



IGME

575

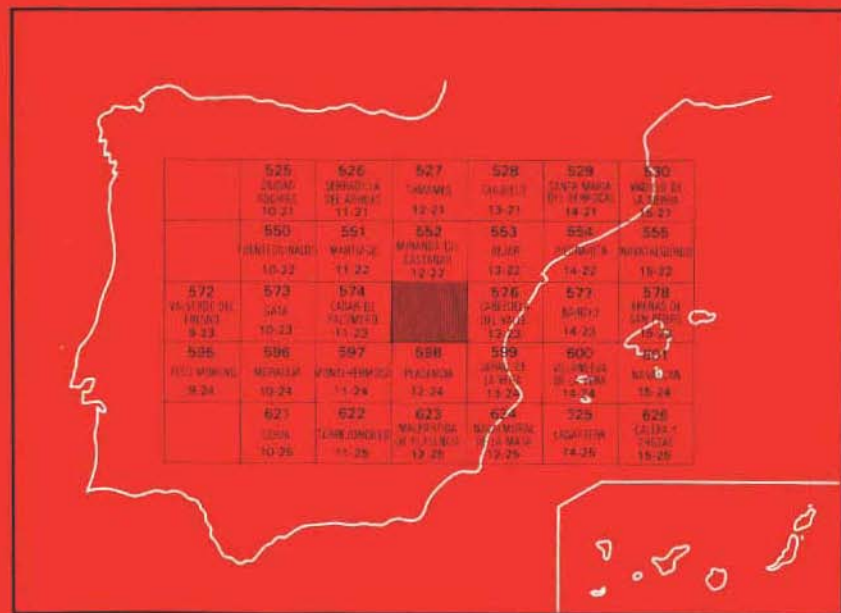
12-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HERVÁS

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E 1:50.000

HERVÁS

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-40.584-1988

NIPO: 232-88-005-7

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

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- UGIDOS MEANA, J. M.^a
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.
- MARTIN HERRERO, D.
- BASCONES ALVIRA, L.

Colaboraciones:

- Geología estructural: DIEZ BALDA, M.^a A. y GONZALEZ LO-DEIRO, F. de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Salamanca y Granada, respectivamente.
- Sedimentología del Terciario: CARBALLEIRA CUETO, J. del Depto. de Estratigrafía de las U. de Salamanca.
- Sedimentología del C.E.G.: RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: GOY GOY, J. L. y ZAZO, C. del Depto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrográficas: RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., y UGIDOS MEANA, J. M.^a, del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.

- A. Químicos: BEA, F. del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Micropaleontología: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. del Depto. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.
- Granulometrías, minerales pesados y ligeros: RINCON, R. del Depto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.
- Rayos X: BRELL, J. M. del Depto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.

Dirección y Supervisión del I.G.M.E.

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.º

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 Hervas (n.º 12-23) se encuentra situada al norte de la provincia de Cáceres, e incluye por el ángulo NE una pequeña zona perteneciente ya a la provincia de Salamanca.

Su rasgo geográfico más significativo corresponder al contraste existente entre su mitad nororiental, con grandes relieves y su mitad occidental, ocupada por un replano bastante uniforme, en donde se encuentra ubicado (ZONA O) el embalse de Gabriel y Galán.

Las características geológicas se encuadran dentro del Macizo Hespérico, y más concretamente en la parte meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT et al. 1974).

Desde el punto de vista estratigráfico, un 40 % aproximado de la superficie total son sedimentos precámbricos, la misma proporción son rocas graníticas del área de Béjar-Plasencia y un 20 % final lo constituyen diferentes materiales del terciario y cuaternario.

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 llevan asociada una esquistosidad de flujo S_1 muy marcada. Con posterioridad se producen movimientos tardíos que originan pequeños repliegues con esquistosidad de crenulación observados 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 fuera del ámbito de la presente Hoja en pequeños pliegues 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 viene reflejada por un contraste de relieves producido por una parte, por los Montes de Tras La Sierra, al E., y la Sierra de la Lagunilla en la banda N y por otra el replano de la Hoja, que corresponde con la superficie morfológica actual de la región. Los valles son encajados en sus zonas altas y los arroyos muy abundantes, discurren hacia el S. para verter sus aguas al río Alagon y a sus distintos afluentes.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE (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, L. (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 ASUCAO, C. (1969) y OEN-ING SOEN (1970).

1. ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja se caracteriza por la presencia de rocas graníticas pertenecientes al área granítica Béjar-Plasencia que ocupan aproximadamente el 40 % de la superficie y del que se han separado diversas facies.

Respecto a los materiales sedimentarios sólo existen depósitos anteordovícicos del Complejo Esquisto Grauváquico y sedimentos neógenos estos últimos ubicados según un marcado control estructural.

Finalmente, entro de los depósitos cuaternarios cabe destacar los derrubios adosados a las sierras graníticas y las diferentes terrazas relacionadas con el río Alagón.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas y pizarras (C.E.G.) (6)

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 regionalmente dos conjuntos o unidades litológicas diferentes y superpuestas que se han denominado Unidad Inferior y Superior respectivamente, RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. (1982).

La Unidad Inferior abarca la mayor extensión del área cartografiada y se caracteriza por presentar en esta Hoja, un predominio pelítico en el que se intercalan paquetes arenosos de potencia diversa, junto con niveles conglomeráticos y caóticos.

La Unidad Superior aflora predominantemente en el borde E cercano al granito y sus materiales han constituido hasta el momento los únicos niveles guía a escala cartográfica en el C.E.G. Su límite inferior es generalmente gradual sobre la Unidad Inferior y se sitúa en la base del primer nivel cartografiable de pizarras negras. Dicha Unidad Superior es esencialmente pelítica y se caracteriza en esta Hoja por presentar un tramo de pizarras negras carbonosas sobre el que se sitúa otro compuesto por una alternancia pelítico-arenosa de colores más claros.

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 1).

1. 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 la 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.

FACIES	TIPO DE ROCA - TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/PELITA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	SECUENCIA DE BOUMA	MECANISMO DEPOSICIONAL	EQUIVALENCIA
I	a CONGLOMERADOS GRANO - SOPORTADOS	CENTIMETRICA A METRICA	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				SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE		
	c CONGLOMERADOS MATRIZ - SOPORTADOS				SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	DEBRIS FLOW, MUD FLOW	A ₂
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 TAMAÑO GRAVA O ARENA MAS GRUESA	15 - 150 cm	LENTICULAR	>>1		NO ES APLICABLE T. DUNA/A	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS	2 - 4 cm	LENTICULAR	>1		NO ES APLICABLE T. DUNA/A	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>1		Ta/c/a 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 Ta - a Ta - e	FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANCIACION	D ₁
VIII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE			<1				D ₂
IX	PELITA CON ALBO DE LIMO	MILIMETRICA A CENTIMETRICA		0		Ta	FLUJO TURBULENTO MUY OLVIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 << 1		NO ES APLICABLE	MUD FLOW	A ₃ ?
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, MODULOS 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

TECNO ONDULADO

GEOMETRIA CANALIZADA

GRANOSELECCION +, -

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION PARALELA

LAMINACION SUBPARALELA

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A BAJA ESCALA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARGA

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)

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 la 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 la 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 contactos 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 granoselección 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), tratándose 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 contacto 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 verdo-

so, 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 presentan las siguientes particularidades:

A. En la Unidad Inferior se reconoce 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 tiene un contenido relativamente alto en material carbonoso y fosfatado.

B. Sobre los términos descritos de la Unidad Inferior se sitúa un nivel de potencia decamétrica constituido predominantemente por facies pelíticas negras carbonosas que corresponden a la Unidad Superior. Este nivel tiene escasa representación cartográfica y aflora en varias bandas situadas entre materiales de la Unidad Inferior en el borde más oriental, cercano ya a la intrusión granítica, en un área fuertemente tectonizada.

Las facies de pizarras negras presentan en su parte superior un tramo de pizarras y areniscas de tonos más claros. En ambos materiales se observa ocasionalmente pequeños niveles lenticulares o clasitos con un contenido relativamente alto en material carbonoso y fosfatado.

Finalmente cabe resaltar la existencia de rocas volcánicas de carácter ácido y básico asociadas a un nivel de pizarras negras.

Petrografía

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

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 principalmente del de deformación desde los alrededores del embalse de Gabriel y Galán hacia el Este y Sur, donde los materiales tienen texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas y granoblásticas, en ocasiones maculosas); en dicha área, la recrystalización y la deformación ha sido más intensa, observándose en una amplia zona la presencia de una fuerte esquistosidad S_2 que traspone a la S_1 y una crenulación posterior. En cambio, hacia el O y N del embalse, las rocas presentan una textura blastopelítica, blastosamítica y blastosefítica, pudiendo reconocerse la textura clástica original a pesar de la recrystalización 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 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 relativamente grandes, orientados perpendicularmente a la esquistosidad y una débil crenulación. Como minerales accesorios se encuentran feldespatos, 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.

Metagrauvacas y cuarcitas. En este grupo se incluyen rocas clasificadas como metagrauvacas 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

las que se reconoce la textura clástica original, recrystalizada y tectonizada. El esqueleto está constituido mayoritariamente por cuarzo (monocristalino, policristalino), con feldespatos 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 grauvacas 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, turmalita, 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 carbonoso (determinación de Rayos X y análisis químico) (RODRIGUEZ ALONSO, 1982).

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

1. *Metaconglomerados polimícticos*

— Se trata de conglomerados matriz-soportados, con textura blastosefítica, 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 (anfíbólica). En el material intersticial se distinguen dos fracciones granulométricas: la fracción gruesa, compuestos principalmente por cuarzo, feldespatos, 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 recrystalización 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.

2. *Metaconglomerados brechoides*

— Son rocas con textura blastosefítica constituida 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 pro-

cederían 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 recrystalización de todo el conjunto, orientando la masa principal de filosilicatos y desarrollando una blastesis de biotita y clorita. Ocasionalmente se observa una crenulación posterior.

Metavulcanitas. Asociados a las pizarras negras se encuentran ocasionalmente niveles de metavulcanitas ácidas y básicas. Las primeras están constituidas por una masa microcristalina de color negro que al microscopio presenta una mesotaxis micro a criptocristalina, bandeada y fluidal, algo brechificada y fragmentada plásticamente, constituida mayoritariamente por cuarzo y opacos; en dicha mesotaxis se encuentran aislados escasos cristales algo mayores de feldespato o un agregado de cuarzo, feldespato, clorita y opacos.

Las metavulcanitas básicas se intercalan entre las anteriores constituyendo también masas microcristalinas de color negro y con disyunción en bolas; al microscopio están formadas por una masa isotropa de color marrón-beige, con abundantes opacos, en la que se han formado algunos minerales secundarios (clorita y biotita a veces con textura fibrosa y escaso cuarzo).

