástica original a pesar de la recristalización y la tectonización.

Se han distinguido los siguientes grupos litológicos:

Metapelitas y pizarras. En este grupo se engloban rocas clasificadas como metapelitas, a veces arenosas y bandeadas, pizarras bandeadas y pizarras carbonosas.

Se trata de rocas con textura blastopelítica o lepidoblástica constituidas esencialmente por una fina masa de filosilicatos (sericita, biotita, clorita, moscovita), con proporciones variables de cuarzo de tamaño limo o arena muy fina y material carbonoso. El cuarzo se encuentra en escasa proporción excepto en las pelitas arenosas (>10 %). Como minerales accesorios suelen presentarse: feldespatos, turmalina, opacos, circón, apatito y xenotima. Algunas pizarras destacan por su alto contenido en material carbonoso unido a la presencia de abundantes sulfuros (pizarras carbonosas).

Entre las estructuras más frecuentemente observadas están las laminaciones paralelas y oblicuas de potencia milimétrica, continuas o discontinuas que suelen estar definidas ya sea por la alternancia de láminas con fina granoselección interna, desde los tamaños arena muy fina a limo y arcilla, o bien por una alternancia de láminas ricas en filosilicatos y otras en las que predomina el cuarzo, el material carbonoso o el fosfatado. El contacto entre las láminas puede ser gradual o neto, plano o marcado por superficies erosivas. Tales características indican una sedimentación en un medio tranquilo con algunas corrientes tractivas y en ocasiones un medio reductor.

Esquistos cuarzo-micáceos. Se trata de rocas con textura granoblástica-lepidoblástica bandeada, formada esencialmente por cuarzo y filosilicatos (biotita, moscovita, clorita, sericita), fuertemente orientados y agrupados constituyendo un fino bandeo, que en buena parte puede ser debido a la deformación. Ocasionalmente se observa una segunda blastesis de biotita en cristales poiquiloblásticos relati-

vamente grandes, orientados perpendicularmente a la esquistosidad y una débil crenulación. Como minerales accesorios se encuentran feldspatos, opacos, turmalina, circón, apatito, xenotima, material carbonoso y esfena. El metamorfismo de contacto ha desarrollado en algunas muestras una textura maculosa.

Dichos esquistos proceden del metamorfismo de rocas arenosas muy cuarzosas, a veces conglomeráticas.

Metagrauvas y cuarcitas. En este grupo se incluyen rocas clasificadas como metagrauvas cuarzosas, feldespáticas y cuarcitas bandeadas, además de algunas alternancias arenoso-pelíticas que presentan características similares. Se trata de rocas con textura blastosamítica y blastopelítica (a veces granoblástica y lepidoblástica), en la que se reconoce la textura clástica original, recristalizada y tectonizada. El esqueleto está constituido mayoritariamente por cuarzo (monocristalino, policristalino), con feldspatos en menor proporción, en granos de tamaño arena media a limo, predominando la arena fina y muy fina. El material intersticial es sericítico-biotítico-clorítico; se presenta en proporción relativamente abundante en las grauvas y más escaso en las cuarcitas. Dicho material procede en gran parte de la alteración y disgregación en fragmentos del esqueleto. Como minerales accesorios se encuentran opacos, moscovita, material carbonoso, turmalina, circón, xenotima, apatito, esfena, epidota y FR (pelítica, ígnea, volcánica y de cuarzo microcristalino).

En gran parte de las muestras se reconoce un fino bandeo paralelo u oblicuo, definido por la alternancia de láminas más ricas en filosilicatos o bien con predominio de cuarzo de tamaño limo y arena muy fina.

Los filosilicatos se encuentran, en su mayoría, finamente orientados por la deformación y escasas veces crenulados. En ocasiones se observa una segunda blastesis de biotita poiquiloblástica y dispersa. Dichas rocas pueden adquirir una textura maculosa al ser afectadas por el metamorfismo de contacto.

Finalmente, en algunas areniscas y también entre algunas rocas pelíticas y conglomerados, se distinguen pequeñas lenticulas, clastos y/o nódulos de color negro constituidos por una masa criptocristalina de apatito, cuarzo y minerales micáceos con abundante material car-

bonoso (determinación de Rayos X y análisis químico), RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1982).

Conglomerados. En este grupo se han distinguido 2 tipos de rocas:

1. *Metaconglomerados polimícticos*

— Se trata de conglomerados matriz-soportados, con textura blastofítica, constituida por un conjunto heterométrico de clastos subredondeados a muy redondeados de tamaño grava, aislados entre abundante material intersticial pelítico-arenoso o arenoso-pelítico. Entre los clastos se reconocen FR arenosa fina (cuarzosa) y FR pelítica y limolítica, algunos de los cuales presentan una orientación interna de sus filosilicatos en distinta dirección que los de la matriz; en menor proporción se encuentran granos de cuarzo, FR fosfatada, de chert y FR volcánica (anfibólica). En el material intersticial se distinguen dos fracciones granulométricas: la fracción gruesa, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato, FR pelítica, volcánica y de cuarzo microcristalino + sericita. La fracción fina está formada por filosilicatos (biotita, sericita y clorita). Otros minerales accesorios presentes son: opacos, moscovita, turmalina, circón, esfena y xenotima.

Las características texturales que presentan estos conglomerados corresponden a las de los depósitos de debris flows, que han sufrido un transporte en masa y una sedimentación muy rápida.

Por otro lado, las características mineralógicas de los clastos indican un área de procedencia múltiple relativamente cercana para los FR metaestables y lejana para los de cuarzo. Dichos clastos habrían sufrido previamente un retrabajado por las corrientes que les conferiría su alto grado de redondeamiento antes de ser englobados en el debris flow que los transportó.

El metamorfismo y la deformación originaron una recristalización de todo el conjunto, ligada a la orientación de los filosilicatos de la matriz y la formación de una blastesis de biotita y clorita generalizada, y de plagioclasa, anfíbol, epidota y clinozoisita en los FR anfibólicos. En ocasiones se observa una débil crenulación posterior y una textura maculosa cuando han sido afectados por el metamorfismo de contacto.

| FACIES | TIPO DE ROCA - TEXTURA | POTENCIA | GEOMETRIA | RELACION ARENA/PELITA | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS | SECUENCIA DE BOUMA | MECANISMO DEPOSICIONAL | EQUIVALENCIA |
|--------|--|---|------------|-----------------------|---------------------------|---|--|------------------|
| I | a | CONGLOMERADOS GRANO - SOPORTADOS | LENTICULAR | VARIABLE ALTA | SIN ESTRUCTURAS | NO ES APLICABLE | GRAIN FLOW, FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD, SANDY DEBRIS FLOW | A ₁ |
| | b | CONGLOMERADOS Y ARENISCAS CONGLOMERATICAS | | | | | | |
| | c | CONGLOMERADOS MATRIZ - SOPORTADOS | | | | | | |
| II | ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE | CENTIMETRICA A METRICA | | ALTA >>1 | SIN ESTRUCTURAS | NO ES APLICABLE | FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD | B ₁ |
| III | ARENISCA DE GRANO MEDIO A FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS OCASIONALMENTE TAMARZO GRAVA O ARENA MAS GRUESA | 15 - 150 cm | LENTICULAR | >>1 | | NO ES APLICABLE T. DUNA/c/s | FLUJO TRACTIVO | B ₂ |
| IV | ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS | 2 - 4 cm | LENTICULAR | >1 | | NO ES APLICABLE T. DUNA/s | FLUJO TRACTIVO | E |
| V | ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE | CENTIMETRICA A METRICA | | >1 | | Ta/c/s Ta/c | FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD | C ₁ |
| VI | ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE | CENTIMETRICA A METRICA | | >>1 | | SECUENCIA DE BOUMA MAS O MENOS COMPLETA | | C ₂ |
| VII | ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE | CENTIMETRICA A METRICA | | >1 | | Ta - c Tc - s Td - s | FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD. DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANTACION | D ₁ |
| VIII | ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE | METRICA | | <1 | | | | D ₂ |
| IX | PELITA CON ALGO DE LIMO | MILIMETRICA A CENTIMETRICA | | 0 | | Ta | FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO | D ₃ |
| X | PELITAS MASAS, ESCASA ARENA | METRICA | | 0 - <<1 | | NO ES APLICABLE | MUD FLOW | A ₂ ? |
| XI | PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, NODULOS SILICEOS Y FOSFATADOS | METRICA | | <<1 | | NO ES APLICABLE | FACIES EUXINICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APORTE DETRITICO GRUESO | G? |
| XII | FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDENADAS | METRICA | | VARIABLE | | NO ES APLICABLE | DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL, SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW | F |

- | | | | | | | | |
|--|--------------------------|--|---------------------------|--|---|--|----------------------|
| | GEOMETRIA PLANO-PARALELA | | GRANSELECCION +, - | | LAMINACION SUBPARALELA | | RIPPLES |
| | TECHO ONDULADO | | ORIENTACION DE LOS CANTOS | | LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA | | ESTRUCTURA DE CARGA |
| | GEOMETRIA CANALIZADA | | LAMINACION PARALELA | | LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA | | SLUMPING |
| | | | | | | | CONVOLUTE LAMINATION |
| | | | | | | | CANTOS PELITICOS |

Figura 1. Características de las facies siliciclásticas distinguidas en el C.E.G. y su equivalencia con las observadas en otros depósitos de abanicos submarinos por Mutti y Ricci Lucchi (1972, 1975), Ricci Lucchi (1978) y Ricci Lucchi et al. (1981).