Correlación con otras áreas

A nivel regional los metasedimentos del C.E.G. aquí presentados pueden correlacionarse con la Formación Monterrubio (La Unidad Inferior) 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, aflorante ya 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 los Montes de Toledo, HERRANZ, P. et al. (1977); SAN JOSE LANCHA, M. A. (1980, 1983).

Finalmente, en relación con los materiales del C.E.G. existentes 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

El estudio de varias muestras palinológicas ha permitido clasificar:

- Formas solitarias de pared lisa que son similares a las FORMAS A (MANSUY, 1983) que son sinónimas a *Palaecryptidium cayeuxi* (DEFLANDRE, 1955), con una amplia distribución en el brioveriense francés Rifeense sup.—Vendiense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS E (MANSUY, 1983) con una edad similar a las anteriores y que se podrían considerar como una asociación de las anteriores formas pudiendo incluso ser hasta la misma especie. También se pueden asimilar a *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV de amplia distribución (Precámbrico-Paleozóico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV como *Symplassosphaeridium*, de edad Rifeense-Cámbrico, sin embargo, como ya hemos adelantado por sus características, parece más prudente incluirlas en el TIPO D.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Algunos de estos ejemplares los hemos asimilado a *Eomichrystidium* sp., aunque también podrían de-

ber su forma al crecimiento de cristales dentro de la vesícula (hecho comentado en microfósiles orgánicos), lo cual nos induce a manejar con cautela este grupo.

Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación ONGSFJOOR, en la Península del Varanger, que es una formación flyschturbidítica (VIDAL Y SIEDLECKA, 1983) con una edad Rifeense superior.

- *Bavlinella faveolata* (SHEPELEVA, 1982) VIDAL 1976 con cápsulas inferiores e igual o mayores de $1\ \mu$. La abundancia de esta especie ha sido utilizada como indicativa de edad VENDICA, en gran parte del mundo, sin embargo, pasa al Cámbrico Inferior por lo que su valor Bioestratigráfico hay que tomarlo con precaución. En España se ha observado una gran abundancia de esta especie.
- *Leiosphapsidia* sp. Es una especie que comienza a abundar en el Cámbrico si bien hay representantes de esta especie desde el Rifeense Superior.
- *Octoedrysum* sp.? Este género es específico del Vendico inferior, sin embargo los ejemplares que aparecen aquí no son lo suficientemente claros como para poderlos diagnosticar con precisión.

Por todo ello asignamos a estos materiales del Complejo Esquisto Grauvaquico una edad Rifeense, superior-Vendiense.

1.2. ROCAS PLUTONICAS

1.2.1. Granitos de grano fino-medio con enclaves y restos metamórficos (3)

El área diferenciada cartográficamente con esta denominación se caracteriza por un amplio rango de tipos graníticos que en muchas ocasiones muestran variaciones de escala métrica, así como por una abundante cantidad de restos metamórficos intercalados.

Los granitos predominantes son de dos micas de grano fino-medio, ricos en sillimanita, si bien hay una gama de variación en los porcentajes de contenido en biotita hasta términos exclusivamente moscovíticos o con biotita como mineral accesorio.

Los primeros son similares a los granitos de dos micas que constituyen la masa general. Los granitos moscovíticos, de aspecto leucocrático, se diferencian por su bajo o nulo contenido en biotita, en general cloritizada, por su textura alotriomórfica, porque las plagioclasas son más ácidas que las que presenta la facies general de dos micas y también por tener sillimanita.

Un tercer grupo de granitos esta representado, por aquéllos que están estrechamente interrelacionados con rocas de tipo migmatítico. En estos casos el granito tiene aspecto nebulítico y un índice de color más alto que los anteriores. Mineralógicamente es similar a los granitos de dos micas con sillimanita, pero presentan una mayor abundancia de biotita y son frecuentes los prismas de cordierita pinnitizada, de tamaños variables. Es de destacar, además, un variable carácter porfídico. En conjunto muestran una gran heterogeneidad.

Asociado a todos estos tipos graníticos se encuentran abundantes masas de rocas metamórficas en afloramientos de extensiones muy diversas. Mayoritariamente están constituidos por neises y migmatitas que mineralógicamente se componen de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, sillimanita, fibrolita, moscovita secundaria, apatito, circón, opacos y anatasa.

1.2.2. Granitos de dos micas (\pm Sillimanita) de carácter porfídico variable (4)

Al igual que en la Hoja n.º 12-24 Plasencia, UGIDOS, J. M.^a et al. (1983) constituyen un grupo de granitos de notable heterogeneidad en sus características macroscópicas de forma que en la denominación que se les aplica se incluyen diferentes facies que varían de presentar aspecto equigranular de grano medio a facies con abundantes megacristales de feldespato potásico (tamaños de 5-7 cm) que destacan del resto de componentes minerales cuyos tamaños se mantienen en el rango de grano medio.

Entre ambos extremos hay una amplia gama de facies «intermedias» cuyas transiciones graduales a las primeras hacen muy discutible una diferenciación cartográfica, ya que en la mayor parte de los casos cualquier límite que se intente establecer tendría un elevado componente de subjetividad que haría menos riguroso el resultado final que la cartografía conjunta que se propone para los granitos de dos micas. Por otra parte el estudio microscópico pone de manifiesto

que mineralógicamente no hay diferencias entre unas facies y otras o en todo caso ligeras variaciones cuantitativas de los contenidos en biotita y moscovita.

En consecuencia, se señala en la cartografía la presencia de megacrístales feldespáticos en la zona SE de la Hoja debido a que es la única área en la que se presentan con abundancia y en acusado contraste con el entorno próximo. Esta circunstancia haría posible el trazado de un «contacto» con el resto de los granitos de grano medio pero tal «contacto» no se podría continuar en los sectores NE de la Hoja de Plasencia donde el tamaño y la abundancia de los megacrístales disminuye progresivamente hasta el punto de que no tendría sentido establecer una «facies de megacrístales», ni tampoco establecer un límite neto de la misma dado, el carácter gradual de dicho cambio.

A la vista de las semejanzas mineralógicas y los tipos de transiciones entre unas facies y otras se sugiere que el conjunto de granitos de dos micas representa un caso en el que diferentes cuerpos coalescentes, que probablemente tienen su origen en un protolito común, condicionan la citada heterogeneidad. Variables como proximidad al encajante metamórfico, contenidos en agua, condiciones de enfriamiento y consolidación, así como factores dinámicos externos o internos debieron contribuir a la variedad de facies observables.

Hechas las matizaciones precedentes cabe precisar los siguientes aspectos:

1. La facies de megacrístales feldespáticos muestra enclaves relativamente frecuentes de granito similares a los que se encuentran en el conjunto de granitos de grano fino-medio. Tales enclaves son de tamaños muy variables llegando a ser métricos.
2. Si bien, tal como se ha señalado, la mineralogía es común a todas las facies, hay una excepción representada por los granitos de dos micas que se encuentran en el cuadrante suroccidental, que presentan además, cristales de andalucita relativamente frecuentes. Constituyen los únicos afloramientos en los que se ha encontrado este mineral, dato que se indica también en la cartografía. Otra característica es que su tamaño de grano es predominantemente fino-medio si bien puede mostrar también un aspecto porfídico variable.

3. Los granitos de dos micas presentan diversos tipos de enclaves: rocas básicas, tonalitas, anfibolitas, corneanas, neises, migmatitas y esquistos. Los tamaños de estos enclaves varían de centimétricos para todos ellos hasta tamaños métricos en el caso de las rocas metamórficas de protolito pelítico. Se han localizado preferentemente en el cuadrante suroriental de la Hoja, si bien este aspecto no permite establecer conclusiones significativas dado que las condiciones de observación son más favorables que en otras áreas. Por otra parte debe tenerse en cuenta la proximidad de los afloramientos del conjunto de granitos de grano fino-medio, en los que son abundantes los restos metamórficos de tamaños que pueden llegar a ser decamétricos.

Las características petrográficas de estos granitos son las siguientes:

- *Cuarzo*: como mineral esencial se encuentra en forma de cristales irregulares, con extinción ondulante y tamaños variables. Otros tipos de cuarzo con una menor representación cuantitativa son: cuarzo de cristalización temprana incluidos en plagioclasas, cuarzo vermicular en texturas mirmequíticas, cuarzo en texturas gráficas y cuarzo asociado con moscovita a la alteración de feldespato potásico.
- *Plagioclasas*: predominantemente con hábito euhedral-subhedral, con zonado difuso directo desde valores del orden del 25 % de anortita en zonas centrales, al 20 % en zonas marginales, siendo frecuente una corona externa albitica. Como inclusiones presentan apatito, biotita, sillimanita, cuarzo, moscovita, y ocasionalmente cordierita pinnitizada. Aparentemente incluye también feldespato potásico. Muestran un variable grado de alteración a sercita que es más acusado en zonas internas.
- *Biotita*: pueden distinguirse varios tipos de este mineral. La biotita más abundante se presenta en láminas subhedrales-anhedrales, alterada a veces a clorita que con frecuencia tiene asociadas agujas de rutilo en disposición segenítica. Biotita en formas euhedrales-subhedrales incluida en plagioclasas. Biotita asociada a fibrolita-sillimanita de neto carácter restítico.
- *Feldespato potásico*: componente mineral de tamaños muy variables; es frecuente en cristales euhedrales-subhedrales y también en cristales subhedrales-anhedrales especialmente en

los casos que el granito no es porfídico. Incluye a todos los otros minerales y presenta un grado de pectitización variable.

- *Moscovita*: en láminas irregulares, de tamaños variables, asociadas en general a minerales aluminicos de cuya alteración debe proceder en la mayor parte de los casos. No obstante, no debe excluirse un posible origen primario para parte de la moscovita dado que las plagioclasas presentan, a veces, inclusiones de láminas regulares.
- *Sillimanita y fibrolita*: representan, probablemente, los minerales accesorios más abundantes, con un variable grado de alteración a moscovita o prácticamente sin alterar en el caso de que se encuentren incluidos en plagioclasas. Con frecuencia asociados a biotita.
- *Andalucita*: se ha localizado únicamente en los afloramientos del granito de dos micas que se encuentran en el cuadrante suroccidental, donde es un mineral relativamente frecuente bajo la forma de cristales de tamaños variables cuyo hábito oscila de euhedral a totalmente irregular. No presenta inclusiones y muestra alteración de intensidad variable a moscovita.
- *Cordierita*: muy poco frecuente y sin llegar, en ningún caso, a los tamaños que presenta en los granitos biotíticos. Siempre pinnitizada conservándose la forma euhedral-subhedral original. A veces incluida en plagioclasas en formas redondeadas también pinnitizadas.

Otros minerales accesorios son: apatito, circón, anatasa, turmalina, y opacos.