2. *Metaconglomerados brechoides*

— Son rocas con textura blastosefítica constituidas por fragmentos heterométricos e irregulares con un material intersticial pelítico o pelítico-arenoso escaso, frecuentemente difícil de distinguir de los propios clastos.

Entre los fragmentos predominan los de roca pelítica, unos con límites difusos y aplastados y otros con límites netos y una orientación interna de los filosilicatos distinta de la existente en el material intersticial. En menor proporción se encuentran FR arenosa con morfologías desde subredondeadas a angulosas y con límites netos o difusos. Ocasionalmente también se reconocen granos de cuarzo redondeados. El material intersticial está constituido por sericita, cuarzo, biotita, opacos, plagioclasa, clorita y moscovita.

Las características texturales y mineralógicas de los clastos permiten concluir que en muchos casos se trata de intraclastos: estos procederían de la fragmentación de materiales con distinto grado de compactación original y por tanto, con un comportamiento mecánico diferente, más plástico o más rígido, pudiendo englobar incluso bloques arenosos y pelíticos métricos en su interior (observados en el campo). Dichos fragmentos habrían sufrido un transporte escaso. Sin embargo, la morfología y características internas de otros clastos indican un origen claramente externo a la cuenca. Todo ello parece sugerir que se trata de materiales depositados en un momento y zona dentro de la cuenca de gran inestabilidad; de este modo, parte de los sedimentos previamente depositados y con distinto grado de consolidación, sufrirían una brechificación importante y serían deslizados hacia zonas más bajas. En ocasiones, podrían englobar además, o ser englobados por otros materiales procedentes del exterior de la cuenca que estaban siendo transportados en masa.

La deformación y el metamorfismo produjeron una recristalización de todo el conjunto, orientando la masa principal de filosilicatos y desarrollando una blastesis de biotita y clorita. Ocasionalmente se observa una crenulación posterior.

Correlación con otras áreas

A nivel regional los metasedimentos del C.E.G. aquí presentados pueden correlacionarse con la Formación Monterrubio (La Unidad In-

ferior) y la parte inferior de la Formación Aldeatejada (Unidad Superior) descritos por DIEZ BALDA (1982) para la zona SO de Salamanca.

Hacia el S y dentro de la provincia de Cáceres, los sedimentos del C.E.G. en general, tienen las mismas características que las descritas para el Miembro Inferior, si bien a nivel puntual existen pizarras negras que pudieran indicarnos el paso al Miembro Superior no aflorante en esta Hoja, MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984); BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984); CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981).

Asimismo, existe una gran similitud litológica de estos materiales con el Alcudiense inferior de Montes de Toledo, HERRANZ, P. et al. (1977); SAN JOSE LANCHI, M. A. (1980-1983). Finalmente, en relación con los materiales del C.E.G. aflorantes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Unidad Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de Las Beiras, SCHERMERHORN, L. J. G. (1955); a su vez parte de la Formación de Bateiras, BERNARDO DE SOUSA, M. (1981-1982) podría correlacionarse con la Unidad Superior aflorante en esta Hoja.

Bioestratigrafía

Los microfósiles encontrados no permiten precisiones bioestratigráficas debido a su amplio rango de edades; sin embargo hasta el presente dicha asociación siempre ha aparecido en zonas asimilables al núcleo de las antiformas precámbricas del centro de la Península Ibérica.

En conjunto, dentro de las formas encontradas podemos distinguir los siguientes tipos:

- Formas solitarias de pared posiblemente lisa que normalmente se encuentra corroída y con tonos grises debido al metamorfismo. Estas formas guardan gran similitud con las FORMAS A (MANSUY, 1983) que equivalen a *Palaeocryptidium cayeuxi* (DEFLANDRE, 1955) y que tienen una amplia distribución en el Brioveriense francés con una edad Rifeense Superior-Vendiense.
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D (MANSUY, 1983) de distribución similar a la anterior o también

al género *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV, de amplia distribución Precámbrico-Paleozoico. En general la podemos considerar como una asociación de las anteriores formas.

- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Estas formas podrían deber su aspecto al crecimiento de cristales en el interior de la vesícula, hecho corriente en los microfósiles orgánicos, por lo cual hay que tener cierta precaución al manejar este grupo. Casi siempre aparecen acompañando a las formas anteriores, y en ocasiones hemos asimilado parte de estas formas a *Eomichrostridium* sp.
- Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSFJORD en la península de VARANGER, que es una formación flysh-turbidítica (VIDAL y SIEDLECKA, 1983) con una edad Rifeense Superior.

Con los datos disponibles hasta el momento, podemos indicar que la asociación anterior siempre aparece en materiales afectados por la tectónica y el metamorfismo. Este particular hace tomar una serie de precauciones sobre la génesis biológica de las formas debido a su mala conservación y a que hay minerales de titanio, que pueden tomar un aspecto esférico similar a los microfósiles. Sin embargo, hay criterios que apuntan hacia un origen biogénico que son los siguientes: Bajo peso específico de las formas, aparición sistemática en las unidades inferiores y una organización de la mayor parte de las formas de tipo biológico.

En el aspecto paleoecológico, una gran proeza de formas y la presencia de cranofíceos, son características en medios turbidíticos marinos, por lo cual toda esta unidad se puede asimilar a un ecosistema de este tipo.

Las asociaciones afines a las encontradas aquí tienen una amplia representación en el Brioveriense francés por lo cual damos a esta unidad una probable edad Rifeense Superior-Vendiense.

1.2. ROCAS PLUTONICAS

Las rocas plutónicas se localizan en esta Hoja en todo el borde E, ocupando una superficie total del orden del 25 %.

Este área es la terminación occidental del Plutón de Jalama bien representado en las Hojas nos. 10-23 y 10-24 Gata y Cilleros, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1985) y MARTIN HERRERO, D. et al. (1984).

Desde el punto de vista cartográfico se han separado cuatro tipos de facies que seguidamente se describen.

1.2.1. **Granitos de dos micas con carácter porfídico variable en facies de grano grueso a muy grueso (5)**

Las facies graníticas de este apartado tienen para las hojas limítrofes de Gata y Cilleros, un carácter porfídico variable, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1985) y MARTIN HERRERO, D. et al. (1984).

Aunque hemos mantenido el mismo enunciado para este tipo de granitos, es aquí, donde se observan con claridad sus características porfídicas. Por otra parte no aparece la acumulación de megacristales feldespáticos de la región de Cilleros. Asimismo la presencia de dos generaciones de fenocristales de este componente no se evidencia en esta zona de forma clara, por lo que se deduce que esta segunda blastesis fue mucho más importante en el SO del plutón que en el NO. Por este mismo motivo es quizás por lo que se puede distinguir cartográficamente el que tiene fenocristales de la 1.ª generación y aquellos que no la tienen. Estas facies son granitos de grano grueso a muy grueso, que contienen dos micas, porfídicas con una orientación bastante clara de la mayoría de los feldespatos que son los que imponen el carácter porfídico.

Texturalmente y dejando a un lado el porfirismo son en general alotriomorfos con algunas débiles tendencias al hipidiomorfismo por las plagioclasas más rectangulares. En algunas zonas hay también sobreimpuesta una textura cataclástica con neoformación de sericita y flexión de las micas, fundamentalmente la moscovita.

La composición mineralógica corresponde a la de granito de dos micas con bastantes variaciones en cuanto a las proporciones en las distintas fases.

El cuarzo no es siempre el componente dominante. Casi siempre es intersticial o bien constituye sinousis de varios cristales. Hay tam-

bién frecuentes casos de cuarzo gotiforme tanto dentro de los feldespatos potásicos como de las plagioclasas.

El feldespato potásico se presenta en forma intersticial o constituyendo los fenocristales maclados de tendencia euhedral y pertitizados. Es un componente póstumo ya que engloba a los constituyentes sobre todo a las plagioclasas y el cuarzo. Cuando queda englobada la biotita, está pasa casi siempre a cloritas. Este dato, en unión de la frecuente aparición de feldespato potásico en láminas de biotita que pasa a clorita, evidencia la típica reacción de Chayes.

Las plagioclasas son algo variables en cuanto al contenido de An de unos puntos a otros del área estudiada. La mayoría se considera como oligoclasa ácida o albita con algún contenido de An. No son zonadas. Hay también An originada en los bordes de los cristales de feldespato potásico. Se pueden establecer zonas en las que las plagioclasas aparecen en cristales grandes y hay una sustitución del feldespato potásico por la Ab y en otras ocurre el fenómeno contrario, por lo que la albitización es un proceso local dentro del granito. También es variable la proporción de plagio/feldes. que puede alcanzar valores de 1.

La moscovita aparece en láminas grandes y en proporciones muy variables de unos puntos a otros. Llega a ser dominante sobre la biotita, lo que unido al paso de la poca biotita a clorita, da a la roca un carácter muy leucocrático como ocurre por ejemplo en las inmediaciones de la localidad de Valverde del Fresno.

Cuando la moscovita se encuentra en contacto con los feldespatos potásicos se origina una zona simplectítica intermedia y lo mismo ocurre cuando lo hace con las plagioclasas.

La biotita también puede presentarse en grandes láminas así como en cristales más pequeños e irregulares. Es desde luego menos propensa a zonas de reacción o transformación con otros componentes fundamentales aunque como ya se ha dicho es muy frecuente su clarificación en presencia o no del feldespato potásico.

Como accesorios generalizados tenemos el topacio, circón (dentro de la biotita y con sus halos correspondientes), apatito, rutilo, y/o anatasa y turmalina. Este último componente tiene una distribución muy irregular aun dentro del mismo afloramiento y engloba muy frecuentemente al topacio. Sólo se han localizado en una preparación algunas agujas de sillimanita dentro de la moscovita.

1.2.2. **Granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (6)**

Se diferencia de los anteriores tanto en los afloramientos como en las muestras de mano, por la falta de fenocristales de feldespato potásico y por presentar algunas facies con tamaño de grano algo menor. Por lo demás su aspecto es el mismo indicado en el apartado 1.2.1. Bajo el microscopio se encuentran términos más próximos a granitos monzoníticos porque la cantidad de feldespato potásico disminuye frente a las plagioclasas.

Es interesante resaltar que en algunos puntos la plagioclasa tiende a desarrollarse en cristales algo mayores de lo normal y lo hace a espensas del feldespato potásico del que quedan relictos dentro de aquél. Aparece algo de turmalina muy errática y cuando menos en albita-oligoclasa. También hay fuertes variaciones en los filosilicatos. A veces la moscovita llega a ser muy dominante lo que le da un aspecto muy leucocrático a la roca.

En las muestras tomadas en el extremo sur de esta área granítica la albita crece a espensas del feldespato potásico pero engloba a este feldespato como si la turmalina se hubiera desarrollado posteriormente al feldespato potásico intersticial, pero antes de la albitización que suponemos simultánea, o algo posterior, a la blastesis del feldespato en el granito porfídico (5).

Contiene pocos enclaves del metamórfico que representan términos pizarrosos que incluso conservan la So ; otras veces son cuarcíticos. Es frecuente la presencia de enclaves, de un granito biotítico de grano fino, que pueden tener hasta algunos metros de diámetro en superficie y que no permiten su cartografía a esta escala, aunque se correspondan con las extensas facies de la Hoja limítrofe de Gata, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C et al. (1985).

1.2.3. **Granitos de dos micas, en facies de grano medio a grueso y ricos en turmalina (7)**

Por la presencia de turmalina podrían equipararse a los granitos descritos en 1.2.2. pero el tamaño del grano es prácticamente siempre menor y raras veces alcanza los tamaños de aquella. Además hay tendencia a tamaños equidimensionales entre los cristales de la misma fase mineralógica.

La composición mineralógica es similar con la presencia, a veces, de dos plagioclasas, una es oligoclasa y otra albita intersticial, o que se desarrolla tardíamente en los bordes de otros feldespatos. En una preparación se ha localizado andalucita dentro de la moscovita. Presenta frecuentemente una orientación planar vertical con dirección N-S.

Dentro de este granito aparecen algunos enclaves extensos de metamórfico, así como otros de un granito fino que representan formaciones abundantes en la hoja limítrofe al E y restos del techo de la intrusión o de algunas de las intrusiones.

Al microscopio se trata de granitoides leucocráticos con textura hocicristalina, heterogranular, seriada y alotriomorfa. Los minerales principales corresponden a feldespato potásico, cuarzo, oligoclasa, biotita y moscovita y como accesorios se encuentran pennina, topacio, turmalina, albita, apatito, minerales de hierro, rutilo, sericita, circón y minerales arcillosos.

Se aprecia una alteración deutérica media en donde la biotita pasa a pennina más rutilo y/o opacos. Los feldespatos están alterados a minerales arcillosos y/o sericita y la andalucita a sericita. A su vez se observa que la andalucita aparece dentro de láminas grandes de moscovita. La oligoclasa es algo zonada y el valor más frecuente hacia el borde menos alterado, es de An 12.

1.2.4. **Aplitas en facies de borde (8)**

Aparecen en apuntamientos alargados y paralelos al contacto del plutón con el encajante. En su conjunto constituyen un anillo mal desarrollado en torno al plutón. Su potencia rara vez excede los 75 cm y en la cartografía se ha exagerado algo. El constituyente fundamental es una aplita muy leucocrática relativamente pobre en micas, contiene bandas concordantes con el borde de grano más grueso y textura pegmatítica con algo de moscovita palmeada. En algunas puntas de estas bandas pegmatíticas se constituyen por una alineación de cristales anhedrales de feldespato K englobadas en la matriz aplítica. En otros casos la proporción de plagioclasa crece mucho frente al feldespato potásico con una clara tendencia monzónica. Como minerales accesorios tenemos apatito, opacos, topacio y pocas veces falta la turmalina que en algunos puntos es el único mineral fémico observable.

1.3. ROCAS FILONIANAS

1.3.1. **Diques de cuarzo** (2)

Constituyen un importante sistema, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja, no obstante, al presentar espesores centimétricos o decimétricos no es posible su representación cartográfica. Sólo en casos muy aislados, con espesores métricos y cierta continuidad superficial, se han marcado en la cartografía.

La génesis de estos diques, que presentan direcciones paralelas o subparalelas a la primera esquistosidad hay que buscarla posiblemente en la etapa de diagénesis del sedimento con la consiguiente pérdida de agua rica en sílice, o bien se generan durante los primeros estadios del aplastamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, o un efecto conjunto de ambos (pérdida de agua rica en sílice por diagénesis y aplastamiento debido a la primera fase). Posteriormente estos diques se «budinan», debido a que constituyen un nivel competente limitado por niveles incompetentes (pelíticos). Este efecto de «boudinage» ha sido comprobado en numerosos puntos en zonas próximas, sobre todo cuando el dique está encajado entre sedimentos de granulometría muy fina. Por otro lado se ha podido estudiar el efecto de este primer plegamiento hercínico en pequeñas venas centimétricas de cuarzo por lo que parece probado que su formación es anterior o al menos sincrónica con dicha fase.

Desde el punto de vista petrográfico los diques de cuarzo son bastante monótonos. Normalmente son rocas casi monominerales, formadas por cuarzo y cantidades muy accesorias de hematites que no llega al 0,5 % en volumen, CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1984).

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracristalina que se traduce en dos fenómenos: extinción ondulante y poligonización, sin que en ningún caso, lleguen a individualizar subgranos.

La proporción de inclusiones fluidas bifásicas es bastante elevada (aproximadamente 1-2 % del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Algunos diques de cuarzo tienen mineralogía un poco más compleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades accesorias de clorita, albita, moscovita y feldespatos potásicos.

Dentro de la aureola de metamorfismo de contacto se localizan filones sin entidad cartográfica, que no tienen caja libre definida y que suelen ser irregulares o subdivididos en filoncillos.

Por último, hay que mencionar la existencia de diques hidrotermales relacionados con la fracturación tardihercínica que se disponen según las direcciones conjugadas preferentes N 160-170° E y N 30-60° E. Es en este grupo donde se incluyen los «sierros», muy característicos de esta región.

En este tipo de diques la caja está bien definida con muy escasa potencia con relación a su longitud.

Es frecuente que vayan acompañados de mineralizaciones sobre todo de arsenopirita. Cuando arman en el metamorfismo, el encajante inmediato se carga de finas agujas de turmalina o bien aparece la andalucita, signo evidente de su alta temperatura.

1.3.2. **Diques básicos** (3)

Dentro de este grupo de rocas filonianas se encuentra una serie de diques de naturaleza básica que resaltan en la superficie cartográfica del área formada por los materiales del C.E.G. en los que arma.

Su representación cartográfica viene expresada por diversos diques que tienen una longitud superficial muy variable comprendida entre 0,5 km y 6 km de recorrido y una anchura entre 7-14 m.

Se trata de diques emplazados según las fracturas de desgarre senestro de dirección N 110-120° E de amplia implantación en el hercínico de esta región, que tiene su equivalente más significativo en el Haz de Brozas al S de la que nos ocupa, Hoja n.º 9-27, Miembro, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980) y Hoja n.º 10-27, Brozas, CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1981).

La roca está normalmente alterada por meteorización hasta una profundidad de varios metros y puede dejar bolas muy redondeadas y de gran dureza, que sin embargo se manifiestan bastante tectoni-

zadas en láminas delgadas. Han sido explotadas en épocas remotas posiblemente, como mena de Fe en las zonas alteradas.

Los estudios petrográficos indican, que se trata de diabasas actinolíticas deformadas con textura holocristalina, hipidiomórfica, fascicular de grano fino. Los componentes mineralógicos principales son actinolita, andesina, cuarzo y pennina con circón, esfena, minerales de Fe y apatito como accesorios.

El anfíbol se presenta cristalizado con hábito fibroso reunido en fascículos en tanto que la plagioclasa esta maclada ligeramente y es difícil precisar con exactitud la proporción de anortita. Asociado a los opacos aparece esfena, lo que indica que pudiera ser ilmenita.