Estos granitos han sido afectados por esfuerzos tectónicos que han desarrollado una banda relativamente ancha de protomilonitas y milonitas de dirección NO-SE. La intensidad de esta deformación es variable de unos puntos a otros y en ocasiones los granitos no muestran más que una textura cataclástica o protomilonítica. Otros afloramientos, por el contrario, están constituidos por ortogneises que muestran la misma mineralogía que los granitos, con la excepción del desarrollo de planos marcados por abundantes productos sericiticos, derivados de la alteración de otros minerales.

Los granitos de dos micas muestran una relativamente amplia variedad de tipos de enclaves, tanto de tipo metamórfico como ígneo, si bien predominan los primeros representados por esquistos, esquis-

tos moteados, corneanas y en algunas áreas gneises y migmatitas. Entre los segundos, de posible origen ígneo, se encuentran enclaves de tipo tonalítico a gabroico.

Enclaves

Los granitos de dos micas tienen dos grupos de enclaves fácilmente diferenciables:

1. Enclaves de rocas metapelíticas

En estos se encuentran esquistos, esquistos moteados, corneanas, gneises y migmatitas. Las características de estas rocas responden a las señaladas en los apartados dedicados al metamorfismo por lo que no se insiste en su descripción. Hay, sin embargo, un caso de corneana que no se ha encontrado entre los tipos de rocas metamórficas encajantes. Se trata de una corneana, en forma de macroenclave, prácticamente isótropa, que muestra una paragénesis de alto grado relevante en relación con el significado de los minerales aluminicos en los granitos.

La textura de esta roca es granoblástica, en parte poligonal, sin que minerales como andalucita y cordierita muestren el aspecto poiquiloblástico típico de corneanas de bajo-medio grado. Desde el punto de vista mineralógico presenta la siguiente composición: cuarzo, feldespato potásico, cordierita, biotita, andalucita, plagioclasas, moscovita, fibrolita, apatito, circón y opacos.

Los aspectos más destacables son: a) El hábito euhedral-subhedral de la mayor parte de los cristales de cordierita que pueden carecer de inclusiones o presentar como tales cuarzo redondeado, biotita y excepcionalmente fibrolita. b) relativa abundancia, también, de andalucita que como el mineral anterior puede presentar, o no, inclusiones. En algún caso tiene hábito subhedral. c) Fibrolita, se presenta en forma de agregados formando un conjunto de forma nodulosa independiente de andalucita por lo que no puede relacionarse con la transformación de este mineral sino que, aparentemente, es previo al mismo.) Moscovita en láminas irregulares de origen secundario.

2. Enclaves de rocas de composición intermedia

Los enclaves de composición básica-intermedia pueden dividirse a su vez en dos grupos:

a) Tonalitas biotíticas y biotítico-anfibolíticas microgranulares.

Son similares a las que se describen en el apartado dedicado a los enclaves en el granito biotítico y se señalan como únicas diferencias mineralógicas respecto a éstas que no se ha encontrado cordierita, en algunos casos tienen hornblenda verde y en todas ellas hay cantidades variables de esfena y epidota-zoisita. El resto de características, incluidos los aspectos texturales, son comparables en ambos grupos de enclaves microgranulares.

b) Cuarzo gabros.

Estos enclaves de cuarzo gabros presentan la siguiente composición mineralógica:

- *Cumingtonita*: predominantemente en cristales aciculares y fibrosos de tamaños variables.
- *Biotita*: láminas anhedrales-subhedrales que pueden incluir anfibol, plagioclasas, opacos, apatito y circón. Raramente alterada a clorita.
- *Plagioclasas*: muestran una gran variación en los tamaños de los cristales que oscilan de subhedrales a euhedrales con zonaciones complejas en el interior de los individuos y un zonado difuso marginal. Los contenidos en anortita son del orden del 60-65 % en zonas centrales, en general irregulares, a 40-45 % en zonas que rodean a las primeras. La separación entre ambas áreas es en general brusca.
- *Cuarzo*: relativamente abundante, se encuentra en formas de cristales irregulares siempre con extinción ondulante.

Los minerales accesorios más comunes son: opacos, circón, apatito y epidota. Con carácter excepcional se ha encontrado espinela. Este mineral está representado por varios cristales próximos entre sí, rodeados por un agregado de micas blancas. Uno de los cristales de espinela está incluido en plagioclasa, que incluye igualmente parte de dichas micas.

Dentro de los enclaves de cuarzogabro se han encontrado tam-

bien microenclaves cuya composición mineral está constituida por cuarzo, plagioclasas, biotita como componentes esenciales, con textura granoblástica, destacando la presencia de agregados de micas blancas de significado incierto en cuanto a su origen. Tales agregados están presentes también entre la mineralogía del cuarzo-gabro que engloba estos microenclaves y especialmente en el entorno de espinela, tal como se ha dicho. Probablemente representen, por tanto, productos de alteración de este mineral o de algún otro mineral aluminico.

Cumingtonita se ha citado en varios casos de rocas gabroicas y asociadas que han sufrido un proceso de contaminación. En el que aquí se considera, es probable que la roca en la que se encuentra este mineral tenga también un origen híbrido dado que presenta microenclaves metamórficos y espinela, aspectos que sugieren una interacción del magma gabroico original con un encajante metamorfizado antes de que los fragmentos de gabro fuesen incorporados al granito. Posible historia compleja, por tanto, la de estos enclaves para los que la denominación de cuarzo-gabro es la menos imprecisa.

1.2.3. **Granito biotítico (\pm cordierita \pm moscovita) porfídico (5)**

Se caracteriza por un aspecto porfídico acusado, si bien en ocasiones la cantidad de megacristales de feldespato potásico disminuye notablemente llegando a ser escasos o a faltar, como ocurre en parte en los afloramientos situados en los sectores suroccidentales de la Hoja. Otro aspecto destacable es la abundancia de prismas de cordierita, pinnitizados, que alcanzan tamaños entre 1-2 cm como valores más representativos.

Son frecuentes los enclaves microgranulares en todo el cuerpo granítico a los que siguen en importancia enclaves de corneanas y esquistos. Todos ellos se mantienen en tamaños que raramente sobrepasan los 30-50 cm. En las proximidades de los granitos de dos micas se encuentran también enclaves de los primeros en el granito biotítico, lo que revela el carácter tardío de éste. Especialmente relevantes son los enclaves de rocas básicas localizados en El Cerro, cuyos tamaños alcanzan dimensiones métricas.

El estudio microscópico del granito biotítico pone de manifiesto una composición monzogranítica, ocasionalmente granodiorítica, de textura hipidiomórfica heterogranular. Los aspectos mineralógicos más destacables son los siguientes:

- *Cuarzo*: en cristales irregulares de tamaños variables, siempre con extinción ondulante. Constituye uno de los componentes esenciales de la roca y su cristalización tardía causa un efecto de corrosión en otros minerales como biotita y plagioclasas. Tipos de cuarzo cuantitativamente menos frecuentes son: a) cuarzo de cristalización temprana, de formas redondeadas, incluido en plagioclasas. b) cuarzo vermicular, en texturas mirmequíticas que se desarrollan generalmente en los contactos entre plagioclasas y feldespato potásico. c) cuarzo reticular asociado a planos cristalográficos de los feldespatos. d) cuarzo en intercrecimientos con moscovita, en algunos casos de alteración de feldespato potásico.
- *Plagioclasas*: con frecuencia formando sineusis de individuos euhedrales-subhedrales, que presentan zonación oscilatoria o difusa directa. Los contenidos en anortita son del orden del 25-28 % en el interior de los individuos de plagioclasa hasta valores correspondientes a oligoclasa ácida o albita en las zonas marginales.

Como inclusiones presenta biotita, a veces en láminas euhedrales, circón, apatito y láminas de moscovita. Son frecuentes también inclusiones de feldespato potásico, si bien no está claro sí, en realidad, se trata de un efecto de corrosión.

- *Biotita*: con la excepción de algunos casos de inclusiones en plagioclasas, en general se encuentra bajo la forma de láminas anhedrales-subhedrales de tamaños variables. En ocasiones y en relación con una deformación relativamente intensa de la roca la biotita se altera totalmente a clorita siendo frecuente, entonces, la presencia asociada de anatasas. En otros casos la alteración a clorita está acompañada de agujas de rutilo dispuesto sagénicamente.
- *Feldespato potásico*: además de presentarse en megacristales euhedrales-subhedrales, este mineral se encuentra también en formas subhedrales-anhedrales a veces de carácter intersticial. En ambos casos son frecuentes las inclusiones de los otros minerales, si bien en el primero es de destacar la disposición orientada de las plagioclasas y biotita (inclusiones de Frasl). En general pertitzado.
- *Moscovita*: localmente abundante hasta el punto de llegar a constituir un componente esencial. Predomina, no obstante, como accesorio cuantitativamente muy variable. Si bien en mu-

chos casos su origen secundario es patente ya que se encuentra asociado a la alteración de cordierita, biotita, feldespato potásico y más raramente de sillimanita, en otros no hay tal evidencia y cabe admitir un posible origen primario, especialmente cuando está incluido en plagioclasas en forma de láminas subhedrales.

- *Cordierita*: no se ha encontrado sin alterar sino bajo la forma de pseudomorfos de clorita y moscovita, prismáticos, cuyos tamaños llegan a 1-2 cm.

Minerales accesorios menos frecuentes son: circón, apatito, turmalina, opacos, xenotima y anatasa asociada a biotita o a minerales opacos. Excepcionalmente se ha encontrado sillimanita y en un único caso granate.

Enclaves

Tal como se ha señalado hay varios tipos de enclaves en el granito biotítico siendo de especial interés los microgranulares y los de rocas básicas, de los que ha sido posible la obtención de muestras para su estudio microscópico.

1. Enclaves microgranulares

Su forma varía de angulosa a redondeada, no muestran estructuras internas, su tamaño de grano es fino y su composición mineralógica de tipo tonalítico. Ocasionalmente presentan cristales de cuarzo de tamaños que pueden llegar a 1 cm, así como de algunas plagioclasas que alcanzan también tamaños varias veces superiores al tamaño medio de grano. A veces estos enclaves microgranulares tienen prismas de cordierita de hasta 1 cm., similares a los que hay en la masa granítica en la que se encuentran.

Todos los enclaves microgranulares que se han podido recoger tienen la misma composición mineralógica, si bien cordierita (pinnita) y moscovita son minerales accidentales.

La textura de estos enclaves es difícil de definir con seguridad. En general, muestran texturas con una cierta afinidad a tipos doleríticos en los que fenómenos de recristalización posterior han modificado en mayor o menor grado las relaciones originales de los minerales hasta el punto de que en algún caso el aspecto es más próximo a texturas

metamórficas que a texturas de tipo ígneo. Se señala que la presencia de cordierita no coincide con texturas de tipo metamórfico y que la textura de estos enclaves no guarda relación con las texturas de rocas de metamorfismo de alto grado, con cordierita prismática no poiquiloblástica, de áreas próximas.

A falta de datos procedentes de un estudio sistemático y completo de los enclaves en extensiones graníticas más amplias que las aquí consideradas, se apunta la posibilidad de que estos enclaves microgranulares tengan origen ígneo y hayan recrystalizado parcialmente bajo condiciones metamórficas posteriores, modificándose en parte la textura original que debió de ser de tipo dolerítico. En apoyo de este planteamiento se señala que se han encontrado enclaves similares, aunque con anfíboles, en los que la textura es claramente de tipo dolerítico. Por otra parte en ambos casos los enclaves presentan abundantes cristales aciculares de apatito.

Si realmente son de origen ígneo, debieron originarse como bordes enfriados de una intrusión que posteriormente los engloba o bien representan fragmentos de cuerpos independientes de la masa granítica en la que se encuentran en la actualidad, a la cual precedieron en su intrusión, ya que la presencia de cordierita indica una interacción con un encajante metamórfico. Debe señalarse también en favor de esta hipótesis que se han descrito casos de intrusiones de rocas de tipo cuarzo-diorítico, con anfíboles o no, que presentan prismas de cordierita similares a los que se encuentran en las rocas encajantes en el contacto inmediato, CASTRO (1984). Si estas cuarzodioritas fueran posteriormente asimiladas y disgregadas en fragmentos por granitos más tardíos la situación sería de todo punto comparable con la interpretación que aquí se expone.

La composición mineralógica de los enclaves microgranulares es la siguiente:

— *Biotita*: en general en láminas subhedrales-anhedrales, raramente alteradas a clorita, que incluyen circón y más raramente apatito.

— *Plagioclasas*: en cristales subhedrales de tamaño homogéneo excepto algunos cristales de dimensiones de varios milímetros que confieren a la roca un aspecto microporfídico. En algunos casos presentan inclusiones de láminas de moscovita. El contenido en anortita oscila del 28 al 35 % y en ocasiones hay una corona externa de oligoclasas ácida.

— *Cuarzo*: al igual que en el caso de las plagioclasas se presenta en dos tamaños diferentes. Inferior a 1 mm, muy irregulares y con distribución intersticial entre biotita y plagioclasas y en tamaños que llegan a 1 cm, redondeados, que en algún caso tienen inclusiones de biotita y moscovita. En el primer tipo de cuarzo son abundantes las inclusiones de apatito mientras que en el segundo no se aprecian o solamente en zonas marginales.

Minerales accesorios más importantes son: cordierita, siempre alterada a clorita y moscovita: en láminas aisladas y siempre en las mismas muestras que tienen cordierita; apatito, circón y opacos. Más raramente feldespato potásico en cristales muy irregulares.

2. *Enclaves de rocas básicas*

En las proximidades de El Cerro y en esta localidad se han encontrado varios afloramientos de rocas básicas que aparentemente representan enclaves en el granito biotítico. Estas rocas tienen una tonalidad oscura, tamaño de grano fino y disyunción bolar típica. En el caso del afloramiento más próximo a El Cerro la roca encajante muestra tonalidades rosa en el contacto inmediato con la roca básica, si bien no de un modo continuo ni completo.

Estos afloramientos están constituidos por dos tipos principales de rocas, cuyas texturas son de afinidad dolerítica:

a) Gabros de tipo norítico.

Corresponde al afloramiento más occidental, con las siguientes características petrográficas:

— *Hiperstena*: en cristales subhedrales-anhedrales con ligero pleocroismo de tono rosado. Se encuentra alterada con intensidad variable a anfíboles uralíticos que se disponen con frecuencia formando una corona alrededor del piroxeno. Incluye minerales opacos y plagioclasas.

— *Anfíboles*: se encuentran varios tipos de anfíboles:

- Hornblenda marrón, generalmente bajo la forma de cristales irregulares que en sus bordes muestran con frecuencia transición gradual a hornblenda verde.
- Anfíboles actinolíticos asociados a la transformación del piroxeno.

La hornblenda incluye hiperstena, oligoclasas, opacos y cristales esqueléticos de biotita.

- *Biotita*: en general en cristales esqueléticos incluidos en hornblenda y ocasionalmente en plagioclasas. También en láminas subhedrales. Incluye opacos, agujas de rutilo en disposición sa-genítica y apatito.
- *Plagioclasas*: cristales euhedrales-subhedrales que muestran un zonado difuso directo desde valores máximos de 60 a 40 % de An con una corona externa de valores en torno al 20 %. Poco alteradas en general. Presentan inclusiones de opacos, biotita, anfíboles, apatito, plagioclasas y piroxeno. Los minerales accesorios más frecuentes son cuarzo intersticial, apatito y rutilo. Los minerales secundarios, con la excepción de los anfíboles actinolíticos, son poco frecuentes y están representados por clorita, sericita y serpentina. Algún agregado de serpentina y opacos sugiere la presencia previa de olivino, pero este aspecto no ha podido ser demostrado.

b) Cuarzodioritas.

Se trata del afloramiento más oriental en el Cerro. Su composición mineralógica es la siguiente:

- *Hornblenda verde*: mayoritariamente en cristales anhedrales de tamaño variable y más raramente subhedrales. Presenta relaciones texturales complejas con biotita, ya que cada uno de estos minerales puede incluir al otro.
- *Biotita*: en láminas subhedrales-anhedrales raramente alteradas a clorita. Incluye apatito y opacos además de anfíbol.
- *Plagioclasas*: en cristales euhedrales-subhedrales con zonado difuso y oscilatorio. Muestran alteración a sericita en las zonas centrales pero en general no muy intensa. Los contenidos máximos de anortita encontrados oscilan en torno al 38-40 % en el interior y del 22 % en el borde.
- *Cuarzo*: es el menos abundante de los componentes esenciales. Se dispone principalmente en forma intersticial entre los otros minerales, especialmente con las plagioclasas. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran: apatito, opacos, esfena y circón.

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 diagenesis 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.

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracrystalina que se traduce en dos fenómenos: extinción ondulante y poligonización sin que, en ningún caso, lleguen a individualizar subgranos, CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1984).

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 com-

pleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades accesorias de clorita, albita, moscovita y feldespato potásico.

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 esta 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 metamórfico, el encajante inmediato se carga de finas agujas de turmalina o bien aparece la andalucita, signo evidente de su alta temperatura.

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 Esquistos Grauváquico, descritos en el apartado 1.1.1.

El origen de este metamorfismo se debe a las rocas del área granítica de Béjar-Plasencia que da lugar a una banda cartográfica en superficie de 1,5-2,5 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 esta 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 feldspatos 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 moscovíticas-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 de pennina. La moscovita forma agregados de mayor tamaño junto con turmalina y cuarzo. En algunas láminas aparece albita con textura poiquiloblástica preesquistosa.

1.5. TERCIARIO

Dentro del marco de la Hoja de Hervas, aparecen depósitos terciarios pertenecientes a la cuenca de Zarza de Granadilla que se caracteriza, como todas las de la región, por presentar un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-O y otra N 30-60 ° E, que junto con el resto de los sistemas de fracturación van a condicionar el emplazamiento y potencias de los sedimentos neógenos de la zona, MARTIN HERRERO, D. et al. (1984) y BASCONES ALVIRA et al. (1983-84).

Para esta cuenca se han separado dos Sectores que corresponden a:

Sector I: arcosas y arcillas (7).

Sector II: arenas y gravas (8).

1.5.1. **Mioceno**

1.5.1.1. **Arcosas y arcillas (7)**

Esta unidad está constituida fundamentalmente por arcosas de tono gris verdoso, con porcentajes de fango muy variable. Incluyen cantos dispersos cuyo centil puede alcanzar los 2 cm, subredondeados a redondeados. Los cantos mayoritarios son de esquistos y pizarras del C.E.G., aunque también están presentes los de cuarzo y los procedentes de rocas graníticas.

A nivel puntual se observan niveles endurecidos de hasta 3 cm de potencia que contienen cantos de 1-2,5 cm de cuarzo, aunque el aspecto general es masivo.

Los estudios granulométricos realizados sobre doce muestras dispersas en todo el área dan los siguientes resultados:

	Mínimo	Máximo
Grava.....	0,23 %	12,31 %
Arena	25,98 %	75,93 %
Limo.....		
Arcilla	18,57 %	73,79 %

La estimación media para las diez muestras restantes corresponden al 5,8 % a las gravas; 58 % para la fracción arenosa y un 36 % para los limos más arcilla.

Del estudio de los minerales pesados se observan que son mayoritarios, la turmalina, el circón, el granate, el rutilo, la anatasa y la andalucita.

Los porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan las siguientes variaciones mínimas y máximas:

	Mínimo	Máximo
Turmalina	19 %	50 %
Circón.....	1 %	38 %
Granate	1 %	30 %
Rutilo.....	2 %	7 %
Anatasa	1 %	10 %
Andalucita	11 %	56 %

Como minerales menores aparecen: brookita, sillimanita, apatito y monacita en una proporción que no sobrepasa el 3 % y titanita y piroxenos con un máximo de 1 %.

Por lo que respecta a los minerales ligeros los valores extremos observados en diversas muestras son:

	Mínimo	Máximo
Cuarzo.....	60 %	90 %
Feld. Total.....	10 %	40 %
Feld. K.....	2 %	10 %
Plagioclasas	8 %	30 %

También se recogieron muestras en niveles más arcillosos en los que se realizaron estudios de difracción de rayos X que han determinado.

Comp. mineralógica global	Mínimo	
Cuarzo.....	15 %	25 %
Feldespato	indicios	55 %
Filosilicatos	25 %	80 %

Comp. mineralógica filosilicatos		
Esmeclita.....	60 %	80 %
Illita	10 %	25 %
Caolinita	5 %	15 %

De las observaciones litológicas de campo, junto con los resultados de laboratorio mencionados, se deduce que las arenas y arcillas de este Sector son la mezcla de términos litológicos procedentes fundamentalmente de la denudación de las áreas graníticas de Béjar-Plasencia, de los sedimentos del C.E.G. y de las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto. Estas últimas quedan patentes por la presencia de cantidades relativamente altas de andalucita.

La potencia visible observada es del orden de los 40-50 m, ahora bien, dadas las características estructurales de este tipo de cuencas pensamos que el espesor puede ser mayor al poder existir bloques hundidos dentro de este área.

Al no disponer de ningún dato paleontológico y por comparación con otras facies de la región, incluimos a esta unidad, como perteneciente al Mioceno.

1.5.1.2. Arenas y gravas (8)

Los materiales de este sector se sitúan a lo largo de una banda de unos 2 km de anchura máxima y según una dirección aproximada N 35° E, dando lugar a las facies de borde de la cuenca de Zarza de Granadilla.

Desde el punto de vista litológico, esta unidad se encuentra constituida por arenas arcósicas de grano grueso y muy grueso y gravas de tonos verdosos blanquecinos a rojizos, con una matriz fangosa arenosa muy abundante.

Contienen cantos concentrados en niveles conglomeráticos de carácter lentejonar o bien dispersos en el conjunto arcósico. Estos cantos subredondeados y redondeados corresponden a esquistos, cuarzo y granitos con predominio de los dos primeros con centiles variables de 5-20 cm.