Por último, parece haber sufrido un proceso tectónico por la textura fascicular, no diabásica y cierta orientación de los cristales. Probablemente la plagioclasa esté retrogradada y con menor % de An que la que tenía originariamente.

Encajados en el granito aparecen sin representación cartográfica posible a esta escala, una serie de diques de diabasas de muy pequeña potencia, a veces de algunos decímetros y según una dirección general E-0.

Se encuentran muy alteradas con texturas microporfídicas de las fases ferromagnesianas y prácticamente toda la roca está convertida en una masa arcillosa teñida por óxidos de Fe. De visu se distingue, en algunos, una zona marginal a ambos lados, de varios centímetros con tonos más oscuros y más compactos.

1.3.3. **Diques aplíticos (4)**

Los diques de esta naturaleza son escasos y se sitúan geográficamente al N de la localidad de Valverde del Fresno. De visu corresponden a un granitoide leucocrático de grano fino en donde la entidad cartográfica es pequeña, pero que su interés se centra en las mineralizaciones de Sn y W que poseen, principalmente.

En la actualidad estos diques se observan por los restos de pequeñas labores artesanales ya que su anchura no supera los 3 m con longitudes en superficie de unos 200 m a 400 m.

Estos diques se disponen según dos direcciones preferentes N 150-170° E y N 30-60° E que corresponden con las direcciones de fracturación tardihercínica de mayor importancia dentro del dominio hercínico centroibérico.

La petrografía de estas rocas nos indica que se tratan de granitos monzoníticos y moscovíticos de grano con cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico y moscovita como minerales, y turmalina, topacio, minerales de Fe, apatito, sericita y minerales arcillosos como secundarios.

1.4. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto por acción de las rocas plutónicas, pertenecen a los materiales del Complejo Esquistoso Grauváquico, descritos en el apartado 1.1.1.

El origen de este metamorfismo se debe al plutón del Jalama ubicado en el borde E y que da lugar a una banda cartográfica en superficie de 0,7-1,5 km de materiales afectados por él.

1.4.1. **Esquistos moteados y grauvacas moteadas (1)**

Incluidos en este grupo litológico se han reconocido al microscopio:

- Pizarras moteadas con textura granoblástica, lepidoblástica maculosa poiquiloblástica con cuarzo, biotita, feldespato, moscovita, clorita, pinnita, andalucita, opacos, turmalina, circón, cordierita, apatito, plagioclasa y minerales de hierro como componentes mineralógicos.

La cordierita está pseudomorfizada a productos micaceos y en los bordes de los nódulos existe una elevada proporción de óxidos de Fe. A su vez estos nódulos engloban una esquistosidad S_1 y en algunos casos se observan sombras de presión.

Los filosilicatos, chocan, se adaptan o rodean a la cordierita y andalucita.

La textura granoblástica está definida por el cuarzo y los feldespatos raramente maclados y difíciles de distinguir por ello

del cuarzo. Los filosilicatos constituyen la textura lepidoblástica y en su mayoría están orientados. Por último la textura maculosa es debida al metamorfismo de contacto y viene marcada por una simple reorganización de los filosilicatos, aparición de sericita o moscovita de menor tamaño y disminución notable de la proporción de biotita.

- Pizarras, moscovitas-biotíticas moteadas con textura lepidoblástica, granoblástica. Los componentes mineralógicos son: sericita, clorita, cuarzo, biotita, moscovita, circón, rutilo, opacos, turmalina y minerales de hierro. Gran parte de la clorita existente procede de la biotita. La turmalina es un accesorio bastante abundante con cristales zonados y pleocroismo de amarillento a marrón verde.
- Esquistos maculosos con textura lepidoblástica, poiquiloblástica maculosa. Los componentes mineralógicos corresponden a cuarzo, moscovita, biotita, cordierita, albita, sericita, clorita, opacos, pinnina, óxidos de hierro, circón y turmalina. Los nódulos que originan la textura maculosa están reducidos a un agregado de cloritas + sericita e incluso bordeados en su parte más externa por pennina. La moscovita forma agregados de mayor tamaño junto con turmalina y cuarzo. En algunas láminas aparece albita con textura poiquiloblástica pre-esquistosa.

1.5. CUATERNARIO

A falta de datos cronológicos precisos como la existencia de fauna, industria, etc. que nos sirviera para realizar una cronología más precisa, la leyenda intenta dar una secuencia de procesos realizados a escala regional, en donde, por supuesto, se han tomado como base los distintos niveles de terraza.

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, entre los que cabe destacar, depósitos de tipo coluvionar, diferentes niveles de terraza y aluviales.

1.5.1. Pleistoceno superior-Holoceno

1.5.1.1. Cantos, arenas y arcillas. Coluvión (10)

Se sitúan adosados a relieves de diversa entidad litoestratigráfica, por lo que la litología de los mismos están en función de sus áreas de procedencia.

En general para zonas del C.E.G. se trata de cantos, unos de naturaleza grauváquica y otros pizarrosos, por lo general aplanados que se empastan en una matriz areno-arcillosa con tonalidades rojizas.

En las áreas graníticas se desarrollan aluviones procedentes de la denudación por fracturación tardihercínica como factor principal. Se originan berrocales de cantos heterométricos, redondeados, subredondeados y angulosos en función al desplazamiento sufrido. La matriz es escasa y característica de la denudación de una roca granítica.

1.5.2. Holoceno

1.5.2.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (11)

Son escasas las terrazas existentes en esta Hoja, que se ubican al SE, en donde la topografía tiene menor pendiente y son posibles los cursos de agua con formas más meandriformes. Aun así, sólo aparecen terrazas bajas en los ríos de la Vega, situados a 2 m de esta con relación al cauce actual.

La litología corresponde a cantos de cuarzo, granitos y esquistos bien rodados y con tamaños comprendidos entre los 5-10 cm con matriz areno-arcillosa.

1.5.2.2. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (12)

Aparecen con escasa entidad debido a las características de los arroyos. En general cuando existen, presentan una litología de cantos de esquistos, granitos, grauvacas y cuarzos redondeados según las áreas por las que discurren, sueltos en una matriz areno arcillosa grisácea.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido un plegamiento anterior, supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, 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 destacan los distintos Sinclinales paleozoicos de la región, 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.

Seguidamente tiene lugar una serie de fracturas de desgarre senestro que aparecen en la región con una dirección N 100-110 ° E, que son las que originan desplazamientos claros en las áreas graníticas e inflexiones en las rocas sedimentarias precámbricas y paleozoicas del área.

Con posterioridad tienen lugar, al menos, dos deformaciones tardías, sin orden cronológico establecido, que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 30-65 ° E y N 120-130 ° E. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

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

2.2. ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (Fase Sárdica)

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenia Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

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

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja n.º 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_2) (km 21,2 de c.c. Alburquerque-Herreruela).

También y dentro del ámbito de la Hoja n.º 9-27 (Membrío) BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1980), en el PK 10,900

de c.c. Membrío-Alcántara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características.

Finalmente para la zona NE y E limítrofe con esta Hoja, RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1982) deduce que dichos pliegues se desarrollan con una dirección NE-SO a E-O con planos axiales subverticales, asimétricos, de flancos bastante verticalizados en algunas zonas e incluso invertidos y sin esquistosidad asociada.

De acuerdo con nuestros propios datos ya mencionados, y aunque no hemos localizado ningún pliegue de estas características en la superficie precámbrica, aquí estudiada, consideramos que estos materiales también han debido ser afectados por esta fase de plegamiento, ya que de la observación de la dispersión de las lineaciones de intersección S_0 - S_1 (L_1) y de los sentidos hacia donde buzan, deducimos para estos pliegues una dirección NE-SO con iguales características que las existentes en toda la región.

La edad de esta fase de deformación que corresponde a los movimientos sárdicos, ha sido atribuida por varios autores al Cámbrico medio-superior, OEN ING SOEN, (1970); RIBEIRO (1974).

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un período erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en toda la Hoja.

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. Pliegues de la primera fase Hercínica

Tomando como base el lugar que ocupan los materiales del C.E.G. dentro del contexto estructural de la región Centro Ibérica en las pro-

vincias de Cáceres y Salamanca, se situarán estos sedimentos dentro de una amplia y compleja megaestructura antiformal en la que formarían parte de los metasedimentos más antiguos. Esta estructura estaría limitada en ambos flancos por dos sinclinorios paleozoicos que corresponderían al NE con el Sinclinal de la Peña de Francia y al SE con el Sinclinal de Cañaverál. Entre ambos quedaría una pequeña estructura sinclinal ordovícica, que constituye el Sinclinal de la Sierra de Dios Padre, situada en la Hoja n.º 11-23 (Casar de Palomero). RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. et al (1985).

A esta escala se generan pliegues de gran longitud de onda con dirección NO-SE y vergencia N que corresponden a las grandes megaestructuras definidas por la primera fase de deformación hercínica.