Todo este conjunto tiene su origen en la denudación de los sedimentos del C.E.G., rocas del C.E.G. con metamorfismo de contacto y granitos del área Béjar-Plasencia.

Se ha levantado una serie en el frente de una gravera abandonada sita en la CN 630 Cáceres-Salamanca, junto a la desviación a Casas del Monte (Figura n.º 2).

En ella se distinguen 9 ciclos cuyas potencias oscilan entre los 0,8-2,4 m en donde se observa un carácter granodecreciente.

Cada ciclo se caracteriza por la existencia de:

BASE: Formado por gravas poligénicas subangulosas a subredondeadas en donde predominan los esquistos y cuyos centiles oscilan entre 5-20 cm, dentro de una matriz arenosa micacea en donde los granos de cuarzo y feldespato de hasta 1 cm, aparecen angulosos o subangulosos.

TECHO: Arenas gruesas a muy gruesas con abundantes micas y gravas dispersas por lo general con menor centil que las de la base.

Las separaciones entre ciclos se encuentran representadas por superficies erosivas.

A todo este conjunto se le puede considerar como depósitos aluviales debidos a corrientes con una carga fangosa importante, desarrolladas en un régimen de flujo elevado gradualmente decreciente (debris flow).

La potencia de esta unidad detrítica, que atribuimos al Mioceno por consideraciones de tipo regional, no se ha podido determinar con precisión pero estimamos que podrá llegar a alcanzar los 100 m.

1.6. 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 terrazas.

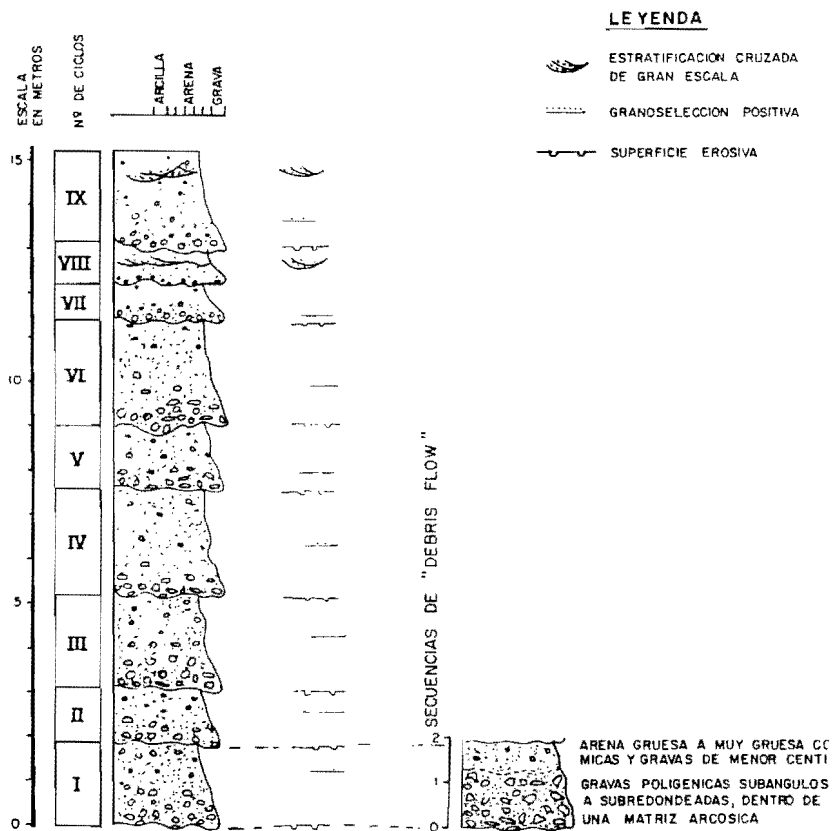


Figura 2. Perfil sedimentológico de los depósitos de borde del Sector II Cuenca de Zarza de Granadilla. Facies proximales.

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

1.6.1. Pleistoceno (s.l.)

1.6.1.1. Arcosas y arcillas. Lhem granítico (14)

Esta unidad litológica aparece con escasa representación cartográfica en la zona SE, formando una pequeña mancha que recubre los afloramientos graníticos de la facies de dos micas con andalucita (4).

La litología corresponde a arenas blanquecinas de grano grueso y arcillas que provienen de la alteración de los granitos subyacentes. Topográficamente se encuentran en una zona ligeramente deprimida, en donde se producen ligeros encharcamientos. La potencia es escasa y se estima del orden de 1,5-2 m.

1.6.2. Pleistoceno inferior

1.6.2.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (9), (10), (11), (12) y (13)

Las terrazas incluidas en este apartado pertenecen todas al Pleistoceno inferior y corresponden a los niveles superiores dejados por el río Alagón. Dicho río discurre por la mitad O de la Hoja y actualmente sus aguas se encuentran embalsadas (Embalse de Gabriel y Galán), por lo que muchos niveles quedan ocultos por debajo de la cota 385 m de máximo embalse.

Las cotas de estas terrazas con relación al cauce actual correspondiente a 180 m, 160 m, 130-140 m, 100-105 m y 80 m.

La litología está formada por cantos de cuarcita y cuarzo principalmente, bien redondeados con una diensión media de 6 cm de diámetro pero con una dispersión muy amplia que va de 1 a 12 cm. También aparecen cantos alargados que corresponden a grauvacas con tamaños según su eje mayor de 2-3 cm y bolos de cuarcita blanca bien

redondeados de hasta 60 cm de diámetro. La matriz es areno-arcillosa rojiza y blanca, según las zonas, con pequeños lentejones arenosos rojizos.

Las potencias de los tres niveles superiores llegan a alcanzar los 20 m, mientras que las dos restantes se estima entre los 5-10 m.

1.6.3. Pleistoceno medio

1.6.3.1. Cantos subredondeados con matriz arenosa. Glacis de cobertera (15)

Estos depósitos se encuentran situados en la zona centro-sur de la Hoja adosados a los relieves terciarios de la facies de borde (arenas y gravas (8)), pertenecientes a la cuenca de Zarza de Granadilla.

Los sedimentos corresponden a los del área madre de donde provienen, es decir, cantos subredondeados y redondeados de esquistos, cuarzo y granitos en tamaños de 5-20 cm, empastados en una matriz arenosa de grano grueso-medio. El conjunto se dispone según replanos inclinados de 1 m de potencia aproximada, recubriendo superficies de hasta 1,5 km de longitud.

1.6.4. Pleistoceno superior

1.6.4.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (19), (20) y (21)

Estos niveles de terrazas pertenecen al Río Ambroz, localizándose en la zona central de la cuenca de Zarza de Granadilla. Dan lugar a grandes superficies escalonadas inclinadas, depositadas en régimen de arroyada y cuyas cotas con relación al cauce corresponden a 15 m, 10 m y 6 m respectivamente.

En cuanto a la litología, se trata de cantos redondeados de cuarzo, grauvacas y granitos cuyos tamaños no superan los 15 cm, empastadas en una matriz areno-arcillosa rojiza feldespato-micarea.

1.6.5. Pleistoceno superior-Holoceno

1.6.5.1. Bloques y cantos angulosos con matriz arenosa. Coluvión (16)

Se desarrollan en las sierras graníticas a las cuales se encuentran adosados. Por lo general siguen direcciones estructurales de fracturación N 30-60° E y ocultando los planos de falla.

La litología la componen bloques y cantos angulosos de granito con escasa matriz cuarzo-feldespática de grano grueso muy micacea.

1.6.5.2. Cantos redondeados con matriz areno-arcillosa. Coluvión (17)

Los sedimentos de este grupo litológico se localizan sólo en la zona SE rodeando a las terrazas (9), (10) y (12) del Pleistoceno inferior, pertenecientes al río Alagón, ya descritas en el apartado 1.6.2.1.

Por lo tanto, su litología corresponde a las mismas características de donde proceden, es decir, cantos redondeados de cuarzo, cuarcita y grauvacas, estas últimas en menos proporción y tamaño, dispersas en una matriz arenosa rojiza algo arcillosa. La potencia es irregular pero pensamos que no sobrepasa 1,5 m.

1.6.5.3. Cantos subredondeados con matriz arenosa. Conos y abanicos aluviales (18)

Los depósitos de este tipo se encuentran bien desarrollados en todo el borde del área granítica de los Montes de Tras la Sierra. En ella se originan grandes conos y abanicos aluviales que descienden desde elevada altitud topográfica y que dan lugar a recubrimientos sobre grandes superficies.

La naturaleza de los sedimentos que nos ocupan, corresponden a cantos y bolos de naturaleza granítica con un índice de redondeamiento variable en función al desplazamiento sufrido, pero que en las zonas de frente suelen ser subredondeados. La matriz es de naturaleza arenosa cuarzo feldespática con abundancia de micas.

1.6.6. Holoceno

1.6.6.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (22) y (23)

Estas terrazas pertenecen también al Río Ambroz y constituyen los niveles inferiores situados a 3 m y 1,5 m de cota con relación al cauce actual.

La litología es similar a las descritas en los niveles superiores y corresponden a cantos de granitos, cuarzo y grauvacas subredondeados y redondeados en una matriz areno-arcillosa y granulometría media.

1.6.6.2. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial (24)

Se incluyen como sedimentos pertenecientes a la llanura aluvial, aquellos cantos, arenas y arcillas, localizadas en zonas de inundación en donde la topografía está muy horizontalizada y los cursos de agua son escasos y en régimen intermitente.

1.6.6.3. Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (25)

Los sedimentos aluviales están constituidos por cantos, de granito, cuarzo y grauvacas empastados en una matriz areno-arcillosa grisácea. La entidad de los mismos es muy variable en toda la Hoja pero es en la zona central, por donde discurre el Río Ambroz, cuando se encuentran más desarrollados incluyéndose en su cartografía las barras laterales que en esta zona aparecen.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica y, 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 quizá 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 fractura 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 paleozóicas) 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 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 8-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicualmente por la esquistosidad (S_1) (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 NO y O límite con esta Hoja, RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1982) localiza y deduce que dichos pliegues se desarrollan con una dirección NE-SO a E-O con planos axiales sub-verticales, asimétricos, de flancos bastante verticalizados en algunas zonas e incluso invertidos y sin esquistosidad asociada, RODRIGUEZ ALONSO, ALONSO, M.^o D. et al. (1985) y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. et al. (1985).

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 buzcan, 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, OENING 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 exestructuras 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 provincias de Cáceres y Salamanca, se situarán estos sedimentos den-

tro 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 sinclinales paleozoicos que corresponderían al NE con el Sinclinal de la Peña de Francia y al SE con el Sinclinal de Cañaveral. 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.ª 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 asociada 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 monoclinal. 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 IB 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 presentan 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 permite 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.

cos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzanan hacia el Norte que los que buzanan hacia el Sur) y el ángulo que forman entre sí es de 120-135°, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1982-84).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial en 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.

Por último y al margen de estos dos tipos de pliegues tardíos descritos, aparece en esta Hoja una franja de unos 2,5 km de ancho que bordea el granito, a lo largo de la cual se concentra una intensa deformación. Esta deformación no produce megaestructuras, pero desarrolla pliegues decimétricos de tipo chevron cuyos ejes presentan inclinaciones muy variables, con esquistosidad de crenulación asociada de dirección NO-SE y buzando al SO entre 70 y 30°.

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 monoclinally plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 100 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 155° E y buzamientos de 77° al S (Figura 3).

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 y que, en principio, la atribuimos al episodio que originó los pliegues de plano axial N-10-35° E con cuya dirección coincide en términos generales.

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), MARTÍN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA, J. M.^a et al. (1983).

También y bordeando el área granítica de Béjar-Plasencia, al NE, se localiza una crenulación de dirección NO-SE y buzamiento hacia el SO de 30 a 70°. Se desarrolla fuertemente en especial en los materiales pelíticos y pelítico-arenosos, hasta el punto de transponer totalmente la esquistosidad S_1 , formando un bandeo tectónico y constituyendo la esquistosidad más visible en el campo. Dicha esquistosidad está afectada localmente por una crenulación que define una lineación de dirección NO-SE, subhorizontal o buzando al N o S entre 6 y 37°.

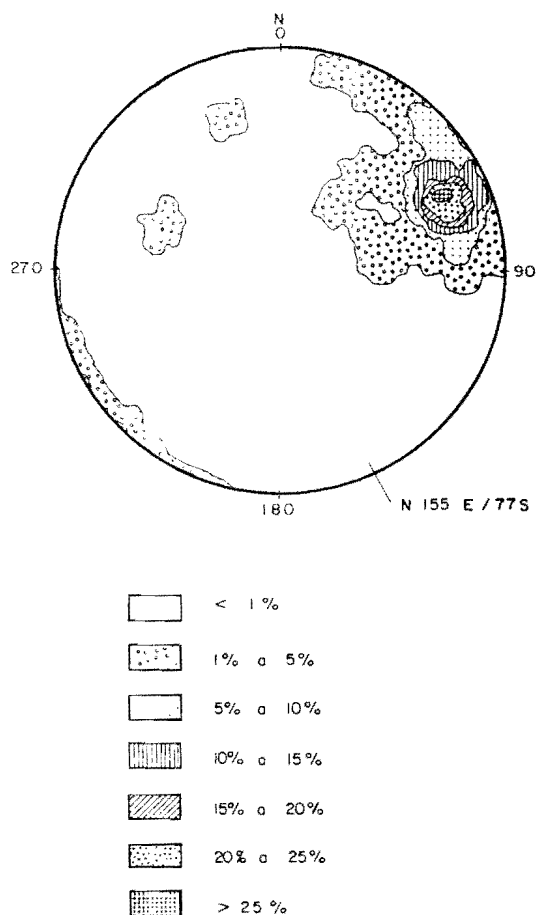


Figura 3. Proyección de 100* polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

Esta última crenulación que se observa a lo largo de la c.c. de Abadía a Granadilla y en otros puntos del O del Embalse de Gabriel y Galán, debe tratarse de la esquistosidad tardía que va asociada a los pliegues de dirección N 120-130° E.

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 100 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90°. El resultado obtenido es un punto máximo de dirección N 172° E con buzamiento de 29° hacia el S (Figura 4).

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.

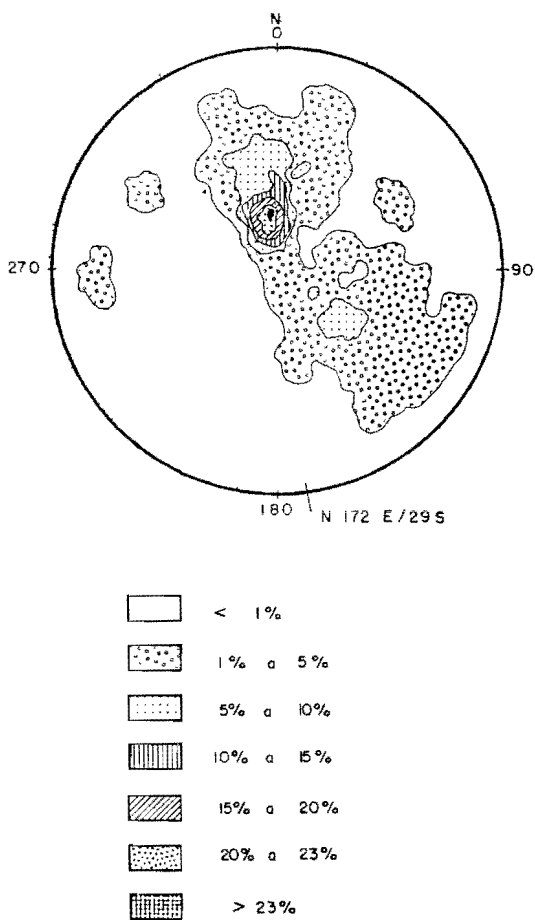


Figura 4. Proyección de 100* polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

2.3.3.2. Lineaciones tardías

Se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N 30-60° E, con plunges de hasta 60° N o S.

También y en distintos puntos, aparecen lineaciones con dirección N 110-130° E con buzamientos muy variables entre 10 y 50° 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.

— Dirección N 120-140° E

Esta familia está bien definida tanto en los materiales paleozoicos de las Hojas limítrofes 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.

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. Destacan 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).

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.

— Dirección N 100-110° 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 sería equivalente, a la zona de cizallas dúctiles del área Traguntra-Juzbago, GARCIA DE FIGUEROA, 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 sufren los sedimentos precámbricos y paleozóicos 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 SO, aparece un importante haz de diabasas rellenando fracturas de este sistema, Hoja n.º 9-27 Membrio, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980) y Hoja n.º 10-27 Brozas, CORRETGE CASTAÑON, 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.

Este tipo de fracturas tiene gran importancia en la zona nororiental careceña 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 distintivos 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, BAS-

CONES ALVIRA, L. et al. (1982-84) y MARTIN HERRERO, D. et al. (1983-84).

Dentro de este sistema queremos resaltar la falla de Béjar que discurre por toda la Hoja y se prolonga en las limítrofes al N y S. Constituye aquí el límite natural de la Cuenca Terciaria de Zarza de Granadilla y en la zona S el de la Cuenca de Coria. Para este área no se observan movimientos senestros en la vertical de cierta entidad.

— *Dirección N 145-170° E*

Aparecen en este área con escasa o nula representación, pero merece 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 paleozóicos de la Sierra de Coria, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

2.4. CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS

Las características mecánicas de estos materiales graníticos hacen 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 han observado su existencia, en mayor o menor cantidad, en casi todas las facies descritas. Las medidas tomadas para las lineaciones de megacristales aparecen según dos direcciones comprendidas entre los N 20-60° E.

— *Fracturas*

La intensa fracturación existente en las áreas graníticas de esta

Hoja debe 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.

— *Banda milonítica*

Se ha localizado al S de Hervas y dentro de las facies de granitos de dos micas (\pm sillimanita) de carácter porfídico variable, una banda milonítica de una anchura máxima del orden de los 2 km y según una dirección N 130° E.

Sus características más relevantes son la existencia de planos dúctiles con una dirección N 100-150° E y buzamiento de 20 a 45° hacia el N o S y planos de cizalla según las direcciones N 70-85° E y N 120-155° E y buzamientos comprendidos entre 40 y 80° por lo general hacia el N.

Las direcciones de estiramiento medidas dan una dirección N 150-170 E y buzamientos del orden de los 10-25° S.

Los sigmoides de deformación son escasos y tenues aunque se puede observar que los criterios más frecuentes de los movimientos de esta banda, indican desplazamientos normales.

3. **GEOMORFOLOGIA**

Los rasgos morfológicos más relevantes de esta Hoja vienen condicionados por la existencia de contrastes bruscos en cuanto a topografía se refiere.

Es en las bandas N y E donde se sitúan, los grandes relieves que configuran, en términos generales, la Sierra de Lagunilla y los Montes de Tras la Sierra respectivamente.

La primera constituye junto con su prolongación hacia el O con la Sierra de Gata, el inicio hacia el N de la región de Las Hurdes. En esta parte los relieves lo forman materiales del C.E.G. y alcanzan una cota media de unos 1000 m, que va disminuyendo hacia el Sur, en un relieve en cuesta.

Para la segunda sierra, los materiales que la configuran son rocas graníticas del área de Béjar-Plasencia que origina cotas superiores a los 1.700 m de media, pero que alcanzan al SE en el Alto del Carpecho, los 1.830 m de altitud.

El resto de la Hoja presenta una superficie morfológica horizontalizada de cota 400-420 m que corresponde con los restos de la penillanura cacereña.

En la zona centro, se encuentran situados los sedimentos terciarios con superficies bien modeladas que constituyen la cuenca de Zarza de Granadilla, que tiene como el resto de las cuencas terciarias,

un claro control estructural. Su borde E viene limitado por la falla de Béjar que pertenece al sistema de dirección N 30-60° E.

La red hidrográfica se compone de numerosos arroyos fuertemente encajados en los relieves altos, que vienen condicionados por la fracturación y que vierten sus aguas al río Alagón. Dicha arteria fluvial deposita diversos niveles de terrazas escalonadas cuya cota superior alcanza los 180 m con relación al cauce actual.

Finalmente, por lo que se refiere a las formas generales que se desarrollan en los materiales graníticos, sólo apuntar 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. No obstante, para toda esta zona granítica la característica morfológica más significativa es el control que ejerce sobre el relieve y sobre la red hidrográfica, el sistema de fallas tardihercínicas pertenecientes al sistema paralelo al importante accidente tectónico Alentejo-Plasencia, de dirección N 30-60° E.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en las Hojas núms. 12-24 y 11-24, Plasencia y Montehermoso, UGIDOS, J. M.^a et al. (1983) y BASCONES, L. et al. (1984) respectivamente, los granitos de dos micas correspondientes a la que nos ocupa, son continuación de los considerados en las anteriores y se mantienen las interpretaciones ya expuestas en dichas Hojas, si bien se introducen ahora algunos matices que surgen de un mayor número de datos y una perspectiva regional más amplia.

Las características mineralógicas de los granitos de dos micas así como los datos químicos, UGIDOS, 1974; BEA (1975) revelan que se trata de granitos de tipología S. CHAPPELL y WHITE (1974) que conservan relativa abundancia de restos anatécnicos en la forma agregados de sillimanita/fibrolita con biotita tal como se ha señalado en los apartados correspondientes, así como otros minerales aluminicos típicos de granitos del tipo señalado.