En los materiales del C.E.G. hemos observado, para esta Hoja, pliegues menores con longitudes de onda decimétricas, métricas y decamétricas que llevan asociadas una esquistosidad de plano axial S_1 muy marcada, que define junto con la estratificación S_0 , una línea de intersección L_1 . Estos pliegues menores se concentran a veces en zonas, que pueden corresponder a charnelas de alguna estructura mayor, dejando entre medias otras con un aspecto monoclinial. En general se trata de pliegues simétricos, asimétricos o isoclinales cuya superficie axial presenta una dirección NO-SE, con un buzamiento de moderado a fuertemente inclinado y una variación en la inclinación de la charnela entre subhorizontal a subvertical, según FLEUTY (1974). Pueden tipificarse como correspondientes a las clases 1B y C de RAMSAY (1967).

En conjunto, los pliegues de primera fase hercínica presentan una estabilidad de buzamiento de traza axial muy baja, debido a que se han desarrollado sobre superficies previamente plegadas correspondientes a las estructuras generadas durante la fase sárdica. Esto explica además que los nuevos pliegues presenten también una geometría tan diversa, desde simétricos a isoclinales.

La superposición de los pliegues de Fase I hercínica sobre los anteriormente generados durante la Fase sárdica produjo estructuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY (1967). Esta interferencia desarrolló domos y cubetas tanto a pequeña como a gran escala, que han sido constatados tanto en el campo como a través de la observación de las formas cartográficas en un área más amplia, RODRIGUEZ ALONSO, (1982).

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano estructural nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños kink-bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos.

2.3.1.2 Pliegues tardíos

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardíos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y sólo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm a 1 m.

Se han localizado para toda la región occidental de la provincia de Cáceres, dos plegamientos diferentes, cuya cronología relativa no hemos podido establecer hasta el momento con exactitud:

— *Pliegues de dirección N 30-65°E*

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio, y serían el resultado de una fase tardía principal.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 30-65° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

— *Pliegues de dirección N 120-130° E*

Aunque en esta Hoja no se han visto pliegues de este tipo, se ha podido observar en otras próximas que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tiene distintas longitudes (más largos los que buzanan hacia el Norte que los que buzanan hacia el Sur) y el ángulo que forman entre si es de 120-135°, BASCONES ALVIRA, L. et al (1982); MARTIN HERRERO, D. et al. (1982-84).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzanan al S de 5 a 15° y que su tamaño varía de 10 cm a 1 m. Dado que estas medidas corresponden a zonas en que las trazas axiales de los pliegues de Fase 1 llevan una dirección general del orden de N 120-140° E, deducimos que para esta Hoja tendrían una dirección próxima a N 120-130° E.

Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales que tienden a la subhorizontalidad.

2.3.2. **Esquistosidades**

2.3.2.1. **Esquistosidad de primera fase hercínica**

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al plano axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G. Esta esquistosidad de flujo, asociada a los pliegues de primera fase hercínica, viene definida por lo general, por la orientación de los filosilicatos que queda muy marcada, sobre todo en las rocas pelíticas.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo S_1 nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, servirá de único criterio para determinar en una serie monoclinial plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 114 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 136-140° E y buzamiento de 86° N a 90°. (Figura n.º 2).

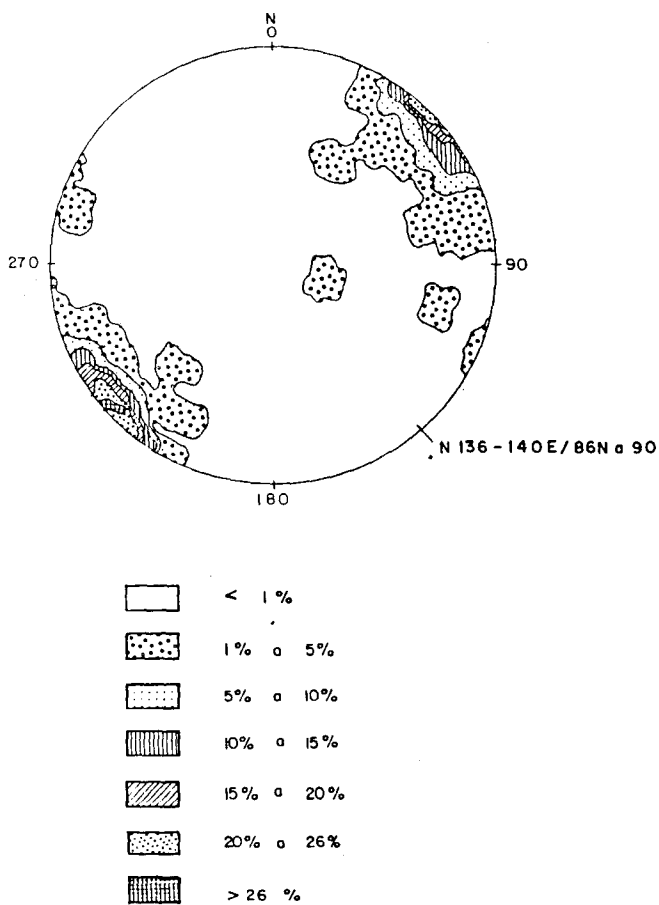


Figura 2. Proyección de 114* polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

Las mayores variaciones en cuanto a dirección y buzamiento se refieren, se observan a lo largo del área próxima a las rocas graníticas en donde la dirección se dispone en muchos puntos N-S con buzamientos invertidos. También se ven algunas modificaciones en torno a fracturas tardías que varían y/o crenulan la S_1 preexistente.

Comparando estos resultados con los obtenidos en las áreas ya estudiadas de la provincia de Cáceres, podemos observar que existe una gran uniformidad tanto en dirección como en cantidad de buzamiento.

2.3.2.2. Esquistosidad tardía

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que sólo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

No obstante se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de «visu» en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras. Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos al episodio que originó los pliegues de plano axial N 10-35° E con cuya dirección coincide en términos generales.

También al aparecer en algún punto de los materiales del C.E.G. próximos al granito una ligera crenulación, cabe pensar que sea éste el factor, que al menos en esos lugares, modifica la esquistosidad de Fase 1 (S_1).

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1980-82), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA, J. M.^a et al. (1983).

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) *Lineaciones de intersección*

La intersección de los planos de esquistosidad S_1 y la estratificación S_0 origina una lineación L_1 que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 90 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90° . El resultado obtenido es un punto máximo de dirección N 150° E con buzamiento de 60° hacia el N respectivamente. (Figura n.º 3).

b) *Lineaciones de estiramiento*

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y no siempre con una misma uniformidad.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica principalmente dispersos en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 2 a 4 cm, según el eje mayor del elipsoide de deformación.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan sólo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas rellenas de cuarzo que suponemos, al no estar replegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2. **Lineaciones tardías**

Sólo se ha localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N $30-60^\circ$ E, con plunges de hasta 60° N o S.

2.3.4. **Fracturas**

Se distinguen diversos sistemas que están bien representados, tanto dentro del marco de la presente Hoja, como a nivel regional.

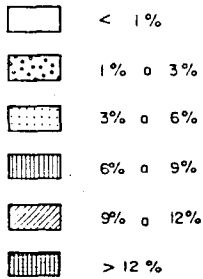
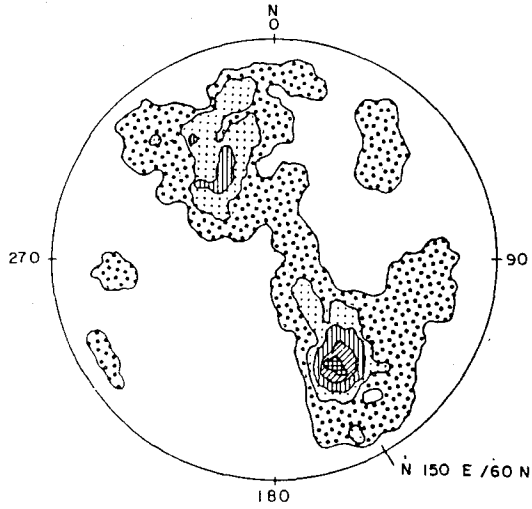


Figura 3. Proyección de 90* polos de la lineación de intersección L₁. Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

— *Dirección N 120-140° E*

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozoicos de la Hoja limítrofe hacia el S y SE de la que nos ocupa, como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140°E, es decir subparalelas a los pliegues de primera fase, lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante, serán en general algo posteriores, ya que los cortan oblicuamente en muchos casos.

La existencia de este sistema de fracturas en áreas del precámbrico, unido al intenso replegamiento y a la ausencia de niveles guía, impide reconstruir la serie estratigráfica de estos materiales.

Se han observado estrías en diversos puntos de la región, que ponen de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozoicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Se destacan en distintos puntos del Sinclinal de Cañaveral, al S de esa Hoja, en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen saltos en donde falta parte del flanco N o S Hoja n.º 10-25 Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

— *Dirección N 110-120° E*

Con esta dirección se localiza un importante grupo de fracturas de difícil identificación en los sedimentos del precámbrico superior, pero que quedan patentes en este caso, por encontrarse parte de ellas rellenas de rocas básicas.

Se trata de fracturas de desgarre senestras con plano subvertical y largo recorrido superficial y que a nivel regional serían equivalentes a la zona de cizallas dúctiles del área Tragunta Juzbado, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, R. (1968) situada al N de este estudio y que se prolonga por Portugal.

Su implantación en el área Sur de la zona Centro Ibérica, es importante como queda reflejado en las inflexiones y fracturas que su-

fren los sedimentos precámbricos y paleozoicos y muy claramente en estos últimos como se aprecian a lo largo de las Sierras de S. Pedro y Cañaveral en la provincia de Cáceres y en los relieves existentes en los Montes de Toledo.

También para las áreas graníticas, se observan desplazamientos senestros apreciables de hasta 2 km de longitud superficial, como es el caso del área de Zarza la Mayor-Ceclavín, Hoja n.º 10-25 Coria. BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982). Finalmente más al S, aparece un importante haz de diabasas rellenando, como en esta Hoja, fracturas de este sistema, Hoja n.º 9-27 Membrio, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980) y Hoja n.º 10-27 Brozas, CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. et al. (1981).

— *Dirección N 30-70°E*

A este sistema pertenecen la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja y constituyen a nivel regional el principal grupo de fracturas del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia situada al E de la zona que nos ocupa.

Para esta Hoja sólo se aprecian desplazamientos en la zona NE, en donde se observa principalmente una fractura senestra del plano subvertical y dirección N 60°E que transpone en unos 500 m el contacto exterior del área granítica del Jalama.

Este tipo de fracturas tiene gran importancia en la zona nororiental cacereña ya que junto con los sistemas N 120-140° E y N 100-110° E ya descritos van a configurar las cuencas terciarias del área.

En un principio, el movimiento es de fracturas de desgarre senestro para después y junto con los demás sistemas, sufrir un reajuste que daría lugar a desplazamientos en la vertical, con movimiento de bloques que originan zonas de graben escalonadas y compartimentadas en donde se depositan los sedimentos terciarios. Estos movimientos distensivos continúan una vez colmatadas las cuencas, ya que se observa, en varios puntos, estrías en paquetes areniscosos y/o conglomerados que indican desplazamientos normales en la vertical, BASCONES ALVIRA, L. et al (1982-84) y MARTIN HERRERO, D. et al. (1983-84).

— *Dirección N 145-170° E*

Aparecen en este área con escasa o nula representación, pero merecen destacarse ya que en el ámbito hercínico de la zona Centro Ibérica juegan un amplio papel al ser las fracturas conjugadas de mayor entidad del sistema N 30-70° E.

Su comportamiento, observado fuera de la Hoja, es de fracturas de desgarre dextro que tienen su mayor representación al O y NO, dentro de Portugal, y al SE en pequeños desplazamientos en los relieves paleozoicos de la Sierra de Coria, BASCONES ALVIRA, L et al (1982).

2.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

Las características mecánicas de los materiales graníticos hace que su comportamiento ante diferentes etapas tardihercínicas de deformación, sean distintas, con relación a los sedimentos ya descritos.

Por ello en este apartado se reflejan los rasgos estructurales más acusados observados y que sintetizamos en:

— *Orientación de megacristales*

Con relación a los megacristales de feldespato, se ha observado su existencia, en mayor o menor cantidad, en casi todas las facies descritas.

Las medidas tomadas para las lineaciones de megacristales en la zona occidental, área granítica de Jalama, aparecen con una dirección comprendida entre los N 20-60° E y la escasa orientación planar de los filosilicatos, aparecen con dirección media N 125° E y buzamiento N del orden de los 25-30° E.

— *Fracturas*

La intensa fracturación existente en las áreas graníticas de esta Hoja, deben su origen a los movimientos tardíos comunes a todo el

dominio hercínico. Su mayor representación cartográfica es el reflejo del comportamiento mecánico de estas rocas ante los esfuerzos sufridos.

Los sistemas de fracturas existentes corresponden a los descritos en el apartado anterior, pero dentro de ellos queremos resaltar las fracturas de dirección N 30-70° E.

Las medidas tomadas en diaclasas y fracturas indican una inclinación de sus planos hacia el N y S con buzamientos superiores a los 70° y que alcanzan en muchos casos la subverticalidad.

3. GEOMORFOLOGIA

La morfología de la Hoja, presenta un relieve acusado en toda su zona oeste en donde las máximas elevaciones corresponden a la Sierra de Malvana, que constituye la frontera natural con Portugal y en donde se localizan cotas que varían de 800 m a 1265 m.

Estos resaltes descienden paulatinamente dando un relieve en cuesta, hacia el S hasta alcanzar los 450 m, muy próximos ya a la cota 400-420 m, correspondiente al resto de la penillanura cacereña.

Los sedimentos del complejo esquisto grauváquico que ocupan la mayor parte del área de estudio, presentan un fuerte encajamiento de los cursos de agua, que viene condicionado fundamentalmente por los distintos sistemas de fracturación.

Las áreas graníticas se localizan a lo largo de la banda E y forman parte de los relieves más occidentales de la Sierra de Gata. Tal como sucede en los materiales del C.E.G., el factor más relevante lo constituye el control que sobre el relieve y la red hidrográfica, ejerce la fracturación que en las áreas donde la alteración no es muy intensa se forman los típicos berrocales en los que aún se puede reconstruir la disyunción interna.

La red fluvial se presenta en valles encajados en las zonas de elevada topografía y con ligeras formas meandriformes, según líneas estructurales previas, sin apenas depósitos, en las zonas de topografía más suave.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

La distinción típica en campo entre las facies graníticas del área de Jalama, corresponde a una diferenciación genética y/o de emplazamiento.

En todos hay un dominio de feldespato potásico sobre las plagioclasas, lo que concuerda con los datos geoquímicos disponibles. Asimismo es alta la suma de todos los feldespatos y le da una tendencia hacia los campos de los granitos alcalinos, que estarían entre los granitos de tipo S originados de forma mesoestructural y emplazados a niveles bastantes altos de la corteza, como lo atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso.

No se evidencian como en la Hoja n.º 10-24 de Cilleros, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1984) dos blastesis feldespáticas ni aparecen las grandes acumulaciones de fenocristales siempre presentes hacia el borde del granito de grano grueso porfídico. Aquí, este granito no llega al contacto con el metamórfico porque es cartografiable una amplia zona de borde de granito no porfídico. Suponemos que la blastesis es un fenómeno póstumo y simultáneo a la albitización en otros puntos de la roca.

Dada la presencia de diques de granito aplítico, que se observan también en la continuidad en Portugal, creemos que la ascensión de las facies de grano grueso a muy grueso (6) se realizó en diques a fa-

vor de la esquistosidad dominante (S_1). De aquí la complejidad del metamorfismo de contacto que puede presentar texturas con nódulos afectados por la esquistosidad y otras que no lo son. Por otro lado la presencia de xenolitos grandes, casi Roof. Pendant apoyan esta suposición. La intrusión de las aplitas en facies de borde es considerado como un ring. dike y en consecuencia su emplazamiento sería posterior. Más complejo es el caso del granito de grano medio y o grueso con turmalina (7) que aparece en las capas altas y que en principio se puede suponer una diferenciación de techo de la intrusión originada por coalescencia de los diques de granito de grano grueso.

Con relación a la turmalina indicaremos que también aparece en la facies granítica de grano grueso (6) pero en menor proporción.

Por último mencionar que las facies de granitos de dos micas de grano medio a grueso ricos en turmalinas llevan asociados mineralizaciones de estaño, en tanto que los granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (6) presentan mineralizaciones de wolframio.

El quimismo de elementos traza destaca por la abundancia de Li y Rb, así como por la escasez de Sr. Corresponden estas facies a rocas de afinidades y leucograníticas que pertenecen a la asociación de feldespatos alcalinos.

Puede considerarse como una característica inherente a los granitos de tipo S y refleja la intervención de las micas en la mineralogía del material que experimenta la anatexia. (Figura n.º 4).

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1. **Metamorfismo regional**

Las rocas del precámbrico y paleozoico existentes en esta Hoja, han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado pertenecientes a la zona metamórfica de la biotita.

Las relaciones del metamorfismo con la deformación, quedan claramente reflejadas en los estudios petrográficos, en donde aparece una esquistosidad S_1 producida por la 1.ª Fase de deformación hercínica y que se corresponde con las observaciones de visu descritas en el apartado 2.3.2.

ANÁLISIS QUÍMICOS

| ELEMENTOS MAYORES | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | I | I | I | I | I | II | I |
| Muestra n.º | 9804 | 9806 | 9810 | 9812 | 9813 | 9827 | 9834 |
| SiO ₂ | 74,90 | 74,51 | 73,91 | 72,91 | 72,54 | 74,83 | 73,30 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,09 | 0,16 | 0,04 | 0,30 | 0,03 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 14,16 | 14,66 | 14,54 | 15,36 | 14,66 | 14,88 | 15,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,35 | 0,40 | 0,34 | 0,59 | 0,81 | 0,50 | 0,30 |
| FeO | 0,52 | 0,80 | 0,99 | 0,80 | 1,20 | 0,21 | 0,89 |
| MgO | 0,07 | 0,11 | 0,13 | 0,15 | 0,35 | 0,02 | 0,23 |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| CaO | 0,52 | 0,43 | 0,59 | 0,56 | 0,42 | 0,21 | 0,63 |
| Na ₂ O | 3,46 | 3,47 | 3,32 | 3,65 | 2,33 | 4,19 | 2,88 |
| K ₂ | 4,52 | 4,15 | 4,43 | 4,41 | 5,47 | 3,82 | 5,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,13 | 0,18 | 0,09 | 0,20 | 0,08 | 0,17 |
| H ₂ O | 1,00 | 0,95 | 1,10 | 1,21 | 1,33 | 1,00 | 1,00 |
| TOTAL | 99,62 | 99,78 | 99,76 | 99,80 | 99,61 | 99,74 | 99,97 |

ELEMENTOS TRAZA

| | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Li | 216 | 334 | 356 | 332 | 262 | 62 | 170 |
| Rb | 404 | 500 | 474 | 478 | 409 | 468 | 421 |
| Sr | 19 | 29 | 29 | 36 | 62 | 22 | 91 |
| Ba | 72 | 70 | 110 | 110 | 268 | 115 | 229 |

- I. Granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (6).
 II. Diques aplíticos (4).

Figura 4.

La blastesis mineral de los blastos metamórficos con respecto a esta esquistosidad S_1 es muy clara ya que los filosilicatos están orientados paralelamente a la laminación y también aparecen en esa dirección, pequeñas superficies de disolución previa.

Con posterioridad, estos filosilicatos han sufrido crenulaciones por efecto de las deformaciones tardías a que se ve sometida toda la región.

4.2.2. **Metamorfismo de contacto**

La superposición del metamorfismo de contacto producido por las rocas ígneas sobre los materiales con metamorfismo regional, queda patente por la presencia de cordierita que aparece escasamente alterada a pinnita.

Las asociaciones de minerales varían entre metamorfismo de bajo grado a medio.

Las rocas graníticas están emplazadas a niveles bastante altos de la corteza, como atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso que llega a dar nódulos no muy definidos de cordierita en extensión pequeña, incluso en «roof pendant».

Es con posterioridad a la intrusión granítica cuando se producen los movimientos tardíos que van a dar lugar a crenulaciones de los filosilicatos.

Los metablastos formados en la etapa de metamorfismo de contacto engloban de una forma muy clara a la esquistosidad regional y a los minerales de dicho metamorfismo. No cabe duda por ello, que el metamorfismo de contacto es post-cinemático con respecto a la etapa principal de deformación hercínica.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza sílicea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva VEGAS et al. (1977). Esta serie correspondía al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo, caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas, que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales que evolucionan a ambientes de plataforma marina somera, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles conglomeráticos y cuarcíticos intercalados en toda la serie.

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico inf-med., no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N en el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, al SE en el Sinclinal de Guadarranque y al S en las proximidades de Alburquerque.

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc inferior.

Tal como se observa en el apartado de estratigrafía, no existen en la Hoja, restos de la serie paleozoica, pero su representación en las

límites abarcan términos comprendidos entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero inf. ambos incluidos (MARTIN HERRERO, D. et al 1978 y BASCONES ALVIRA, L. et al. 1978-1984). La sedimentación de los distintos materiales que constituyen el paleozoico viene representado, en general, por tramos cuarcíticos, cuarcíticos y pizarrosos y pizarrosos que nos indican las variaciones sufridas por la cuenca a lo largo del tiempo.

Todos estos materiales paleozoicos, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas producen micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, tiene lugar un metamorfismo regional de diversa intensidad.

Al menos sincrónico con los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores de la Fase 1, se produce la intrusión de masas graníticas que origina un metamorfismo de contacto que afecta en este caso a los materiales anteordovícicos.

Seguidamente tienen lugar las fracturas de desgarre senestras que doblan o fracturan a todo el conjunto y a continuación se inician las deformaciones tectónicas que originan diversos sistemas de fracturas tardí y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E al que pertenecen las fallas de Castello Branco y Alentejo-Plasencia, las cuales presentan desplazamientos senestros claramente visibles en las hojas por las que discurren.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de diversas cuencas terciarias del área, que en general presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales; los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos: El Complejo Esquistos Grauváquico, el conjunto Paleozoico y los plutones graníticos.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, van a configurar en el Cuaternario, la actual morfología de la Hoja.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

Son varios los puntos donde se han localizado explotaciones mineras que en la actualidad, todas ellas, aparecen abandonadas, y situadas al N de Valverde del Fresno.

Todas las labores existentes son antiguas, de escasa entidad y son el resultado de pequeñas explotaciones en rapiña de carácter familiar y llevadas a cabo al kileo.

Las zanjas de explotación van siguiendo las direcciones de los filones y no superan los 5 m de profundidad.

Los indicios se presentan según dos direcciones de filones N 160-170° E y N 30-60° E en diques graníticos de grano fino, tardíos con relación a la implantación de las facies graníticas.

La mineralización esta constituida principalmente por minerales de Sr, W, Mo y Bi.

Las rocas encajantes son las facies de grauvacas y pizarras del C.E.G. afectadas por el metamorfismo de contacto producido por los granitos de la Unidad de Jalama, pertenecientes a su vez a la Sierra de Gata, siendo su proceso genético de carácter cata-neumatolítico.

6.2. CANTERAS

Dentro del ámbito de la Hoja no existen en la actualidad explotaciones para su utilización como rocas industriales.

En general como áridos pueden emplearse los materiales graníticos, no obstante siempre será necesario una previa selección debido a la alteración existente que en algunos casos puede obligar a abrir frentes bastante amplios que incidirá en gran manera en la rentabilidad.

Por otro lado, también existen explotaciones aisladas y temporales en los materiales del C.E.G. con fin de uso rústico y/o para áridos sobre todo en la zona afectada por metamorfismo de contacto donde muy esporádicamente se forman «corneanas».

6.3. HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, al que confluyen los numerosos arroyos existentes en este área.

En general los arroyos discurren fuertemente encajados, y siguiendo líneas estructurales tanto en los materiales graníticos como en los el Complejo Esquisto Grauváquico.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir una serie de materiales de diferentes comportamientos.

- a) Sedimentos precámbricos del C.E.G. Tienen permeabilidad muy baja o nula tanto por porosidad como por fracturación ya que, aunque ésta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

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

- b) Sedimentos cuaternarios. Entre estos son de destacar los depósitos de terrazas relacionadas con los arroyos antes mencionados, donde, sobre todo en los niveles más bajos, existen captaciones con caudales bajos-medios.
- c) Materiales graníticos. En estos materiales sería posible, en principio, alumbrar caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas comunidades, siempre que la investigación se oriente hacia las zonas de fuerte disgregación, por meteorización, y de intensa fracturación, o bien, en las zonas de contacto con los depósitos del Complejo Esquisto Grauváquico donde existen pequeñas fuentes con caudal casi continuo.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973): «Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Studia Geológica* IV, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama». (Espagne Centrale) *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2.630-2.633.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph Y RIBEIRO, A. (1973): «Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*. V. 241 15. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978): «Mapa geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 674-675 (7-27/8-27) Sever-Santiago de Alcántara. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1984): «Mapa geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 622 (11-25) Torrejoncillo. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 676 (9-27) Membrio. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D y CORREGTE CASTAÑON, L. G. (1981): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 678 (11-27) Casar de Cáceres. *I.G.M.E.*

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 620 (9-25) Zarza la Mayor. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 621 (10-25) Coria. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1984): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 597 (11-24) Montehermoso. *I.G.M.E.*
- BEA, F. (1975): «Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- BEA, F. (1976): «Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geológica* XI pp. 25-73. Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981): «Complexo xisto-grauvaquico do Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigráfico.» VII Reunión Gest. O. Peninsular. Madrid. *Cuadernos de geol. Ibérica*. 7, pp. 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982): «Litostratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico"». Grupo do Douro (Nordeste de Portugal. Tesis doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962): «*Sedimentology of zona flysch deposits*». Elsevier. Amsterdam. 168 pp.
- BOUXY, E. (1962): «La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66 (pp. 197-200).
- BOUXY, E. (1964): «Extensión de los terrenos anteordovicienses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76 (pp. 249-254).
- BOUXY, E. (1970): «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPDEVILA, E.; CORRETGE, L. G. Y FLOOR, P. (1973): «Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France* (7 ser), 15. (3-4), 209-228.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): «Obser-

- vaciones 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. (1971): «Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)». Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L. G. (1983): «Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico». Libro jubilar J. M. Ríos. Geología de España. T-1 569-592. *I.G.M.E.*
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª serie. Hoja núm. 648 (9-26) Alcántara. *I.G.M.E.*
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D. y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984): «Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquisto Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (Provincia de Cáceres)». I Congreso Español de Geología. T. II pp. 97-108.
- CORRETGE, L. G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1981): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 649 (10-26). Garrovillas. *I.G.M.E.*
- CORRETGE CASTAÑÓN, L. G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1981): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 677 (10-27). Brozas. *I.G.M.E.*
- CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974): «Two constrasting granite types». *Pacific Geology* 8, 173-174.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUCE, P.; MARCHAL, M. (1980): «A classification of volcanic and plutonic rocks ussing R_1R_w Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature».
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980). «Plutonism of central western Spain. A preliminary note.» *Estudios Geológicos* 36, 339-349.

- DIEZ BALDA, M.^a A. (1982): «El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. *Universidad de Salamanca*.
- FLEUTY, M. J. (1964): «The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.* 75, 461-492.
- EGOZCUE, D. J. y MALLADA, D. L. (1976): «Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres. *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): «Sesión de travail consacrée a la subdivisión des roches granitiques hercyniennes dans le nond-ouest-penninsulair». *Bol. Geol. Min.* TLXXXI-II-III, p. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): «El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y com. Inst. 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 Com. Instit. Geol. y Min. de España*. núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): «La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*. T. V. 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. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 1.^a Serie. Hoja núm. 573 (Gata). *I.G.M.E.*
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y CARNICERO, A. (1973): «El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica* 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, P (1975): «Las formaciones infraordovícicas y el borde de las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.* V. XXXI. pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G y BEA, F. (1974): «El dique de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta geológica Hispana*. Tomo III, núm. 3, pp. 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1985): «Mapa Geológico de España». E. 1/50.000 2.^a Serie, Hoja núm. 573 (10-23). Gata. *I.G.M.E.*

- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y UGIDOS MEANA, J. M. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeiros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa, 1977.
- GONCALVES, C. Y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971): «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo II. Sección 4. Investigación Mineral, p. 4-23.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971): «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.* vol. XXVII,, pp. 177-78.
- HAMMANN, W. Y HENRY, J. L. (1978): «Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Ibérique». *Schkenbergiera lethaea*, 59 (4-6) pp. 4.101-429. Frankfurt amn Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933): «Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Ints. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1934): «Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.* núm. 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939): «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias año IV*, núm. 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): «Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura». *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958): «Datos Geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España. II Trimestre*, núm. 50 (pp. 329-344).
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A. y VILAS, L. (1977): «Ensayo de

Correlación entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Est. Geol.* 33; 327-342.

- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971): «Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala: 1:200.000». *Geológica Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I. Sección I (Geología).
- I.G.M.E. (1970): «Mapa Geológico E. 1/200.000». Núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E. (1971): «Mapa Geológico E. 1/200.000». Núm. 51. Cáceres.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España». E. 1/200.000. Núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España». E. 1/200.000. Núm. 51. Cáceres.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». E. 1/1.000.000. *Servicio Publicaciones I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974): «Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geológica Astúrica*. Año XVIII. Oviedo, núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957): «Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Hereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)». *Munster*, 1977.
- LAVES, F. y SOLDATOS, K. (1963): «Cie Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genestische Dentung». 2. *Krist*; 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): «El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero*. 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 geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA, L. (1978): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*

- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. (1982): «Estudio Geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral». *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1982): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1984): «Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso español de geología*. T III pp. 75-90.
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1984): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 703 (10-28). Arroyo de la Luz. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 650 (11-26). Cañaveral. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1984): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 597 (10-24). Cilleros. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y UGIDOS MEANA, J. M. (1983): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia. *I.G.M.E.*
- MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1975): «Forme et orientation de l'elipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain. *C.R. Acord, Sc. Paris. t. 280.* 20 Junio 1975).
- MEHNERT, K. R. (1968): «Migmatites and the origin of granitic rocks». *Elsevier*. Amsterdam, 393 p.
- MIALL, A. D. (1977): «Fluvial Sedimentology». *Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canadá.*
- 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 SERRANO, F. (1975): «Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds». Distribución de facies de 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 SERRANO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». Tesis Doctoral. *Universidad Complutense de Madrid*.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F (1972): «Le torbiditi dell'Apenino settentrionale; introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. Nilsen: «Turbidities of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. A.G.I. Reprint Series 3, 1978.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F (1975): «Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations. IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING. SOEN (1970): «Granite instrusión Folding and Metamorphism in Central northern Portugal». *Bol. Geol y Minero. España*. T. 81 núm. 2.
- ORDIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, y FERNANDEZ, P. (1980). «Mapa Geológico de España. 1:50.000». 2.ª Serie. Hoja 577 (Bohoyo). *I.G.M.E.*
- ORDIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, y FERNANDEZ, P. (1980). «Mapa Geológico de España. 1:50.000». 2.ª Serie. Hoja 578 (Arenas de San Pedro). *I.G.M.E.*
- PARGA, J. R. (1969): «Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Laga*. núm. 37. pp. 1-15.
- PARGA, J. R. (1971): «Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab.*

- Geol. de Lage núm. 40. *Bol. Geol. y Min.* t. 82, fasc. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1971): «El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario del primer centenario. Tomo I (1891-1971).
- PEREZ REGODON, J. y SOS BAYNAT, V (1963): «Mapa geológico de España. E. 1/50.000. Hoja núm. 650. Cañaverál. I.G.M.E.
- PEREZ GONZALEZ, A.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D. y CARBALLEIRA, J. (1984): «El terciario continental de Extremadura». Libro jubilar J. M. Ríos. *Geología de España. I.G.M.E.* en prensa.
- QUESADA GARCIA, A. (1960): «Falla de desgarre en el SW de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.* 58, 163-182.
- REGENCIO, C. A. y PORTUGAL, M. (1981): «O Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto). Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): «Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain-Geol». *Mijnbow* 57, 559-576.
- RICCI LUCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. G. y COLAGONGO, M. L. (1981): «Pliocene fan deltas of the Intra-Apennic Basin, Bologna». *2nd IAS reg. meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982): «Contribución al conocimiento del C.E.G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1985): «El complejo esquistos grauváquico en el área de las Hurdes-Sierra de Gata (Prov. de Salamanca-Cáceres. España)». *Cuad. Geol. Ibérica* 9.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D.; GARCIA FIGUEROLA, L. C. y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1985): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 574 (11-23). Casar de Palomero. I.G.M.E.
- RUPKE, N. A. (1978): «Deep clastic seas in: Sedimentary environments and facies, 372-415». Ed. H. G. Reading *Black well Scient. Publ.*
- SAN JOSE LANCHA, M. A. de (1980): «Estudio estratigráfico de los

- materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (Prov. de Badajoz y Ciudad Real)». *Fundación Juan March*.
- SAN JOSE LANCHAS, M. A. de (1983): «El complejo sedimentario pelítico gruváquico. En: Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico». Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España* Tomo I., 91-100. I.G.M.E.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979): «El Corredor de Béjar». *C.S.I.C. Inst. Geol Apli.*
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): «Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedrs do Sul-Sá tao region (Northern Portugal)». *Con Serv. Geol. Portugal*, 37.
- SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDEURMEN, E. A. T. H. and VERSCHURE, R. H. (1978): «Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean». *J. of Geology*, 86, 229-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950): «Bassamento paleozoico y corbetera en la parte occidental de la España Central.» (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*. t.v. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957): «Stratigraphie und Tektonik des nordlichen Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien). *Munster*. Junio 1977.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. & THIVIZAT, R. (1981): «Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972): «Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Messejana)». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*. 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955): «Notas sobre a geologia de Portugal: O complexo Xisto-Gruvácico Ante-Ordovícico. *Porto Editora*. Lisboa. 50 p.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le précambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol. France*. Fasc. 5-6. 228-230. París.
- TEIXEIRA, C. y TORQUATO, J. R. (1975): «Nouvelles données sur

- l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.ª Serie. Hoja núm. 704 (11-28). Cáceres. *I.G.M.E.*
- TORRE DE ASUNÇÃO, C. (1969): «Sur la petrographie du Compexe des schistes et grauvacoos ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)», *Tomo III das comunicações dos Serçoes Geológicos de Portugal.*
- UGIDOS, J. M.ª (1973): «Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia». Tesis. *Univ. Salamanca.*
- UGIDOS, J. M.ª (1974 a): «Características del metamorfismo en el área Badajoz Plasencia». *Bol. Geol. Min.* 85, 6 73-81.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 b): «Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina. *Studia Geológica*. 8, 27-46.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 c): «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia geológica*. 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M.ª (1975 d): «Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes. *Bol. Geol. Min.* 85, 66-74.
- UGIDOS, J. M.ª (1976): «Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». *Separata Studia Geológica*, 10 pp. 31-43. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M.ª (1980-81): «Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. 22, 129-133.
- UGIDOS, J. M.ª (1981 a): «Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos. *Cuadernos Lab. Xeol. de Laxe*. 2, 117-122.
- UGIDOS, J. M.ª y BEA, F. (1976): «Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "youngen" centros peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, 10. 45-59.
- UGIDOS, J. M.ª y BEA, F. (1979): «Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Studia Geológica*, 14, 35-77.

- UGIDOS, J. M.^a y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973): «El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geológica*, 6, 65-71.
- UGIDOS, J. M.^a; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1983): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2. Serie. Hoja núm. 598 (12-24). Plasencia. I.G.M.E.
- UGIDOS, J. M.^a; RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1985): «Mapa Geológico de España. E. 1/50.000». 2.^a Serie. Hoja núm. 575 (12-23). Hervás. I.G.M.E.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959): «Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not y Com. Inst. Geol. y Minero*. 46, p. 103.
- VEGAS, R. (1971): «Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuña y en las Sierras de Cáceres y N. de Bádajoz». *Est. Geo.* 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 y Minero de España*. T. 82 p. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero de España*. Tomo 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J. M. y MORENO, F. (1977): «Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series "prearenig" de España Central. *Studia Geológica*. XII, p. 207-215.