En el caso de los granitos biotíticos el mineral aluminico más característico es la cordierita, siendo más raros o ausentes sillimanita y/o andalucita, oscilando su quimismo de subaluminico a peraluminico según se muestra en la recopilación de datos de diversos autores hecha por UGIDOS, J. M.^a (1980-81). Estos granitos biotíticos forman parte de la serie mixta, CAPDEVILA et al. (1973) o calcoalcalina contaminada, UGIDOS, J. M.^a (1976); UGIDOS J. M.^a y BEA, F. (1979)

cuya génesis se considera como debida a la mezcla de magmas graníticos de origen profundo con rocas anatécicas desarrolladas en niveles mesocorticales de composición peraluminica.

Aparentemente, por tanto, se trata de dos tipos graníticos de diferente origen inicial y así ha sido considerado anteriormente, UGL-DOS, J. M.^a 1974, BARD, J. P. et al. (1970); CORRETGE, L. G. (1983).

El mejor conocimiento regional de estos granitos así como las características del metamorfismo en áreas próximas sugieren que la segunda de las interpretaciones antes señaladas es, probablemente, más adecuada que la primera y las diferencias petrográficas y químicas son explicable sin que necesariamente haya que aceptar dos orígenes radicalmente diferentes.

Un primer aspecto relevante es la presencia en ambos grupos graníticos de enclaves de rocas básicas e intermedias de características similares. Cualquiera que sea el significado de estos enclaves, su origen debe de guardar alguna relación con el de los granitos y en consecuencia cabe utilizar este dato como nexo de unión entre ellos.

Por otra parte, que en un caso predominen restos de sillimanita y biotita asociada y en otros, prismas de cordierita, no constituye una diferencia esencial si se tiene en cuenta que el segundo mineral debe su origen a la reacción entre los dos primeros, según datos de áreas metamórficas próximas, así como de enclaves en los granitos. Por tanto es plausible la interpretación de que los granitos biotíticos con cordierita y los granitos de dos micas con sillimanita sean resultado de la asimilación, por parte de una serie magmática común, de rocas metamórfico-anatécicas en las que se encuentran cordierita o sillimanita-biotita como paragénesis residuales extremas correspondientes a diferentes niveles o a diferentes condiciones P-T-X.

Dependiendo de que la asimilación tenga lugar en el contexto de una u otra paragénesis, el resultado será que sillimanita o cordierita representan uno de los principales minerales accesorios en los granitos. Obviamente son posibles situaciones con sillimanita-cordierita-andalucita tal como se encuentra en enclaves y rocas metamórficas encajantes de áreas próximas. Así, tal como se ha señalado en los apartados correspondientes, pueden encontrarse los tres minerales citados en el mismo granito.

En el planteamiento subyace la idea de que en los granitos con-

siderados, sillimanita-cordierita-andalucita, son exógenos y no residuales en el proceso de fusión original de los granitos ya que sería muy difícil aceptar que bajo condiciones de baja presión (Andalucita-Cordierita), es decir, poco profundas, la temperatura fuera suficiente como para producir los grandes volúmenes de granitos intrusivos que contienen estos minerales. Tal situación requeriría, además, enormes protolitos cuarzofeldespáticos de los que no hay ninguna evidencia.

Excluida la posibilidad de un origen magmático primario generalizado para los minerales aluminicos citados los granitos considerados deben de proceder de niveles profundos de la corteza, siendo las posibles asimilaciones señaladas causas importantes de las diferentes mineralogías observables. Otros aspectos como porcentaje de asimilación y estado evolutivo del magma antes de ésta contribuyen también a diferencias petrográficas y químicas.

Se deduce de lo dicho, que si bien las denominaciones «granitos de dos micas» y «granito biotítico±cordierita» tienen sentido tanto desde el punto de vista cartográfico como petrográfico, no queda excluida la posibilidad de que originalmente pertenezcan a una misma serie cuyos términos sufren un proceso de interacción-asimilación con encajantes metamórfico-anatéticos (con diferentes paragénesis residuales) resultado en gran parte, a su vez, del aporte térmico que implica el ascenso de dicha serie magmática.

Análisis químicos

El tratamiento de diversas muestras para análisis químicos nos indica la existencia, a nivel general, de dos grandes grupos:

- I. Rocas de afinidad granodiorítica o adamellítica que pertenecerían a la asociación de feldespato calcoalcalino.

Estaría integrado por los granitos bióticos (±cordierita±moscovita) porfídicos (5).

- II. Rocas de afinidades leucograníticas que pertenecerían a la asociación de feldespato alcalino.

Estaría integrado por los granitos de dos micas (+sillimanita) con carácter porfídico variable (4).

Los resultados obtenidos y reflejados en las Figuras núms. 5, 6 y

A.Q. GRANITOS DE DOS MICAS (\pm SILLIMANITA) CON CARACTER PORFIDICO VARIABLE

ELEMENTOS MAYORES											
Muestra	9002	9004	9014	9035	9068	9091	9096	9101	9106	9108	9109
SiO ₂	69,51	70,71	70,54	71,87	68,74	67,00	83,88	70,70	69,71	70,50	71,46
TiO ₂	0,31	0,26	0,30	0,19	0,41	0,70	0,13	0,34	0,49	0,33	0,37
Al ₂ O ₃	16,06	15,76	15,92	15,17	15,52	12,81	8,63	15,37	14,59	14,90	13,72
Fe ₂ O ₃	0,79	0,66	0,46	0,61	1,12	2,28	0,45	0,74	0,40	0,43	0,19
FeO	2,00	1,50	1,90	1,03	2,18	3,31	1,09	1,77	2,89	2,45	2,36
MgO	0,88	0,65	0,64	0,40	1,08	1,71	0,26	0,81	1,15	1,10	0,80
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,02	0,03	0,05	0,06	0,04
CaO	0,78	0,86	0,68	0,66	1,41	2,61	0,36	0,93	2,11	1,87	1,82
Na ₂ O	2,97	3,02	2,52	3,67	2,76	3,44	0,37	2,61	3,06	3,49	3,14
K ₂ O	5,54	5,10	5,61	5,16	5,18	4,59	3,90	5,64	3,98	4,21	4,69
P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,23	0,19	0,14	0,16	0,05	0,20	0,22	0,25	0,23
H ₂ O	0,88	1,20	1,00	1,11	1,20	0,82	0,35	1,14	1,23	0,20	0,79
TOTAL	99,92	99,88	99,84	100,09	99,78	99,51	99,48	100,28	99,88	99,79	99,61
ELEMENTOS TRAZA											
Li	92	76	109	138	89	73	49	90	130	95	87
Rb	300	287	355	344	301	233	253	287	199	261	285
Sr	87	87	87	72	206	259	61	105	162	137	118
Ba	307	307	386	150	580	693	227	347	467	606	513

Figura 5. Análisis Químicos

A.Q. GRANITOS BIOTITICOS (\pm CORDIERITA \pm MOSCOVITA) PORFIDICOS

ELEMENTOS MAYORES										
Muestra	9039	9040	9043	9045	9046	9050	9052	9053	9063	9065
SiO ₂	65,53	70,50	66,31	67,21	65,12	67,99	55,37	66,34	69,36	68,98
TiO ₂	0,68	0,50	0,48	0,52	0,70	0,46	0,79	0,38	0,29	0,55
Al ₂ O ₃	16,05	12,60	16,40	16,72	16,15	15,62	16,45	16,95	15,99	15,22
Fe ₂ O ₃	1,03	1,78	1,18	1,18	1,46	1,41	1,82	0,92	0,69	0,74
FeO	3,19	2,42	2,23	2,27	3,06	2,42	5,17	2,00	1,64	2,53
MgO	1,67	1,59	1,24	1,24	1,97	1,26	6,48	1,06	0,66	1,10
MnO	0,05	0,07	0,02	0,03	0,05	0,05	0,13	0,04	0,03	0,02
CaO	2,26	1,42	2,30	1,52	2,54	1,63	6,50	1,91	1,50	1,51
Na ₂ O	2,49	3,21	3,43	2,77	3,04	2,82	2,78	3,13	3,21	2,86
K ₂ O	5,44	4,63	4,54	5,12	4,13	4,26	2,37	5,90	5,28	5,01
P ₂ O ₅	0,24	0,31	0,22	0,20	0,26	0,21	0,27	0,15	0,12	0,17
H ₂ O	0,99	0,68	1,45	1,01	1,30	1,40	1,11	0,88	0,96	0,77
TOTAL	99,62	99,71	99,81	99,79	99,78	99,55	99,24	99,66	99,75	99,46
ELEMENTOS TRAZA										
Li	135	125	125	128	133	184	75	118	105	86
Rb	263	252	259	308	236	284	108	310	298	306
Sr	259	166	191	195	263	150	504	202	124	139
Ba	740	664	590	763	890	465	581	823	632	505

Figura 6. Análisis Químicos

**I GRANITOS DE GRANO FINO-MEDIO CON ABUNDANTES
ENCLAVES Y RESTOS METAMORFICOS**

**II GRANITOS BIOTITICOS (\pm CORDIERITA \pm MOSCOVITA)
PORFIDICOS**

ELEMENTOS MAYORES					
	II	II	II	II	I
Muestra	9075	9076	9092	9093	9023
SiO ₂	70,43	71,70	69,71	68,74	70,99
TiO ₂	0,22	0,29	0,56	0,51	0,45
Al ₂ O ₃	15,33	14,69	13,81	15,66	15,82
Fe ₂ O ₃	0,59	0,87	1,72	0,63	0,73
FeO	1,50	1,78	2,59	2,65	2,03
MgO	0,61	0,65	1,53	1,23	0,79
MnO	0,03	0,04	0,08	0,02	0,04
CaO	1,29	0,62	1,61	1,74	0,50
Na ₂ O	3,13	2,86	2,68	2,98	2,34
K ₂ O	5,12	4,81	5,86	4,59	4,95
P ₂ O ₅	0,22	0,16	0,25	0,23	0,26
H ₂ O	1,14	1,07	0,24	0,87	0,90
TOTAL	99,61	99,53	100,64	99,84	99,82

ELEMENTOS TRAZA					
Li	98	60	127	134	90
Rb	265	316	289	281	326
Sr	127	112	140	198	91
Ba	505	420	809	583	308

Figura 7. Análisis Químicos

7 indican que todas las muestras, tanto las del grupo I como la del grupo II son hiperalumínicas: tienen un quimismo correspondiente a granitoides de tipo S tal como ha sido señalado reiteradamente en los granitos del Sector de Gredos.

La diferencia entre los grupos I y II puede atribuirse a la distinta naturaleza del material anatéctico. No se descarta que alguna muestra, incluida en el grupo II sea diferenciada a partir de los del grupo I.

El quimismo de elementos traza destaca por la abundancia de Li y Rb, así como la escasez en Sr. Este hecho es más acusado en los granitos del grupo II.

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.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional se mantiene en condiciones de bajo-medio grado no habiéndose encontrado paragénesis minerales indicativas de una mayor intensidad metamórfica en las rocas encajantes de los cuerpos graníticos, constituidas fundamentalmente por filitas y cuarzo-esquistos. Estas rocas presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, clorita, moscovita, sericita, biotita, minerales opacos, rutilo, circón, apatito y turmalina.

La paragénesis clorita-biotita sitúa las condiciones de máxima intensidad del metamorfismo regional en torno a la transición bajo-medio grado si bien no se ha llegado a desarrollar, al menos no de forma continua representable cartográficamente, la isograda de la biotita. No hay evidencia de paragénesis anteriores de más alto grado, por lo que el metamorfismo regional comienza con el desarrollo de la esquistosidad principal manteniéndose las condiciones de bajo-medio grado durante otra fase de deformación subperpendicular a dicha esquistosidad en la que se desarrolla clorita con esta orientación.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Los efectos térmicos de las intrusiones graníticas se manifiestan en una aureola de contacto de anchura restringida en la que se en-

cuentran esquistos moteados y ocasionalmente corneanas en la proximidad inmediata de los granitos.

Los esquistos moteados son las rocas más abundantes de las producidas por el metamorfismo de contacto. Se caracterizan por conservar la esquistosidad principal, ligeramente deformada, sobre la que se desarrollan porfidoblastos de cordierita que se disponen, en general, orientados según dicha esquistosidad como consecuencia de su crecimiento mimético con ella. La cordierita se encuentra generalmente alterada a pinnita, si bien algunos casos permanece como mineral estable.

Esta relación entre blastesis de cordierita originada en el metamorfismo de contacto y fases de deformación, es la predominante tanto en esta Hoja como en las situadas en el entorno de la misma. Sin embargo, en la proximidad del borde oeste del granito biotítico del cuadrante nororiental los porfidoblastos de cordierita se desarrollan en relación con una fase que, en esta zona, traspone una esquistosidad anterior que se conserva representada por arcos poligonales. Posteriormente una nueva fase oblicua-subperpendicular pliega la esquistosidad más acusada.

Los granitos habrían intruido en este caso de pre a sin la fase principal y anteriormente a una tercera fase de deformación. Debe indicarse, no obstante, que los granitos no muestran evidencia de haber sido afectados por la fase de deformación principal.

La paragénesis mineral de metamorfismo de contacto en los esquistos moteados es: cuarzo, moscovita, cordierita, conservándose en algunos casos parte de la clorita primaria asociada a la esquistosidad.

Las corneanas aparecen ocasionalmente en el contacto inmediato con los granitos en el cuadrante suroccidental. No llegan a perder por completo los restos de la esquistosidad definidos por la orientación de biotita y moscovita y parte de la cordierita mimetiza esta orientación. La roca conserva, por tanto, un cierto grado de anisotropía.

La paragénesis mineral de mayor intensidad está integrada por: cuarzo, biotita, moscovita y cordierita. Mineralógicamente las corneanas difieren de los esquistos moteados en los siguientes aspectos: no se conserva clorita primaria, y la cordierita se encuentra bajo dos formas texturales, poiquiloblástica y en cristales de contornos redon-

deados, no poiquiloblásticos, asociados a cuarzo y a veces incluidos en éste.

Además, en las corneanas es más frecuente la alteración de la cordierita a productos isótropos que a pinnita si bien se encuentran ambos tipos de alteración, predominando, en cualquier caso, la cordierita sin alterar.

5. HISTORIA GEOLOGICA

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

La sedimentación de los materiales de la Unidad Inferior del C.E.G. durante el Precámbrico superior tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde por un lado a una sedimentación turbidítica propiamente dicha y por otro a la deposición autóctona de la cuenca. En la Unidad Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas entre las que se intercalan de nuevo facies probablemente turbidíticas. Dichos metasedimentos revelan un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica, metamórfica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación.

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 MO-

RENO 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 limítrofes 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. (1978-84). La sedimentación de los distintos materiales que constituyen el paleozóico 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 produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad.

Sincrónico y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce el inicio de la intrusión de masas graníticas que originan 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 producen las deformaciones tectónicas que originan diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E al que pertenecen las fallas de Castelo 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 y fluviales, 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 dos conjuntos litológicos: El Complejo Esquisto Grauváquico y el área granítica de Béjar-Plasencia.

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

Sólo se conocen dos indicios mineros en toda la Hoja, situados en las proximidades a las localidades de Granadilla y Abadía. El primero de ellos se encuentra en la actualidad cubierto por las aguas del embalse de Gabriel y Galán.

Las características mineras de ambos indicios son comunes y corresponden a mineralizaciones de Pb y Zn., en rocas filonianas de origen hidrotermal que rellenan fracturas tardías pertenecientes al sistema N 30-60° E. Dichos diques arman en las grauvacas y pizarras del C.E.G. precámbrico.

6.2. CANTERAS

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

Se localizan diversos frentes abandonados en el trazado de la C.N. 630 Cáceres-Salmanca y dentro de los materiales de naturaleza conglomerática de las facies de borde, Sector II, pertenecientes a la cuenca terciaria de Zarza de Granadilla.

También y en las proximidades a Los Membrillares junto al cauce del Río Alagón (Zona SO), se encuentra una cantera abandonada en

materiales graníticos, que fue utilizada para la construcción de la presa del Embalse de Gabriel y Galán y presas de regulación.

En general, como áridos pueden emplearse los materiales graníticos, no obstante siempre será necesario una previa selección de zonas debido a la fuerte alteración existente, que en algunos casos puede obligar a abrir frentes bastante amplios que incidirán 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 o/y 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 el Río Alagón y 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 del Complejo Esquisto Grauwáquico.

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, aparte 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 terciarios. Estos sedimentos, que ocupan aproximadamente el 15 % de la Hoja, presentan una litología, es-

tructura y potencia que, a priori, hacen pensar en la posibilidad de constituir un acuífero importante. No obstante el contenido en arcilla que tienen las arcosas, limitan en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes.

- c) 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.
- d) 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* VI, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques 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 núms. 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) Torrejónclillo. *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 CORRETGE 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 Geologica* XI pp. 25-73. Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981): «Complexo xisto-grauvaquico de Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigráfico». VII Reunión Gest. O. Peninsular. Madrid *Cualernos de geol. Ibérica*, 7, 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). «Litostratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico"». Grupo de Douro (Nordeste de Portugal). Tesis doctoral. Universidad de Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962): «Sedimentology of zona flysch deposits». Elsevier, Amsterdam. 168 pp.
- BOUYX, 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).
- BOUYX, E. (1964): «Extensión de los terrenos anteordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76 (pp. 249-254).
- BOUYX, E. (1970): «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPDEVILLA, E. GORRETGE, 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.
- CASTRO, D. (1984): «Los granitoides y la estructura hercínica de Extremadura Central». Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- 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, 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 CASTAÑON, 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 CASTAÑON, 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.*
- CHAPELL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974): «Two contrasting 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 using R_1/R_2 ». 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 Grauwáquico, 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 subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire». *Bol. Geol. Min.* TLXXXI-II-III pp. 245-248.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): «El dique diabásico del Norte de Extramadura». *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-grauwáquico 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 Aceiteiros». *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 (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 Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968): «Sobre los or-

- toneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta geológica Hispana*. Tomo III, núm. 3, pp. 69-72.
- GARCIA DE GIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. BASCONES ALVIRA, L., y MARTÍN 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 Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I-Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971): «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorição». *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. Geol.* vol. XXVII pp. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974): «Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien» *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs-texto, 2 tablas, 12 lám. Frackfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978): «Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique». *Sechenbergiera lethaea*, 59 (4-6) pp. 4.101-429. Frackfurt am Mein
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933): «Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura». *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934): «Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.* 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 paleo-

zoica 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 Ma-tachel. *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». *Congreso 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 wextlichen». 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 Variszeiden der Iberischen Mes-seta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.

LOTZE, F. (1960): «El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero* núm. 60, ppp. 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 preordovicicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo Surorientales: sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D., 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., y 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, 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, y GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1985): «Mapa Geológico de España» E 1/50.000 2.ª Serie. Hoja núm. 572 (9-23). Valverde del Fresno. *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'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Rela-

- tions avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain». *C.R. Acad. 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, Canada*.
- 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 turbiditi dell'Apenino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T.H. Nilsen: turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. A.G.I. Reprint Series 3, 1978.
- MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1975): «Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations». *IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guia de Excursiones A-11*, pp. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING. SOEN (1970): «Granite intrusión Folding and Metamorphism in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero. España*. T. 81 núm. 2.

- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980): «Mapa Geológico de España». E: 1/50.000. 2.ª Serie Hoja núm. 577 (Bohoyo): I.G.M.E.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., 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 Lage*. 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, Cañaveral. 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 presa*.
- 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 Marofo e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain. *Geol. Mijnbouw* 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A., ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1981): «Pliocene fan deltas of the Intra. Apenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª DOLORES (1982): «Contribución al conocimiento del C.E.G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». *Tesis doctoral inédita*. Universidad de Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1985): «El complejo esquisto grauvá-

tico en el área de la 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 DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, S. 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 clatic seas. In: Sedimentary environments and facies, 372-415». Ed. H. G. Reading *Black well Scient. Publ.*

SAN JOSE LANCHI, 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 LANCHI, M. A. de (1983): «El complejo sedimentario pelítico grauváquico». En: Los tiempos precámbricos y paleozóicos. 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-Dare-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., VERDURMEN, E. A. TH. 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 Atlántic ocean». *J. of Geology*. 86, 299-309.

SCHMIDT THOME, P. (1950): «Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central» (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*. t.v. Madrid.

SCHMIDT, H. J. (1957): «Stratigraphie und Tetonic des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (spanien)». *Munster junio 1977*.

SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R., y THIVIZAT, R. (1981): «Paleomagnetism and potasium-argon age of the Messejana Dike (Portuga and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula sinde Middle Jurassic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.

SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972): «Sur l'âge Permien infériur

- d'une intrusion doléritique á Portel, Alentejo (filón de Messejana)». *Rev. Fac. Cienc.* Lisboa, 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955): «Notas sobre a geologia de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*. Lisboa. 50 p.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le precambrien 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 ASUNCAO, C. (1969): «Sur la petrographie du Compexe des schistes et grauvacoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)», *Tomo LII das comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J. M. (1973): «Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia». Tesis. *Univ. Salamanca*.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 A): «Características del Metamorfismo en el área Béjar-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 Geologica*. 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 geologica* 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M.ª (1974 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 pág. 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" centro-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 Geologica*. 14, 35-77.
- UGIDOS, J. M.^a y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973): «El metamorfismo al E. de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geologica* 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.^a Serie. Hoja núm. 598 (12-24). Plasencia. 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 Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.* Vol. XXVII, pp. 419-425. Octubre 1971.
- VEGAS, R. (1971): «Geología de la Región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España* T. 82 p. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovicicas del S.O. 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 grauwáquico en relación con otras series "prearenig" de España Central». *Studia Geológica*. XII p. 207-215.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA