



Instituto Geológico
y Minero de España

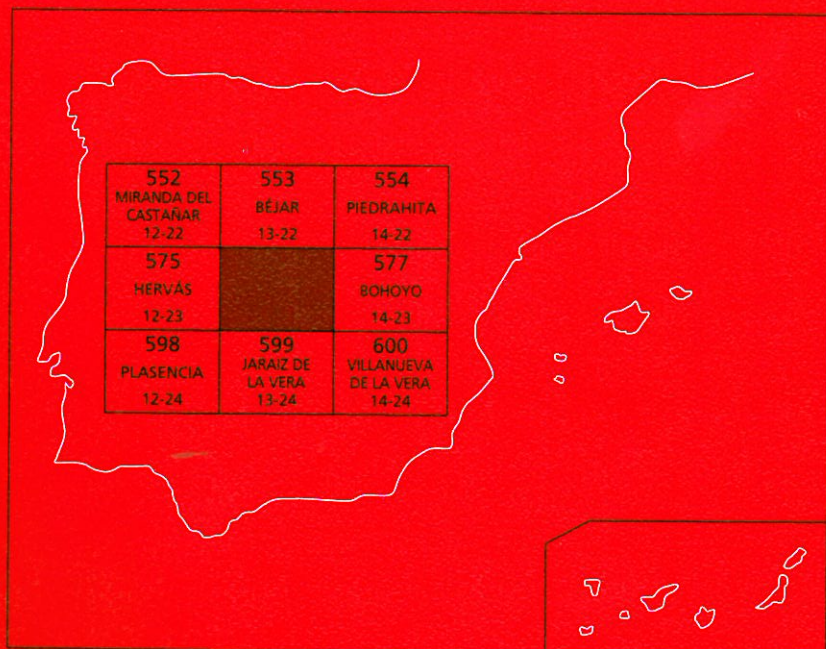
576

13-23

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CABEZUELA DEL VALLE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CABEZUELA DEL VALLE

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 40.297-2006
ISBN: 84-7840-648-4
NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La Hoja de Cabezuela del Valle, ha sido realizada por INGEMISA durante los años 1994-1996. Siguiendo las normas que para estos trabajos marca el ITGE, y bajo la dirección y supervisión de sus técnicos. En su realización han intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía:

Apalategui Isasa, O. (INGEMISA).
Contreras Vázquez, F. (INGEMISA).
Sánchez Carretero, R. (INGEMISA).
Eguiguren Altuna, E. (INGEMISA).
Rubio Campos, J. C. (ITGE).

Memoria:

Apalategui Isasa, O. (INGEMISA).
Contreras Vázquez, F. (INGEMISA).
Sánchez Carretero, R. (INGEMISA).
Rubio Campos, J. C. (ITGE).

Petrología y geoquímica:

Sánchez Carretero, R. (INGEMISA).

Dataciones absolutas:

Bea Barredo, F. (Universidad de Granada).

Geomorfología:

Rubio Campos, J. C. (ITGE).

Hidrogeología:

Contreras Vázquez, F. (INGEMISA).

Geotécnia:

Apalategui Isasa, O. (INGEMISA).

Coordinación:

López Sopeña, F. (CGS).

Dirección y supervisión:

Bellido Mulas, F. (ITGE).

Las muestras de petrología, y la preparación de las muestras para dataciones se han realizado en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas de Granada.

Los análisis químicos, se han realizado en Canadá en X-RAL LABORATORIES.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. ROCAS METASEDIMENTARIAS	11
2.1.1. Esquistos y cuarzoesquistos con niveles de cuarcitas micáceas y conglomerados (15)	11
2.1.2. Esquistos y cuarzoesquistos con niveles de cuarcitas micáceas y conglomerados migmatizados (16)	12
2.2. DEPÓSITOS NEOGENO-CUATERNARIO	13
2.2.1. Depósitos periglaciares	13
2.2.1.1. Depósitos solifluidales del medio periglacial (17)	13
2.2.1.2. Mantos de derrubios periglaciares (18)	14
2.2.2. Depósitos glaciares	14
2.2.2.1. Morrenas laterales de primera y segunda etapa (22 y 23)	14
2.2.2.2. Morrenas de fondo (24)	15
2.2.2.3. Morrenas de ablación (25)	15
2.2.3. Depósitos fluvio-glaciares	15
2.2.3.1. Llanura aluvial fluvio-glacial (26)	16
2.2.3.2. Depósitos glaciolacustres (27) y lacustres de obturación glacial (28)	16
2.2.4. Depósitos torrenciales	17
2.2.4.1. Abanicos y acarreo torrenciales (21)	17
2.2.4.2. Conos de deyección (31)	17
2.2.5. Depósitos fluvio-torrenciales	17
2.2.5.1. Terraza 1. ^a fluvio-torrencial	18
2.2.5.2. Terraza 2. ^a fluvio-torrencial (120)	18
2.2.5.3. Terraza 3. ^a fluvio-torrencial (29)	18
2.2.5.4. Depósitos fluvio-torrenciales de cauce actual (30)	19

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	19
3.1. OROGENIA HERCÍNICA	20
3.1.1. Primera fase de deformación hercínica	20
3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica	20
3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica	21
3.1.4. Cuarta fase de deformación hercínica	21
3.1.5. Quinta fase de deformación hercínica	22
3.1.6. Fracturación tardihercínica	22
3.2. OROGENIA ALPINA	23
4. PETROLOGÍA	24
4.1. ROCAS METAMÓRFICAS (15, 16)	25
4.2. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	27
4.2.1. Granitos anatéticos autóctonos o parautoctonos	27
4.2.1.1. Complejo de granitos inhomogéneos y migmatitas con restos de metasedimentos (4)	28
4.2.1.2. Leucogranito biotítico-moscovítico, de grano fino-medio, con nódulos de cordierita y $\pm$ andalucita (5)	30
4.2.1.3. Leucogranitos biotíticos-moscovíticos, de grano medio con $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (6)	31
4.2.1.4. Monzogranitos y granodioritas heterogéneas, biotíticas, de grano medio con abundante cordierita y $\pm$ sillimanita (7)	32
4.2.1.5. Monzogranitos y/o granodioritas biotíticas, porfídicas, de grano medio-grueso con $\pm$ moscovita, $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (8)	34
4.2.1.6. Monzogranitos biotíticos, $\pm$ moscovíticos, de grano medio (9)	36
4.2.2. Granitos alóctonos	37
4.2.2.1. Monzogranitos y/o granodioritas biotíticas, porfídicas, de grano medio-grueso (10)	37
4.2.2.2. Granito biotítico-moscovítico de grano grueso (11) y grano medio (12)	39
4.2.2.3. Leucogranito moscovítico-biotítico de grano medio-grueso (13)	41
4.2.2.4. Leucogranito moscovítico de grano fino (14)	42
4.3. ROCAS FILONIANAS HERCÍNICAS	42
4.3.1. Pórfidos graníticos (1)	42
4.3.2. Filones de cuarzo (2)	43
4.4. ROCAS FILONIANAS POST-HERCÍNICAS	43
5. GEOCRONOLOGÍA	44
6. GEOQUÍMICA	45
7. GEOMORFOLOGÍA	60
7.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	60
7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	61

7.2.1.	Estudio morfoestructural	61
7.2.2.	Estudio del modelado	63
7.2.3.	Las formaciones superficiales	67
7.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	69
7.4.	PROCESOS ACTUALES-SUBACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS.....	70
8.	HISTORIA GEOLÓGICA	71
9.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	72
9.1.	RECURSOS MINERALES	72
9.1.1.	Minerales Metálicos y no Metálicos.....	72
9.1.2.	Rocas Industriales.....	73
9.2.	RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS.....	74
9.2.1.	Climatología-Hidrología.....	74
9.2.1.1.	Climatología	74
9.2.1.2.	Hidrología Superficial	74
9.2.2.	Inventario y usos de agua.....	75
9.2.3.	Caracterización hidrogeológica	75
10.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	76
10.1.	CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	76
10.2.	RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	77
10.3.	DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS.....	77
11.	BIBLIOGRAFÍA	79

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja número 576 (Cabezuela del Valle) se sitúa en el límite entre las provincias de Cáceres, Ávila y Salamanca, e incluye los siguientes términos municipales: Gilgarcía, La Carrera, Nava del Barco, Navalonguilla, Navatejares, Puerto Castilla, Solana de Ávila, Tornellas, Umbrías, Aldeanueva de la Vera, Baños, Cabezuela del Valle, Garganta la Olla, Gargantilla, Guijo de Santa Bárbara, Hervás, Jerte, La Garganta, Losar de la Vera, Navaconcejo, Talaveruela, Tornavacas, Viandor de la Vera, Candelario y Puerto de Béjar. El núcleo urbano más importante es Cabezuela del Valle con un censo de 2.286 habitantes (1981).

Topográficamente, corresponde a una zona muy abrupta y quebrada, situada en la parte occidental de la Sierra de Gredos. La Hoja está atravesada diagonalmente con dirección SO-NE por el Valle del Jerte; al norte de dicho valle se extienden las sierras de Béjar y de Candelario, que culminan en el pico Calvitero de 2.101 m, y Canchal de la Ceja de 2.430; al sur del referido Valle, se extiende la Sierra de Gredos propiamente dicha, cuya porción occidental constituye la Sierra de Tormantos, y en su parte septentrional se conoce como Sierra de La Nava o del Barco, que definen una alineación de crestas de dirección prácticamente E-O, con alturas que oscilan entre los 1.490 m del Puerto de las Yegüas, y los 2.399 m del Pico de la Covacha.

La climatología es variable entre las zonas de valle y montaña, debido a la compartimentación que produce el relieve. La pluviometría alcanza valores variables, con un clima extremado; en los valles abiertos al oeste como el del Jerte, el clima es tipo atlántico y las precipitaciones del orden de 700 a 1.000 mm/año; por último existen valles cerrados con clima seco continental y precipitaciones poco abundantes (400 mm/año) como es el caso del Valle de Ambroz, fuera de la hoja, pero muy próximo al borde NO de la misma.

La red hidrográfica pertenece parte a la margen septentrional de la Cuenca del Tajo, y parte a la margen meridional de la Cuenca del Duero. Dentro de la Hoja, la divisoria entre ambas cuencas, se orienta con dirección NO-SE y coincide con los límites administrativos entre las provincias de Cáceres con Salamanca y Ávila, respectivamente.

La red hidrográfica de la Cuenca del Tajo, corresponde mayoritariamente a la del Río Jerte, que recolecta las aguas de una extensión muy importante de la Hoja; otras áreas vierten sus aguas directamente al río Tiétar a través de una serie de Gargantas muy encajadas en el extremo suroriental de la Hoja; por último otras zonas vierten hacia el oeste, al Río Ambroz, a través de una serie de pequeños ríos y arroyos como el Río del Valle, y otros situados en el extremo noroccidental de la Hoja.

La red hidrográfica del Duero está representada en la Hoja, por una serie de pequeños ríos y gargantas, como el Río Aravalle y las gargantas de Galín Gómez, y San Miguel, que constituyen parte de la cabecera del río Tormes. Dicha red, se instala sobre la margen septentrional de la Sierra de Gredos, y la margen oriental de la Sierra de Candelario, donde quedan restos de antiguos circos glaciales que dan lugar a las lagunas del Barco, de la Nava, y del Duque, entre otras.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Desde un punto de vista geológico, la Hoja, se enmarca en el sector occidental de la Sierra de Gredos, dentro de la denominada Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945), o en la Zona Centro-Ibérica (ZCI) de JULIVERT, *et al.* (1974).

Desde un punto de vista más restringido, la Hoja en cuestión, se sitúa en el Dominio Occidental del Sistema Central, BELLIDO, *et al.* (1981), caracterizado, según dichos autores por:

- Presencia de series ordovícicas y preordovícicas.
- Grado de metamorfismo variable de alto a bajo.
- Gran extensión de los cuerpos graníticos.

Los materiales aflorantes, aportan información sobre parte de los procesos deformacionales y plutonometamórficos asociados al ciclo hercínico, y sobre la evolución cuaternaria reciente, cuya historia cabe reconstruir en base al estudio de los depósitos y formas de dicha edad, que todavía se conservan.

1.3. ANTECEDENTES

Son diversos los trabajos geológicos que hacen referencia a los problemas planteados en el área y en sus proximidades.

En temas de estratigrafía, tectónica y metamorfismo cabe destacar los trabajos de BARD, *et al.* (1970), FUSTER, *et al.* (1974), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASAL (1975), DÍEZ BALDA (1986), MACAYA (1991), MACAYA, *et al.* (1991), DÍEZ BALDA (1990), DOBLAS (1988), ARENAS (1991), etc.

Los trabajos que inciden de forma más directa sobre las rocas graníticas aflorantes, tanto en aspectos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos son los de UGIDOS (1973-1974), MÉNDEZ (1972), GARCÍA DE FIGUEROLA, *et al.* (1980), BARRERA, *et al.* (1981), BEA (1982-1989), VIALETTE, *et al.* (1986), IBARROLA, *et al.* (1988) y PEREIRA, *et al.* (1992).

De los trabajos orientados a aspectos geomorfológicos cabe destacar los de HERNANDEZ PACHECO (1957), FRANZLE (1959), GARCÍA DE FIGUEROLA y MARÍN VENAVENTE (1959), CRUZ (1976), FERNÁNDEZ (1976), PEDRAZA (1978), RUIZ ZAPATA, *et al.* (1989) y RUBIO CAMPOS (1990), este último incide de forma directa en el área de estudio.

2. ESTRATIGRAFÍA

Dentro de este capítulo, se incluyen, por un lado, las rocas metasedimentarias pertenecientes al zócalo ígneo-metamórfico, y por otro, los depósitos neógeno-cuaternarios relacionados con la actividad glacial, periglacial y fluvio-torrencial.

2.1. ROCAS METASEDIMENTARIAS

Los metasedimentos reconocibles como tales, representados en la Hoja que nos ocupa, son muy escasos y aparecen como masas aisladas rodeadas por afloramientos graníticos, razón ésta por la que es difícil establecer correlaciones estratigráficas, si no es en base a consideraciones de tipo regional.

2.1.1. Esquistos y cuarzoesquistos con niveles de cuarcitas micáceas y conglomerados (15)

Las únicas rocas metamórficas, no neísicas, que afloran en la Hoja, se localizan en el extremo nororiental y oriental de la misma; donde se reconocen dos afloramientos de orientación aproximada N-S, que se extienden por Cabezas Altas y, en las proximidades de Navalguijo respectivamente; entre ámbos afloramientos aparecen los granitos alóctonos de dos micas de los alrededores de Nava del Barco, dando lugar sobre los metasedimentos a un metamorfismo de contacto muy acusado, que se manifiesta en grandes blastos de andalucita.

Ambos afloramientos, los integran esquistos moscovíticos muy satinados de color pardo, con una S tectónica muy patente, que aparece trastocada y replegada. Intercalados entre los esquistos, aparecen unos niveles decimétricos o incluso métricos, de unas cuarcitas tableadas de color claro, crema o beige, muy recrystalizadas, aboudinadas, y con abundantes segregaciones de cuarzo.

Todo este conjunto de metasedimentos, que tiene por lo general, una disposición subhorizontal, se ve algo trastocado en las proximidades del granito de Nava del Barco, donde las capas se adaptan al contacto, y adquieren buzamientos altos con inclinación hacia las partes externas del mismo.

Al sur de Navalguijo, un poco fuera de la Hoja, se han reconocido en un afloramiento de metasedimentos, unas segregaciones pegmatíticas de cuarzo y feldespato, con cristales de andalucita prismáticos aislados o en agregados de varios centímetros de longitud. En ese mismo afloramiento, se han reconocido pequeñas intercalaciones de unos niveles porfíroides, derivados posiblemente de unos conglomerados cuarcíticos o de vulcanitas intercalados en la

sucesión metadetrítica. Asociados a dichos niveles se han reconocido aunque no «in situ» unos finos niveles de anfíbolitas de grano fino-medio.

Al microscopio estos materiales muestran textura granolepidoblástica (esquistosa) y están formados por cuarzo, moscovita y biotita como componentes principales, y turmalina, plagioclasa, esfena y opacos como accesorios; la clorita y sericita son minerales secundarios.

Estas rocas proceden de un sedimento original cuarzopelítico, y están afectadas por un evento tectonometamórfico regional, al que se asocia una fábrica esquistosa (S_2) muy patente, de tipo granolepidoblástica.

En una de las muestras (CV-9280) la roca presenta un microplegado, milimétrico, que no llega a desarrollar crenulación, el cual se asocia según datos de campo (el eje de los micropliegues es próximo a N-S) a la cuarta fase hercínica.

Algunas muestras (EE-910) muestran los efectos de un metamorfismo térmico, que no llega a borrar la fábrica original, pero que produce una retrogradación de las paragénesis regionales previas.

Esta sucesión, no ha sido datada en la presente hoja, ya que no se han encontrado restos fósiles que lo permitieran; al sur de Navalguijo, se ha reconocido en un nivel cuarcítico restos de unas pistas inclasificables. Por su litología, esta sucesión se correlaciona a escala regional con las Formaciones Monterrubbio y/o Aldeatejada, las cuales afloran en otros puntos del Sistema Central, como Navalmea, Ávila, Cebreros, El Espinar, etc., y en Salamanca, en la antiforma de Martinamor. En base a dicha correlación se le asigna a estos materiales una edad Precámbrico Superior.

2.1.2. Esquistos y cuarzoesquistos con niveles de cuarcitas micáceas y conglomerados migmatizados (16)

Afloran irregularmente distribuidos por la mayor parte del área, como pequeños enclaves, la mayoría de las veces no cartografiables, dentro de los granitos anatéticos autóctonos o parautoctonos. Los afloramientos más importantes se localizan en la parte central del borde occidental de la Hoja (vértice Valdeamor, Cerro Herradores, Portilla el Zapatero, y cabecera del río Ambroz), así como en la esquina SE de la misma, entre las gargantas de la Hoz, y de Cuaterno.

El protolito de estas rocas, parece ser el mismo que para los esquistos y cuarzoesquistos (15), si bien el metamorfismo regional alcanzado es mayor, como lo indica la presencia de niveles cuarcíticos restíticos entre ellos.

Las rocas suelen presentar una fábrica anisótropa residual foliada, marcada por la presencia de concentrados biotíticos, que definen una esquistosidad relictas. En ocasiones, la roca llega a tener una composición granítica, si bien conserva una fábrica anisótropa, que define una foliación grosera muy desdibujada.

Una característica común de estas rocas, es la presencia de abundantes cristales de cordierita, y ausencia total de feldespato potásico.

2.2. DEPÓSITOS NEOGENOS-CUATERNARIOS

Se incluye en este apartado el conjunto de depósitos glaciares, fluvio-glaciares, periglaciares, lacustres, torrenciales y fluvio-torrenciales que se localizan en la Hoja. Todos son de edad cuaternaria, a excepción de ciertos depósitos periglaciares, que posiblemente alcancen el terciario, los cuales corresponden al inicio de la etapa fría, que con el tiempo desembocó, en los procesos glaciares durante el cuaternario.

A la hora de describir estos materiales, no se va a hacer en orden estrictamente cronológico, primero porque no hay dataciones precisas, y segundo y sobre todo, porque es mejor describir de forma independiente los grandes sistemas morfogenéticos que han actuado en la zona.

No obstante, cabe recordar que muchos de los depósitos generados en los distintos ámbitos morfogenéticos, son en realidad cohetáneos, aspecto este que queda reflejado de forma clara en la leyenda del mapa geológico.

Los criterios de datación, pasan primero, por el establecimiento de una secuencia relativa de los distintos procesos, formas y depósitos generados en los varios sistemas morfogenéticos; en segundo lugar y con objeto de establecer una secuencia absoluta de ellos, se establece su relación, con los depósitos de terraza de la red fluvial actual. No hay dataciones precisas en las terrazas dentro de la Hoja, ni en el sistema del Jerte y sus afluentes, ni en el del Tormes y los suyos, por lo que hay que tomar como referencia las fases de aterrazamiento de las cuencas del Duero y del Tajo.

Por último, y antes de entrar en una descripción de cada uno de los depósitos reconocidos, se llama la atención, sobre la importancia y espectacularidad de los depósitos morrénicos, tanto en la Sierra del Barco, como en la de Béjar.

2.2.1. Depósitos periglaciares

Se incluyen en este apartado los depósitos solifluidales del medio periglacial, y los mantos de derrubios periglaciares.

2.2.1.1. *Depósitos solifluidales del medio periglacial (17)*

Se integran en este apartado las coladas y lóbulos solifluidales, si bien existen otros depósitos menores no cartografiados como los derrubios de gelifracción, y las coladas de bloques.

Las coladas y lóbulos solifluidales se forman por un movimiento de masa de tierra saturada de agua, en matriz poco coherente; el barro incluye toda clase de fragmentos, los cuales se deslizan por la ladera sobre un substrato impermeable. Llegan a tapizar la ladera, e incluso en algunos casos recubren parte del fondo de los valles.

Se trata de un fenómeno local, propio de ciertas vertientes, condicionado por la pendiente, orientación, etc. Un buen ejemplo de ello se encuentra en la Sierra de El Barco, junto al glaciar de la Nava, en el arroyo del Ranchito.

2.2.1.2. *Mantos de derrubios periglaciares (18)*

Se trata de recubrimientos que tapizan las laderas, con potencia progresiva hacia la base, desde la cúspide de la misma. Se concentran en zonas preferentes, con una morfología de grandes conos o abanicos, sin embargo, no corresponden a una génesis de descarga sino a fenómenos mixtos de gravedad y transporte fluidal progresivo, en el que pueden mezclarse algunos otros fenómenos semifluidales, todos ellos relacionados con un ambiente periglaciario.

Los depósitos están compuestos por un aglomerado de cantos y bloques angulosos, empaquetados en una matriz de tamaño grava, y a veces gravo-limosa. Se presenta fuertemente compactado debido a los óxidos de hierro que contiene la matriz, llegando a dar todo el conjunto un tono rojizo, sin que llegue a una verdadera rubefacción de los clastos. Estos clastos varían entre tamaño de 0,5 metros escasos, y los 2-3 centímetros, siendo más comunes los de 5-10 centímetros y 20-25 centímetros.

Mineralógicamente, domina el cuarzo, y clastos de rocas metamórficas y graníticas, así como feldespatos y micas en la matriz, además de los elementos anteriores, en menor abundancia.

A veces se desarrollan sobre ellos removilizaciones y transportes de los mismos por procesos de lavado, llegando a desarrollar suelos ricos en materia orgánica (suelos pardos).

Estos depósitos son de edad equivalente a los de la primera terraza del ámbito fluvio-torrencial; las removilizaciones posteriores, son según ODRIÓZOLA, J. M., *et al.* (1981) cohetáneos con el segundo nivel de terrazas.

2.2.2. **Depósitos glaciares**

Se incluye en este apartado al conjunto de depósitos glaciares reconocidos en la Hoja, los cuales se restringen a las morrenas laterales, de fondo y ablación.

Desde un punto de vista litológico, todos los depósitos morrénicos son bastante parecidos, siendo sus mayores diferencias de tipo morfogenético; en base a ello se agrupan los distintos términos diferenciados, de forma que algunos se describen conjuntamente.

2.2.2.1. *Morrenas laterales de primera y segunda etapa (22 y 23)*

Estos depósitos corresponden a un aglomerado de bloques y cantos, con matriz algo arenosa, que no presenta compactación, y con distribución uniforme a lo largo de todo el afloramiento. Los cantos son de naturaleza eminentemente granítica, con menor abundancia de fragmentos de rocas metamórficas y migmatíticas, destacan bloques angulosos de varios m³ de volumen.

La matriz presenta curvas de frecuencia polimodales RUBIO CAMPOS, J. C. (1990), las cuales oscilan en los intervalos: 2 a 1, 1 a 0,5, y 0,5 a 0,25 mm. En contenido en fracción fina (pelítica) oscila entre un 10 y un 15%.

Las curvas de frecuencias son bastante tendidas, lo que es representativo de su baja selección.

Morfológicamente constituyen crestas que proceden de antiguos glaciares de circo, o zonas terminales de lenguas glaciares.

Las morrenas de primera etapa, ocupan una posición externa respecto a las de la segunda, las cuales se sitúan generalmente discordantes y encajadas en aquellas, si bien hay algunas que aparecen desconectadas.

2.2.2.2. *Morrenas de fondo (24)*

Corresponden a depósitos de fondos de valles glaciares, cuya amplitud es muy variable, ocupando en ocasiones la casi totalidad del mismo, mientras que en otras, dichos depósitos quedan reducidos a pequeños retazos.

Los depósitos corresponden a un aglomerado de bloques y cantos, con matriz arenosa, sobre los que se desarrollan en ocasiones suelos de cespel alpinizado debido a la acumulación de material fino en superficie; en ocasiones se pueden generar auténticas turberas por la acumulación de plantas típicas de zonas de encharcamiento. Respecto a las morrenas laterales, estos depósitos se caracterizan por un menor tamaño de los bloques, y una mayor proporción de matriz.

En algunos aparatos glaciares, se distinguen dos generaciones de morrenas de fondo, siendo el segundo estadio interno respecto al primero; la litología de ambos es idéntica, y no han sido diferenciados en la cartografía, ya que en los casos de circos con una sola generación de morrenas de fondo, existe la duda, de si ésta pertenece a una u otra generación. Las primeras y segundas morrenas de fondo, son cohetáneas según ODRIOZOLA, *et al.* (1981) a la segunda y tercera terraza fluvio-glacial respectivamente.

2.2.2.3. *Morrenas de ablación (25)*

Estos depósitos se forman como consecuencia de una retirada rápida del hielo, y lo constituyen todo tipo de material de diversa granulometría, que se disponen sobre la morrena de fondo; hay que destacar la presencia de grandes bloques aislados de varios m³.

2.2.3. Depósitos fluvio-glaciares

Corresponde en general a depósitos procedentes del arrastre de las aguas de fusión glacial, mezcladas con los procedentes de aluvionamientos. Son depósitos por tanto muy parecidos a los morrenicos, de los que se diferencian por un mayor lavado y elaboración de los mismos.

Estos depósitos ocupan una posición intermedia entre el dominio glacial y el torrencial, y su historia guarda una relación directa con las fluctuaciones del hielo, de forma que los aluvionamientos y encajamientos corresponden respectivamente con épocas de retroceso y avance de los hielos.

Dentro de ellos, los más frecuentes son los conos proglaciares, los mantos de fusión proglaciar, y los acarreos; dentro de la Hoja se han localizado llanura aluvial-fluvioglaciar, y depósitos glaciolacustres y lacustres de obturación glaciar.

2.2.3.1. *Llanura aluvial fluvio-glaciar (26)*

Estos depósitos se forman por delante de los arcos morrénicos terminales, y llegan a presentar morfologías de conos y de terrazas. Generalmente son mantos que no tienen una morfología definida y corresponden a aluviones en un frente de fusión proglaciar.

Un ejemplo de morfología de cono lo da el situado en la garganta de Riscos Altos, en la confluencia con la de Galín Gómez.

Los conos caracterizan la morfología proglaciar de frentes de fusión encajados en valles estrechos y con fuertes pendientes longitudinales; los mantos, por el contrario, se corresponden con artesas amplias, allí donde las aguas de fusión pueden divagar formando canales anastomosados.

2.2.3.2. *Depósitos glaciolacustres (27) y lacustres de obturación glaciar (28)*

Corresponde a depósitos de granulometría fina que rellenan cubetas de sobreexcavación, producidas por agua de fusión glaciar, en época actual o subactual.

Los depósitos lacustres de obturación glaciar, se forman por el cierre de valles tributarios, en momentos de estabilización de lenguas glaciares principales. Algunos ejemplos de estos depósitos se observan en La Solana, en El Trampal, etc.

Estos depósitos están formados por secuencias de arenas y arcilla, que alternan de forma rítmica con espesor centimétrico y disposición paralela; en algunos casos se han observado superposición de depósitos glaciares sobre ellos, que dan idea sobre la escasa estabilidad en el ámbito glaciolacustre.

El ambiente sedimentario, correspondería según RUBIO CAMPOS, J. C. (1990), el relleno de cuencas glaciolacustres, donde puede observarse depósitos lacustres, que pasan hacia muro, techo, o incluso lateralmente a tillitas. Después de la retirada del hielo, se produce la erosión y vaciado parcial de la cubeta, así como el desportillado de la morrena que servía de cierre.

Los espesores de estos depósitos alcanzan dimensiones de hasta 75 m en el glaciar del Cuerpo del Hombre, y unos 100 m en el glaciar del Trampal.

Una muestra tomada por el autor antes referido sobre estos depósitos, para la representación granulométrica de la fracción samítica, indica, que corresponden a materiales muy clasificados, y con cierta selección.

2.2.4. Depósitos torrenciales

Corresponde a depósitos de bloques, que se localizan en una posición intermedia o de tránsito, entre el dominio fluvio-glaciar (o periglacial si no hubo actuación glaciar) y el fluvial. Se engloba por tanto aquí, un conjunto de depósitos convergentes, tanto en lo referente a su composición, como en la dinámica de su deposición, que corresponde fundamentalmente a abanicos y acarreos torrenciales, junto a conos de deyección y terrazas torrenciales.

2.2.4.1. *Abanicos y acarreos torrenciales (21)*

En este apartado se incluye a un conjunto de depósitos de bloques, en forma de abanicos y acarreos, que según RUBIO CAMPOS, J. C. (1990) son distintos en la vertiente meridional y septentrional de la Sierra del Barco.

En la vertiente meridional, más pendiente y abrupta, estos abanicos y acarreos son poco frecuentes, y muy inestables. En la vertiente septentrional se distinguen abanicos torrenciales en las proximidades del río Aravalle, del arroyo Majadales y en las proximidades de Navalguijo. Los abanicos torrenciales de piedemonte representados en la Garganta Caballeros (límite oriental de la Hoja) han sido estudiados en la vecina Hoja de Bohoyo (ODRIOZOLA, J. M., *et al.*, 1981), donde se distinguen dos generaciones de abanicos, cohetáneos ambos con el primer y segundo episodio glaciar respectivamente.

2.2.4.2. *Conos de deyección (31)*

En este conjunto se agrupa toda una variedad de materiales, que tienen en común su génesis: se trata de materiales depositados a la salida de pequeños canales de circulación esporádica o estacional y con dinámica torrencial.

Se encajan en todos los materiales anteriores o los fosilizan, y siguen funcionando en la actualidad. El tipo de material procede de la zona de degradación (morrenas, sustrato alterado, conos antiguos, etc.) y varía entre materiales aglomeráticos y acumulaciones limo arenosas.

2.2.5. Depósitos fluvio-torrenciales

La dinámica actual de la red fluvial en la Hoja, tiene una clara tendencia torrencial, y esta ha debido mantenerse en épocas anteriores, como lo atestigua la composición aglomerática de los distintos niveles de terraza; debieron existir no obstante fases de mayor tranquilidad, con aportes y acumulación de materiales de menor granulometría, que definieron una cobertera con desarrollo de suelos aptos para tierra de labor.

Esta dinámica de tipo torrencial, es consecuencia de un rejuvenecimiento reciente del relieve, y ello provoca que los depósitos y sistemas de terrazas presenten distintas cotas respecto al cauce actual, en las distintas cuencas de recepción.

Dentro de la Hoja, los depósitos fluvio-torrenciales reconocidos son los distintos sistemas de terrazas, y los depósitos de cauce actual.

Los sistemas de terraza se asocian unos al río Tormes-afluentes, y otros al Jerte-afluentes, se han distinguido en ellos, tres generaciones de terrazas, que se correlacionan aunque no estén a misma cota respecto al cauce actual. La segunda y tercera terraza son cohetáneas según RUBIO CAMPOS, J. C. (1990) con la primera y segunda etapa glaciár.

2.2.5.1. *Terraza 1.^a fluvio-torrencial*

Dentro de la Hoja que nos ocupa, este nivel de terraza está representado sólo en el río Jerte, y corresponde a un nivel erosivo, que define una superficie irregular, a veces con perfil de glacis, y otros con perfil neto de terraza, que se sitúa entre 14 y 20 m de altura sobre el cauce actual.

Este nivel corresponde con los primeros episodios de encauzamiento del río Jerte, si bien aún carente de toda definición. ODRIOZOLA, *et al.* (1981) reconocen en la vecina Hoja de Bohoyo (577), un replano a 50-51 m sobre el cauce del río Tormes que interpretan como la base del graben original, desdibujada por la entrada de aportes laterales.

2.2.5.2. *Terraza 2.^a fluvio-torrencial (120)*

Esta terraza está representada, tanto en el río Jerte, como en el Aravalle (tributario del Tormes) ocupando estas sobre el cauce actual de 5-6 m, y 6-9 m respectivamente.

Las terrazas del Jerte están bien representadas en el área de Cabezuela del Valle, entre dicha localidad y Tornavacas; en el sistema del Tormes dichas terrazas pueden localizarse junto a Puerto Castilla, y en el borde norte de la Hoja, en las proximidades de Retuerta.

Se trata de una terraza mixta, en la cual el reborde erosivo se define muy bien sobre los depósitos torrenciales de las gargantas afluentes. Los acarreos están constituidos por un aglomerado de cantos y bloques sin casi matriz.

2.2.5.3. *Terraza 3.^a Fluvio-torrencial (29)*

Esta terraza está definida tanto en el sistema Jerte-afluentes, como en el sistema Tormes-afluentes, ocupando cotas que en ambos casos se sitúan entre 2 y 4,5 m sobre el cauce actual.

En el Jerte estas terrazas están representadas prácticamente a lo largo de todo su cauce, y en la Garganta de San Martín. En el sistema Tormes-afluentes, existen depósitos de esta terraza en el río Aravalle, en la Garganta de Galin Gómez, y en el Reguero de Santiago.

Se trata de una terraza claramente aluvionar, formada por un nivel de 1,5 a 2 metros de aglomerados de bloques redondeados o subredondeados, inmersos en una matriz de grava y arena; a techo existen depósitos de materiales de menor granulometría (limos y arcillas), que definen una cobertera con desarrollo de suelos aptos para el laboreo agrícola.

Como la anterior, esta terraza queda bien definida sobre los arroyos afluentes, teniendo como base los depósitos torrenciales y fluvio-torrenciales de segunda generación.

Una muestra tomada por RUBIO CAMPOS, J. C. (1990) en estos materiales, da unos valores de desgaste entre 50-550 mm, con cantos muy usados; estos valores de desgaste, son mayores que los obtenidos por el mismo autor para el dominio torrencial.

Respecto a la fracción sefítica, y según el mismo autor, para cantos con intervalo de 40-60 mm, se obtiene una mediana con un valor de 50 mm. La fracción samítica, da una curva de frecuencia polimodal con tres modas, y una curva acumulada levantada y con forma de S. La fracción pelítica es muy baja, inferior al 2%. Se trata, por tanto, de sedimentos lavados, y medianamente clasificados.

2.2.5.4. *Depósitos fluvio-torrenciales de cauce actual (30)*

Corresponde a los depósitos y acarreos ligados al sistema fluvio-torrencial actual, los cuales en ocasiones quedan colgados del orden de 1 a 1,5 m respecto al cauce.

Se trata de un depósito inferior por lo general a 1 metro de espesor, formado por un aglomerado de bloques graníticos, en una matriz de gravas más finas y arenas.

Estos depósitos se encuentran muy asociados a los anteriores, sobre los que produce un aterrazamiento erosivo.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

En el área de la Hoja de Cabezuela del Valle, se reconocen procesos tectónicos asociados unos al ciclo Hercínico, y otros al ciclo Alpino. No existen evidencia de procesos deformativos cado-mienses, como han sido puesto de manifiesto en áreas próximas OEN ING SOEN (1070) en Portugal, MARTÍN HERREROS y BASCONES ALVIRA (1978-1980) en las Hojas de San Vicente de Alcántara (702) y Membrio (676), y RODRÍGUEZ ALONSO (1987) en la Hoja de Plasencia (598), etc.

Al final del ciclo Hercínico, se produce la Orogenia Hercínica, con los procesos deformacionales y plutonometamórficos asociados, que se manifiestan por una deformación polifásica CAPOTE, R. (1973), que da lugar a estructuras de diversos tipos, acompañada de un metamorfismo regional progrado que llega a producir la anatexia casi generalizada de los materiales metasedimentarios. Al final del ciclo Hercínico, y como consecuencia de una respuesta frágil del orógeno a los esfuerzos, se produce la fracturación del mismo, desarrollándose diversos sistemas de fallas.

El ciclo Alpino se caracteriza en toda la Península por la formación de una serie de cuencas controladas por el juego de las fallas tardihercínicas, en el marco de la apertura atlántica, y de la deriva de Iberia respecto a Europa. Posteriormente durante la Orogenia Alpina, en la Hoja de Cabezuela del Valle, así como en todo el Sistema Central, se produce una reactivación en bloques del basamento ígneo-metamórfico, controlada por el juego de las fallas tardihercínicas que funcionan como cabalgamientos y desgarres o fallas normales.

3.1. OROGENIA HERCÍNICA

La estructuración de los materiales ígneo-metamórficos, se produce básicamente durante la Orogenia Hercínica, la cual es de tipo polifásico, distinguiéndose a escala regional tres fases de plegamiento principal, y varias de fracturación posterior.

La evolución dinamotérmica del área está condicionada por un proceso de engrosamiento cartical relacionado con la superposición de unidades tectónicas, posiblemente durante la segunda fase hercínica, que da lugar a un metamorfismo regional progrado del tipo de presiones intermedias, que alcanza su clímax durante la Fase 2. Posteriormente se detecta un cambio a condiciones de menores presiones, isotérmico, que puede estar relacionado con una fase extensional, o con un proceso de reajuste isostático, durante el cual se extiende la anatexia. Una tercera fase genera estructuras de plegamiento abierto, sin desarrollo de esquistosidad generalizada; y por último, se detecta una última fase de repliegues muy suaves, que se refleja principalmente en los granitoides tardíos.

La fracturación tardihercínica afecta a todas las rocas del zócalo ígneo-metamórfico, y se han podido sistematizar diversos sistemas de fracturación preferente.

3.1.1. Primera fase de deformación hercínica

A escala regional, la primera fase de formación hercínica, desarrolla una foliación (S_1) muy penetrativa, que se asocia a pliegues de dirección NO-SE cuyo plano axial varia, debido al juego de fases de plegamiento posteriores.

En la Hoja que nos ocupa, esta fase está totalmente obliterada, debido a la recrystalización por efectos del metamorfismo, y procesos anatéticos subsiguientes. Solamente podrían imputarse a esta fase unas pequeñas charnelas de dirección muy norteada, y plano axial horizontal reconocidas al norte de Nava del Barco.

3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica

En la Hoja que nos ocupa, se interpretan como estructuras de segunda fase (D_2) la mayoría de las fábricas tectónicas planares (foliación), reconocidas en los materiales metasedimentarios, y en algunas resitas incluidas en los granitos migmatíticos y anatéticos. Por regla general, esta superficie se presenta subhorizontal o débilmente inclinada tanto hacia el norte, como al sur, y a escala regional se asocia, según DIEZ BALDA, a cizallas dúctiles, y a pliegues isoclinales fuertemente asimétricos, con charnelas de ejes curvos (pliegues en vaina). Estructuras de este tipo están presentes en neises migmatíticos al N del vértice Valdeamor, en el Collado de Picanalla donde se observa una banda de cizalla subhorizontal, coincidente con fenómenos de migmatización incipiente, que se traduce en finos niveles cuarzo-feldespáticos que dibujan numerosos pliegues fluidales y otros pliegues asimétricos que definen el sentido de la cizalla. Se asocian a esta fase también, la fábrica esquistosa, reconocida en los niveles metasedimentarios reconocidos.

En zonas próximas a la que nos ocupa, al NE de ella, PEREIRA (1992) atribuye también a esta segunda fase, unas estructuras que se observan en las rocas migmatítico-anatéticas que dicha autora denomina granodiorita subautóctona.

Esta segunda fase se relaciona según DIEZ BALDA, *et al.* (1991) con amplias zonas de cizallas dúctiles subhorizontales, asociadas a un régimen extensional, que posiblemente refleje el colapso de una corteza previamente engrosada. En áreas epizonales, y según el mismo autor, las estructuras de fase II, son pliegues de gran longitud de onda y amplitud, con plano axial subhorizontal.

3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica

Esta fase está definida a escala regional, por la existencia de pliegues retrovergentes de la S_2 , que no han sido reconocidos dentro de la presente Hoja; en la vecina Hoja de Béjar, se asigna a esta fase unos pliegues cartográficos que afectan a los leucogranitos con nódulos.

3.1.4. Cuarta fase de deformación hercínica

Esta fase produce el repliegamiento de las superficies y estructuras previas, y se manifiesta por pliegues laxos de gran amplitud y longitud de ondas, de dirección próximas a E-O, y plano axial vertical.

A escala regional, se asocia también a esta fase las cizallas senextras de dirección N 70° E, las cuales son compatibles con una dirección de acortamiento NE-SO a N-S.

Dentro de la Hoja que nos ocupa, se distinguen dos grandes estructuras de fase III, un sinclinal al norte, y un anticlinal al sur, que denominamos Sinclinal del Calvitero y Anticlinal de la Covacha, respectivamente.

El sinclinal del Calvitero, se localiza en la mitad septentrional de la Hoja, tiene una traza cartográfica N 70-80° E, y posiblemente represente la continuación al otro lado de la Falla de Plasencia, de otra estructura sinclinal similar, localizada en la Hoja de Pidrahita (554) en cuyo núcleo afloran granitos inhomogéneos.

El anticlinal de la Covacha, se localiza en el borde suroriental de la Hoja, y en su núcleo afloran los términos más bajos del complejo anatético autóctono. La traza de esta estructura en conjunto es próxima también a N 80° E, si bien describe una inflexión a la altura de la laguna de El Barco, donde se pasa de direcciones N 60-70° E a N 100-110° E.

Se incluye también en esta fase, una amplia zona de cizalla, que atraviesa la Hoja diagonalmente con dirección ONO-ESE, y a la que se asocia una deformación dúctil-frágil muy patente. El plano de esta estructura buza unos 30 a 45° al N, y tiene un juego mixto de falla de desgarre dextra, y una componente cabalgante en la vertical, que sobremonta el bloque septentrional sobre el meridional.

La traza de esta estructura se sigue desde el extremo sureste de la Hoja, hasta el Valle del Jerte, desde donde se bifurca hacia el oeste, en dos ramas. Puntos de observación de esta banda de cizalla se localiza en la cabecera de las Gargantas de la Carbacha y Caballeros, a lo largo de la Garganta de San Martín, y en la vertiente meridional de la Loma del Zapatero.

3.1.5. Quinta fase de deformación hercínica

En gran parte de la mitad occidental del Sistema Central, y en zonas adyacentes, como es el oeste de Salamanca (GIL TOJA, *et al.*, 1985, y DIEZ MONTES, *et al.*, en prensa) se observa una última fase de pliegues de gran longitud de onda, pequeña amplitud, y dirección próxima a N-S. Esta fase origina en rocas foliadas, pliegues de tipo kink-band, y en los granitoides provoca una orientación preferente de fenocristales de feldespato, y de biotitas.

En la Hoja que nos ocupa, esta fase debe ser la responsable de las numerosas orientaciones norteadas observables en los granitos, en el borde septentrional de la Hoja, entre la Laguna del Duque y Solana de Béjar; así como en las proximidades de la Garganta en el extremo NO de la Hoja. Donde esta fase se manifiesta mejor es en los esquistos y cuarzoesquistos, donde se observa una última generación de pliegues abiertos, con geometría kinks, de direcciones comprendidas entre N 25° E y N-S, cuyo plano axial buza al este, que cabecean al N entre 10° y 20°. También al S de Nava del Barco, los esquistos y cuarzoesquistos muestran pliegues muy lasos con ejes próximos a N-S.

3.1.6. Fracturación tardihercínica

Al final de la Orogenia Hercínica, y como consecuencia de una respuesta rígida del orógeno a los esfuerzos, se produce una fracturación generalizada de los materiales, la cual se conoce como sistema de fracturación tardihercínica (ARTHAUD y MATTE, 1975); en opinión de estos autores, este periodo deformativo abarca un intervalo de tiempo de unos 40 m.a., desde el Westfaliense al Pérmico inferior.

Este esquema ha sido recientemente modificado en el Sistema Central por DOBLAS (1990), el cual plantea un esquema de fracturación más completo, y dilatado en el tiempo (se inicia en el Carbonífero inferior) que incluiría:

- Episodio Dúctil Extensional tardihercínico.
- Episodio Dúctil Transcurrente tardihercínico.
- Episodio Frágil Transcurrente tardihercínico.

El primer episodio daría lugar a fallas extensionales de dirección E-O. El segundo episodio, se produciría todavía en condiciones dúctiles con un eje mayor de esfuerzo de dirección E-O. El tercer episodio se produce en condiciones frágiles con un eje mayor de esfuerzo orientado N-S, y correspondería al sistema tardihercínico de ARTHAUD y MATTE, 1975.

Los principales sistemas de fracturas reconocidos en la Hoja y sus proximidades son:

— Fallas E-O

Este sistema, está escasamente representado habiéndose localizado pocas fracturas de esta familia, las principales en el borde nororiental de la Sierra de Béjar, entre la Laguna de El Trampal y el pueblo de Solana de Ávila. Se trata de fracturas de trazo muy rectilíneo, y disposición subvertical, en ocasiones con buzamientos muy fuertes tanto hacia el sur como hacia el norte, que aparecen rellenas por diques de pórfidos graníticos.

En algunos puntos, se han observado en las paredes del dique con el encajante, estrías horizontales que evidencian movimientos de desgarres senextros para estos accidentes.

— Fallas NE-SO

Es el sistema mejor desarrollado dentro de la Hoja que nos ocupa, y agrupa a un conjunto de fracturas de comportamiento frágil, cuyas direcciones oscilan entre N 35° E y N 60° E, y de disposición subvertical.

Dentro de este sistema, se incluye el gran accidente conocido como falla de Plasencia-Alentejo, que discurre por la parte central de la Hoja. Otra fractura de este mismo sistema se localiza en el borde noroccidental de la misma, coincidiendo con el cauce del río del Valle, la cual pertenece a todo el sistema de fallas que configuran hacia el oeste el Valle del Ambroz.

La falla de Plasencia-Alentejo se manifiesta en una banda de fractura que ocupa el fondo de los ríos Jerte y Aravalle, con anchura de varias centenas de metros, y con rellenos locales por varios diques de rocas filonianas básicas (diabasas); asociadas a esta fractura, existen otras subparalelas, en ambos márgenes del río Jerte hasta distancias de varios kilómetros.

Otras fracturas de este sistema presentan rellenos hidrotermales de cuarzo, como los reconocidos en el borde SO de la Hoja, donde se han medido localmente estrías subhorizontales sobre rellenos de cuarzo, que indican que han funcionado en su momento como desgarres, pero también se han medido estrías subverticales que indican reajuegos posteriores como fallas normales.

A escala regional, la Falla de Plasencia-Alentejo, es un accidente tardihercínico, de unos 550 km de recorrido, que se sigue desde el Algarve, hasta el Sistema Central. En Plasencia converge con un conjunto de fracturas algo más norteadas, que se integran en este mismo sistema, que configura la depresión del Valle del Ambroz, y a la que se asocia una actividad termal, cuyo máximo exponente son los manantiales termales de Baños de Montemayor.

A este mismo sistema pertenecen también la Falla Meridional de Gredos, con un recorrido reconocido de 150 km.

— Fallas de dirección próxima a N-S

Se trata de un sistema de fallas subverticales, localmente con rellenos de cuarzo, que dan unos resaltes morfológicos conocidos como «sierros» o «guijos». Tienen su máximo desarrollo en el borde suroriental de la Hoja, justo al sur la gran falla de Plasencia-Alentejo, con la cual se relacionan genéticamente según CORRETGE, G. (1971).

3.2. OROGENIA ALPINA

Durante la Orogenia Alpina, y como consecuencia de la colisión de la Placa Ibérica, con la Euroasiática, se produce la reactivación del zócalo hercínico, en un marco de comprensión

próximo a N-S. Las fallas tardihercínicas, funcionan en épocas alpinas como desgarres, cabalgamientos y en menor medida como fallas normales con levantamientos de bloques con saltos superiores a los 2.000 m. Estos movimientos originaron los actuales relieves del Sistema Central, articulado en una serie de bloques elevados sometidos a erosión, y otros hundidos que configuran cuencas terciarias y cuaternarias rellenas de sedimentos (SOLE SABARIS, 1952; PEDRAZA, 1973).

En la Hoja de Cabezuela del Valle, existen pocas evidencias que permitan verificar la existencia de movimientos alpinos, habida cuenta la ausencia de marcadores y referencias apropiadas (sedimentos mesozoicos y terciarios). El dato más relevante, es la reactivación de la Falla de Plasencia-Alentejo la cual aparece rellena por diques de diabasas, de edad mesozoica, los cuales han sido triturados y rotos debido a un rejuego posterior del accidente; conviene indicar que la reactivación no se produce exactamente sobre el anterior accidente, sino por otro paralelo situado en las proximidades del anterior.

Otro sistema de fracturas que se reactivan en épocas alpinas, son las fallas próximas a N-S, las cuales presentan en otras áreas del sistema central diques de tendencia sienítica, así como lamprófidos, con inclusiones de rocas granulíticas (MARTÍN PARRA, *et al.*, 1991) que ponen en evidencia el carácter profundo de dichas fallas.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describen las características macroscópicas y de afloramiento de las distintas rocas ígneas y metamórficas que afloran en la presente Hoja, así como la composición mineralógica, caracteres texturales y aspectos petrogenéticos más relevantes.

La mayor parte de los materiales aflorantes corresponden a rocas migmatíticas y graníticas, generadas durante la orogenia hercínica, y más concretamente relacionadas con eventos tardíos, presumiblemente tardi- F_2 a sin- F_3 . La presencia generalizada de fábricas anisótropas deformativas de carácter regional que afectan a estos granitoides, permite clasificarlas como cuerpos sincinemáticos (también hay estructuras relictas).

Otro tipo de materiales aflorantes en la Hoja corresponden a rocas metasedimentarias y ortogneíscas, las cuales han sido afectadas por las distintas fases tectonometamórficas hercínicas en condiciones de P-T variables. Aunque se conservan fábricas tecto-sedimentarias, la mayor parte han sido afectadas por los procesos de migmatización, y las rocas presentan tránsito a granitoides inhomogéneos mediante relaciones cartográficas complejas y en ocasiones difusas.

Así pues, en función de esta anisotropía de origen regional, y de la mayor o menor presencia de restos metasedimentarios y/o migmatíticos asociados, estos cuerpos graníticos se han agrupado en dos conjuntos: granitos anatéticos autóctonos o paraautóctonos y granitos alóctonos.

Además, dentro de la Hoja afloran también rocas ígneas cuya génesis y emplazamiento tuvo lugar en etapas post-hercínicas. Este es el caso de las rocas básicas filonianas asociadas al dique-falla de Alentejo-Plasencia, relacionado con la apertura del Atlántico Norte durante el Jurásico inferior-medio.

En base a su naturaleza, características petrográficas y texturales, relaciones espacio-temporales, etc., los distintos cuerpos ígneos diferenciados en cartografía, son agrupados como sigue:

— Rocas ígneas hercínicas:

- Granitos anatócticos autóctonos o parautóctonos.
- Granitos autóctonos.
- Pórfidos graníticos.

— Rocas ígneas post-hercínicas:

- Diabasas piroxénico-anfibólicas.

A continuación se describen estos conjuntos ígneos y los distintos tipos diferenciados, siguiendo su orden cronológico de emplazamiento. Antes, no obstante, se tratará la petrología de las rocas metamórficas diferenciadas como tales en cartografía.

4.1. ROCAS METAMÓRFICAS (15, 16)

La totalidad de los afloramientos de materiales de origen sedimentario existentes en la Hoja, muestran evidencias texturales y mineralógicas que indican procesos tectonometamórficos bajo condiciones variables de P y T durante la orogenia hercínica.

Debido a la escasez de afloramientos metasedimentarios, y a los procesos convergentes de metamorfismo y migmatización, resulta complejo establecer la secuencia de acontecimientos tectonometamórficos sufridos por estos materiales. Además, el hecho de que aparezcan como enclaves de pequeñas dimensiones, da lugar a procesos blásticos de contacto, que en muchos casos obliteran procesos tectonometamórficos anteriores.

Sin embargo, es conocido a escala regional, que durante la orogenia hercínica, amplios sectores del Sistema Central se vieron afectados por un metamorfismo regional polifásico y plurifacial bajo condiciones termobáricas cambiantes, y que hacia etapas finales desembocaron en procesos anatócticos generalizados, responsables de la génesis de las rocas graníticas.

La historia metamórfica del sector central del hercínico peninsular ha sido referida a tres eventos principales: M_1 , M_2 y M_3 (BELLIDO, *et al.*, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; ARENAS, *et al.*, 1991).

El evento metamórfico M_1 , sería contemporáneo de la primera fase de deformación (D_1), y presumiblemente del inicio de la segunda fase (D_2). Durante este periodo predomina una tectónica tangencial como consecuencia del choque continental y el consiguiente engrosamiento de la corteza. Durante este evento se desarrollan paragénesis minerales que indican condiciones de grado medio y presiones intermedias, con asociaciones de estauroлита y granate (BELLIDO, *et al.*, 1991c; ARENAS, *et al.*, 1991a y b). En la vecina hoja de Jaraiz de la Vera, y en los afloramientos de metasedimentos migmatizados existentes al sur de las localidades de

Jarandilla y Losar de la Vera, se ha descrito la presencia de granate roto y estirado, envuelto por una foliación milonítica (CONTRERAS LÓPEZ, *et al.*, 1991), el cual podría ser un mineral relicto de M_1 . Asimismo, DIEZ BALDA (1986) en la zona de Salamanca indica que durante M_1 se alcanza, al menos, la zona de la estaurolita.

Dentro de los afloramientos existentes en la Hoja, no se han encontrado evidencias que indiquen tal episodio, ya que los eventos posteriores y los procesos de migmatización han obliterado los posibles restos de esta etapa metamórfica.

La etapa metamórfica M_2 tiene lugar entre el final de F_2 y durante F_3 , e incluso con posterioridad a esta última. Este acontecimiento se desarrolla con posterioridad al engrosamiento cortical, y ya en un estado de cierta relajación bórica, lo que favorece un aumento de la relación temperatura/presión.

Las paragénesis alcanzan la parte alta de temperatura de la facies anfibolíticas caracterizadas por la desaparición de la moscovita en presencia de cuarzo (moscovita «out»). Asimismo, se inicia la antexia local de estos metasedimentos dando lugar a los primeros magmas graníticos, los cuales alcanzan su máximo desarrollo coincidiendo con el pico térmico, el cual debió alcanzar su climax máximo entre F_2 y F_3 , por lo que la mayor parte de la granitización debe atribuirse a esta época.

La asociación mineral más característica de los metasedimentos ya más evolucionados en tránsito a migmatitas, presentes en la Hoja, es: $qz + pl \pm feldk + bi + cord + sill$. El feldespato es un mineral que puede faltar en muchas muestras, por lo que composicionalmente estas rocas se clasifican como migmatitas o paragénesis migmatíticas.

En aquellas otras rocas más micáceas de aspecto esquistoso la asociación se caracteriza por la presencia de $bi + ms \pm cord$ y $\pm and$.

Todos estos materiales muestran fábricas anisótropas esquistosas o granolepidoblásticas bandeadas asimilables a la D_2 hercínica. Muchas de ellas aparecen afectadas por procesos posteriores como son: blastesis y/o recristalizaciones estáticas (metamorfismo de contacto), y, por otra parte, fábricas miloníticas con efectos retrogradantes, en los afloramientos situados en la mitad occidental de la Hoja al norte de Cabezuela del Valle, al ser afectados localmente por una banda de cizalla de dirección media N 110-120° E que cruza toda la Hoja.

Por lo que respecta al metamorfismo de contacto, localmente llegan a desarrollarse verdaderas corneanas con texturas granoblásticas bien definidas que pueden obliterar la fábrica esquistosa regional previa, si bien, es posible reconocer una anisotropía (fábrica foliada) que marca la orientación primaria de la roca. Como muestras representativas de estas texturas se pueden citar las siguientes: CV-9255, CV-9259 y CV-9278, entre otras. Las dos primeras en afloramientos situados en el borde occidental, y la otra en la parte oriental de la Hoja.

Se trata de rocas de grano fino y textura granoblástica foliada, compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, turmalina, opacos y diversos productos micáceos de alteración, especialmente procedente de las biotitas y cordieritas. En algunas muestras se reconocen agregados planares biotíticos, de origen metamórfico regional, con un mayor

tamaño de grano que las biotitas generadas por la blastesis térmica de contacto. Aparentemente no es frecuente la presencia de andalucita en estas rocas corneanizadas, por lo que las rocas que presentan este mineral, como, por ejemplo, la muestra CV-9275, podría atribuirse al metamorfismo regional.

El metamorfismo M_3 , parece corresponder con la evolución y culminación, sin solución de continuidad, de la fase metamórfica M_2 , siendo dicha etapa posterior o tardicinemática con respecto a F_3 . Ella es responsable de la segregación final y emplazamiento de los cuerpos graníticos ya iniciada durante M_2 , por lo que se le puede atribuir el carácter de plutono-metamorfismo especialmente en aquellos casos de granitoides más tardíos. En este sentido el proceso de corneanización antes aludido es probable que se relacione temporalmente con M_3 , al menos de forma local.

Por último, se observan asociaciones retrogradadas caracterizadas principalmente por la degradación de cordierita y silicatos de Al, así como cloritizaciones locales que pueden ser enmarcadas en una etapa M_4 de retrometamorfismo.

4.2. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

4.2.1. Granitos anatócticos autóctonos o parautóctonos

Representan aproximadamente el 75% de los afloramientos graníticos de la Hoja, y se caracterizan por la presencia de heterogeneidades procedentes de una granitización incompleta, por ello es frecuente la presencia de restos de metasedimentos más o menos digeridos, schlieren, concentraciones surmicáceas, etc., lo que les confiere un aspecto inhomogéneo. Sin embargo, estas inhomogeneidades son variables dentro de los diversos cuerpos aflorantes, hasta el punto de que es posible diferenciar masas altamente heterogéneas, caso del grupo diferenciado bajo el epígrafe de: complejo de granitos inhomogéneos y migmatitas con restos de metasedimentos.

Otra característica común a este conjunto de granitoides es la presencia generalizada de una fábrica anisótropa de origen deformativo regional, identificada en el mapa como foliación magmática primaria.

En efecto, se trata de una anisotropía inducida sobre cuerpo granítico en condiciones de fluidez magmática debida a un campo de esfuerzos, regional, y al generado como consecuencia del flujo de la propia dinámica interna del magma durante su emplazamiento. Así pues, todos estos granitoides se consideran pre a sincinemáticos, con respecto a la F_3 , y estarían afectados por las deformaciones generadas durante F_3 y F_4 .

Por lo que respecta al otro conjunto diferenciado como granitos alóctonos, también muestran anisotropía de tipo regional por lo que son igualmente considerados como sincinemáticos, aunque algo más tardíos que los anteriores. Es muy probable que estén afectados también por esfuerzos ligados con F_3 y, sin lugar a dudas, por F_4 . Las relaciones entre los distintos cuerpos graníticos integrantes de este grupo son básicamente de tipo intrusivo, aunque existen también contactos de tipo difuso.

El orden de descripción de los mismos responde a la numeración dada en la leyenda del mapa geológico, la cual a su vez ha sido establecida según la disposición estructural actual de estos cuerpos, tal como se muestra en los cortes geológicos.

Así pues, dentro de este conjunto de granitos anatéticos autóctonos o paraúctonos se han diferenciado las siguientes unidades cartográficas en base a criterios mineralógicos, texturales, estructurales y de campo:

- Complejo de granitos inhomogéneos y migmatitas con restos de metasedimentos (4).
- Leucogranitos de grano fino-medio, moscovíticos-biotíticos con nódulos de cordierita y $\pm$ andalucita (5).
- Leucogranitos biotíticos-moscovíticos, de grano medio con $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (6).
- Monzogranitos y granodioritas heterogéneas, biotíticas, de grano medio con abundante cordierita y $\pm$ sillimanita (7).
- Monzogranitos y/o granodioritas biotíticos, porfídicos, de grano medio-grueso con $\pm$ moscovita, $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (8).
- Monzogranitos biotíticos, $\pm$ moscovítica, de grano medio (9).

4.2.1.1. *Complejo de granitos inhomogéneos y migmatitas con restos de metasedimentos (4)*

Estas rocas se distribuyen por el cuadrante NO de la Hoja, concretamente quedan restringidas al NO del accidente de Plansencia-Alentejo, según afloramientos dispuestos E-O a NE-SO. Este conjunto de rocas incluye a una serie de granitoides caracterizados por un manifiesto grado de heterogeneidad textural y variación composicional, desde tipos graníticos a tonalíticos, si bien los más frecuentes responden a granodioritas y tonalitas. Se trata de granitoides anatéticos autóctonos, o ligeramente paraúctonos, cuyo rasgo más característico es el predominio de una fábrica migmatítica de tipo nebulítico y, en menor medida, estromática con restos de metasedimentos en diverso grado de asimilación. La anisotropía es, por tanto, de carácter regional, y globalmente asimilable a la F_2 hercínica que es la que presentan los metasedimentos restíticos que quedan como xenolitos o megaenclaves en su interior, ya que en ocasiones la fábrica de los metasedimentos es coincidente con la que presenta los cuerpos granitizados. Sin embargo, hay que tener presente que a veces existe disarmonía entre ambas fábricas por lo que la fusión continuaría con posterioridad a F_2 , borrando a la S_2 y adaptando orientaciones atribuibles a la fase de deformación F_3 .

Las relaciones cartográficas de detalle con los granitoides de su entorno son complejas, habiéndose optado por englobar dentro de este conjunto aquellos afloramientos claramente de aspecto inhomogéneo donde la textura dominante es nebulítica con abundantes concentrados y schlieren micáceos, así como frecuentes agregados oscuros de cordierita, lo que confiere a estas rocas un aspecto oscuro. Menos frecuentemente aparecen bandeados de segregación, dando lugar a estructuras estromáticas.

La mineralogía de estas rocas está compuesta por cuarzo, plagioclasa, $\pm$ feldespato potásico, biotita y $\pm$ cordierita, como minerales principales; apatito, circón, sillimanita, turmalina, opacos y $\pm$ andalucita, como accesorios; y moscovita, clorita, sericita, pinnita, adularia, albita,

rutilo, esfena y óxidos ferruginosos, como minerales secundarios o de alteración. La mayor parte de estos granitoides muestran importantes transformaciones secundarias, consistentes principalmente en una moscovitización-sericitización que afecta a la cordierita y a los feldespatos, y que sugiere un proceso retrogradante bastante generalizado. En otros casos se aprecian procesos de recrystalización con desarrollo de texturas granoblásticas que afectan especialmente al cuarzo, lo que indica un metamorfismo de contacto. Es probable que algunos de estos granitoides más heterogéneos, presenten metamorfismo de contacto inducido por los cuerpos circundantes más evolucionados.

Las heterogeneidades estructurales a escala de afloramiento también se traducen a nivel de lámina delgada por lo que son, muy variados los aspectos texturales. Los tipos más evolucionados texturalmente muestran una fábrica típicamente granítica de naturaleza granular hipidiomórfica, caracterizada por plagioclasa subidiomorfa, biotita en placas prismáticas algo corroidas junto con cuarzo xenomorfo a subredondeado, cordierita subidiomorfa y feldespato potásico alotriomorfo. Aun en estas texturas graníticas se aprecia siempre una anisotropía que afecta a la práctica totalidad de los constituyentes minerales, si bien es más patente en las biotitas, tanto a nivel de cristales individuales como de agregados. La biotita muestra un intenso pleocroismo, y se caracteriza por la abundante presencia de inclusiones de minerales accesorios, tales como circón, apatito y, más raramente, opacos.

Los tipos estructurales bandeados o estromáticos se caracterizan por una fábrica en la que alternan capas de composición granítica cuarzo-feldespática, con textura granular alotriomórfica, junto con otras ricas en micas (biotita y moscovita secundaria). La cordierita se desarrolla preferentemente en los niveles cuarzo-feldespáticos, aunque también puede aparecer inmersa entre lechos micáceos.

Además de estas texturas de origen primario, hay que indicar que parte de los afloramientos existentes en la mitad occidental de la Hoja, al N y NO de Cabezuela del Valle, están afectados por una deformación post-cristalina, dúctil-frágil en relación con la banda de cizalla que atraviesa la Hoja de ENE a ONO (aproximadamente N 110° E), lo que da lugar a una fábrica foliada que se sobrepone a la anisotropía regional. La deformación asociada a esta cizalla afecta a un cuerpo de rocas de amplitud kilométrica, que no sólo se limita a los afloramientos de granitoides inhomogéneos y metasedimentos de este sector, sino que también se extiende a los otros granitos de su entorno.

Esta deformación cizallante da lugar a rocas de aspecto gneisico, en la que los minerales más afectados son el cuarzo y las micas. El primero se presenta granulado y recrystalizado formando agregados granoblásticos elongados que definen bandas dispuestas según la foliación. Las biotitas aparecen estiradas, kinkadas y adoptando formas de «pez», con los bordes desflecados y generalmente transformados a productos moscovíticos. También llegan a producirse recrystalizaciones de pequeños cristales de biotita, procedentes de la granulación previa de las placas mayores. Estas biotitas, bien en cristales aislados o formando bandas, llegan a envolver a porfirocristales de feldespatos. Por último, los feldespatos también muestran efectos deformativos aunque de manera más discreta (rotura, alabeamientos, estiramientos, etc.). Esta deformación se produce en condiciones dúctiles, a moderada temperatura, propia de la parte alta de la facies de esquistos verdes, con recrystalización-neoformación de biotita y moscovita, y ausencia de formación de clorita.

En cuanto a los tipos petrográficos más comunes de este conjunto de granitoides, la composición fluctúa entre rocas con prácticamente total ausencia de feldespato-K, que responden a tonalitas biotíticas, hasta términos granodioríticos y, más raramente, monzogranitos y/o granitos, siempre con presencia de cordierita, $\pm$ sillimanita y, ocasionalmente, restos de andalucita.

4.2.1.2. *Leucogranito biotítico-moscovítico, de grano fino-medio, con nódulos de cordierita y $\pm$ andalucita (5)*

Esta variedad granítica tiene escasa representación cartográfica en la presente Hoja de Cabeza del Valle, ya que solamente se ha localizado un afloramiento en el borde norte y otro al sur del vértice Calvitero. En ambos casos se trata de cuerpos con geometría tabular de tipo estratoide intercalados en granitoides inhomogéneos y migmatitas (término de la leyenda del mapa geológico). En la vecina Hoja de Béjar, tienen un mayor desarrollo cartográfico e igualmente responden a cuerpos estratoides aflorantes entre granitoides inhomogéneos.

De visú corresponde a un granito leucocrático, de grano fino, aspecto isótropo a débilmente anisótropo, en el que destacan nódulos milimétricos a centimétricos de bordes irregulares y coloración oscura, ricos en cordierita parcial o totalmente reemplazada por agregados micáceos.

La composición mineralógica es: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, y cordierita, como minerales principales; sillimanita, andalucita, turmalina, circón y opacos, como accesorios; y moscovita, sericita, clorita, adularia, como minerales de alteración.

Estos granitos se caracterizan por una textura equigranular alotriomórfica de tipo aplitoide, en la que solamente la plagioclasa y alguna biotita presentan carácter subidiomorfo. Lo más característico es la presencia de nódulos cordieríticos, los cuales se presentan actualmente formados por cuarzos xenomorfos subredondeados de bordes irregulares, y cristales de micas (incoloros y verdosos) en placas prismáticas o fibrosas desorientadas, que reemplazan totalmente a los cristales de cordierita a los que pseudomorfizan completamente. El carácter intersticial xenomorfo de la cordierita, ocupando espacios entre la trama de cristales de cuarzo, indica un carácter tardío de aquella respecto al cuarzo. En la parte externa de estos nódulos, aparece algún resto de andalucita incluido entre los productos micáceos de alteración.

La biotita es un mineral escaso, y aparece parcialmente cloritizada con formación de adularia secundaria, dispuesta entre los clivajes de la misma. La moscovita forma placas irregulares, sobreimpuestas al feldespato potásico o interlaminada con biotita. El cuarzo y los feldespatos forman una trama equigranular alotriomórfica en la que destacan algunos cristales de plagioclasa de desarrollo subidiomorfo. La sillimanita corresponde a la variedad fibrolita, y forma haces filiformes mezclados con restos de biotita y moscovita. La alteración de los feldespatos es escasa, y lo hace a agregados sericíticos y/o moscovíticos y a productos arcillosos, por lo general poco desarrollados. Otro mineral presente corresponde a turmalina, que se presenta en cristales xenomorfos sustituyendo a feldespatos, o ocupando espacios intersticiales.

4.2.1.3. *Leucogranitos biotíticos-moscovíticos, de grano medio con $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (6)*

Esta variedad granítica s.s. aflora en el borde occidental de la Hoja, formando masas irregulares intrusivas en monzogranitos biotíticos heterogranulares (variedades 7 y 8 de la leyenda geológica), los cuales se disponen generalmente orientados E-O.

Se trata de un granito de grano medio, biotítico-moscovítico, de coloración clara, en el que localmente existen diferenciados más gruesos en pequeñas masas irregulares. En general muestran fábrica anisótropa variable (N 140° E, N 10° E, N-S, etc.) marcada por la orientación de micas; asimismo, y de forma local, presentan fábricas deformativas aproximadamente E-O buzantes al N. En afloramiento suelen dar formas de disyunción tabular, especialmente en los alrededores del vértice Valdeamor, donde aparecen relacionados con metasedimentos pizarreros, bien cortándolos o dispuestos subconcordantes con ellos. Con cierta frecuencia, y en el corte de la carretera de Cabezuela a Hervás, se observan venillas de cuarzo de dirección N 20° E/N 60° E.

Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales principales; sillimanita, cordierita, circón, apatito, $\pm$ turmalina y $\pm$ granate, como componentes accesorios; y moscovita, clorita, sericita, adularia, rutilo sagénico, pinnita y esfena, como minerales de alteración.

Desde el punto de vista textural se caracteriza por un tamaño de grano medio, tendencia equigranular (ausencia de megacristales), predominio de las formas alotriomorfas, y anisotropía generalizada más o menos marcada.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos y alotriomorfos, maclados y con débil zonado oscilatorio. En general está poco alterada y cuando se altera lo hace a productos sericiticos de grano fino, o bien a agregados fibrosos de moscovita.

El feldespato potásico es xenomorfo intersticial, con inclusiones de cuarzo y plagioclasa, principalmente; en ocasiones aparecen cristales con desarrollo prismático y macla de Carlsbad. Frecuentemente presenta el enrejado típico de la microclina. En espacios intergranulares de cristales pueden aparecer pequeños cristales xenomorfos de albita tardimagnética.

El cuarzo es xenomorfo, y en todas las muestras se presenta con marcada extinción ondulante. Es frecuente el desarrollo de subjuntas y, localmente, subgranos como consecuencia de efectos deformativos post-cristalinos. Más raramente es encontrarlo como bandas o *ribbon*.

La biotita es un mineral relativamente escaso en estos granitos, de ahí que se les pueda clasificar como leucocráticos. Se presenta en cristales prismáticos desflecados y corroidos y, por lo general, asociados a moscovita, a la que suele transformarse marginalmente. Las inclusiones de accesorios son más escasas que en los monzogranitos biotíticos, pero también suelen estar presentes. Tanto a escala de muestra de mano como al microscopio aparece orientada y en algunas muestras forma concentrados irregulares junto con sillimanita y moscovita, lo que confiere al granito un aspecto heterogéneo.

La moscovita es un mineral volumétricamente importante en estos granitos y se presenta bajo diversos aspectos; como placas milimétricas de bordes irregulares y aspecto poiquilítico (incluyendo a otros minerales), como agregados fibrosos asociados a sillimanita y/o biotita,

o como productos irregulares sobre feldespatos. Aun en el caso de cristales en placas individuales (casi siempre con restos de sillimanita), sus relaciones con los otros minerales parecen indicar un carácter tardío, ya que suelen adaptarse a la trama cuarzo-feldespática, por lo que su formación debe ser tardimagmática, aparte de la asociada a los procesos tardíos de alteración.

Entre los minerales accesorios hay que destacar por su frecuencia la sillimanita, la cual se presenta bajo la forma de fibrolita en haces orientados, o bien en prismas algo desorientados incluidos en otros minerales. La cordierita, por su parte, es más restringida en estos granitos, y siempre aparece alterada a productos micáceos diversos, pudiendo faltar en algunas muestras. En ocasiones aparece turmalina xenomorfa intersticial.

Otro mineral accesorio y al mismo tiempo accidental es el granate. Este mineral sólo aparece en una muestra de un pequeño afloramiento situado unos 2 km al NO de Cabezuela del Valle. Se trata de un mineral con hábito esquelético que se adapta a los intersticios de un núcleo de cuarzo xenomorfo. La presencia de este mineral en granitos leucocráticos similares ha sido también citada en la vecina Hoja de Jaraiz de la Vera (CONTRERAS, et al., 1991).

4.2.1.4. *Monzogranitos y granodioritas heterogéneas, biotíticas, de grano medio con abundante cordierita y $\pm$ sillimanita (7)*

Esta variedad granítica aflora preferentemente en la parte central de la Hoja, disponiéndose según una banda de orientación SO-NE, sensiblemente paralela al accidente de Alentejo-Plasencia; otros afloramientos menores se localizan en la mitad septentrional y en el cuadrante SE.

En afloramientos estos granitoides se caracterizan preferentemente por su aspecto heterogéneo, puesto de manifiesto principalmente por la distribución irregular de las biotitas en agregados o grumos más o menos orientados, pero casi siempre definiendo una fábrica anisótropa de orientación variable (NE-SO, NO-SE e incluso norteada). Asimismo, son frecuentes las estructuras restíticas de tipo schlieren caracterizadas por segregaciones ricas en biotita. Como consecuencia del alto contenido en biotita de estas rocas, su coloración es más oscura que la de los granitos previamente descritos, mucho más claros y con una fábrica más homogénea y más parcos en concentrados biotíticos, o bien con una distribución más regular de estos minerales.

Otra característica común, también de carácter textural, es la referente al tamaño de grano, predominantemente de grano medio, si bien en conjunto puede ser heterogranular debido a la presencia de megacristales de feldespato-K. Estos no muestran una distribución regular, por lo que se reconocen tipos porfídicos, $\pm$ porfídicos y otros sin apenas megacristales o distribuidos según una trama muy dispersa. Igualmente, es de destacar la presencia frecuente de cristales de cordierita, que localmente pueden alcanzar dimensiones próximas a 1 cm, tal como puede observarse el SE de Umbría en la vertiente oriental del vértice Cabeza Redonda (1.542 m). En este pasaje, y en contacto con el granito biotítico-moscovítico (términos 11 y 12), aflora una variedad fuertemente porfídica, con una matriz media heterogénea rica en biotita, en la que los prismas de cordierita son muy abundantes y de gran tamaño (~ 1 cm), perfectamente visibles en afloramiento. En este punto la roca presenta una fábrica subhorizontal marcada principalmente por la orientación de los megacristales prismáticos de feldespato-K.

De esta roca, y de forma paulatina, se pasa a la variedad de monzogranitos porfídicos más homogéneos agrupados en el término 8 de la cartografía geológica.

Otra característica de estos granitoides heterogéneos es la presencia de restos metasedimentarios (xenolitos), los cuales se hacen muy frecuentes hacia el tránsito a la unidad diferenciada con el número 4 (complejo de granitos inhomogéneos y migmatitas). Este contacto se puede considerar como gradual, si bien en el mapa se ha optado por poner uno intrusivo y separa a los granitoides aquí considerados de otros fuertemente inhomogéneos o nétamente migmatíticos caracterizados por una amplia variedad de estructuras (flebiticas, estomáticas o nebulíticas). Es precisamente la estructura nebulítica (granito más evolucionado texturalmente) uno de los criterios de campo que se han utilizado para separar cartográficamente esta variedad, del conjunto más inhomogéneo de tipo migmatítico.

Las heterogeneidades texturales que caracterizan a esta facies (7), también se traducen en variaciones composicionales, términos tonalíticos, granodioríticos, monzograníticos y, localmente graníticos, si bien los tipos dominantes corresponden a monzogranitos y granodioritas biotíticas con cordierita y $\pm$ sillimanita.

La mineralogía de estas rocas es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, feldespato-k, biotita y $\pm$ cordierita, como minerales principales; sillimanita, apatito, circón, opacos y $\pm$ andalucita, como accesorios; y, moscovita, sericita, $\pm$ esfena, $\pm$ pinnita, $\pm$ clorita y $\pm$ turmalina, como minerales secundarios o de alteración.

El cuarzo es de carácter subredondeado y se encuentra como cristales individuales o formando agregados que pueden alcanzar varios milímetros; también existen formas alotriomórficas intersticiales y cuarzo mirmequítico local. Muestra extinción ondulante generalizada, con desarrollo de subjuntas que individualizan ópticamente un mosaico granular. En las muestras afectadas por la deformación dúctil-frágil asociada a la cizalla que cruza la Hoja de NSE a ONO, el cuarzo aparece granulado y recrystalizado, dando un mosaico granoblástico elongado según la foliación de la roca; más raramente aparece con bandeo tipo *ribbon*.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos prismáticos, maclada y débilmente zonada, con una composición media de oligoclasa cálcica. Por lo general está poco alterada, y lo hace a productos sericíticos o moscovíticos dispersos; solamente en las muestras afectadas por la cizalla presenta alteración generalizada a agregados micáceos de moscovita y biotita, bien en zonas marginales de granos, o más raramente en el interior de los cristales. Otra variedad corresponde a cristales xenomorfos intergranulares, o bien a formas ameboides relacionadas con el desarrollo de texturas mirmequíticas.

El feldespato-k se presenta como megacristales prismáticos de tendencia idio-subidiomorfa, con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo subredondeado. Estos cristales muestran el enrejado típico de la microclina, y sus bordes presentan síntomas de recrecimientos, microtexturas mirmequíticas y agregados micáceos de alteración local, especialmente en aquellas muestras deformadas por la cizalla aludida anteriormente. También es frecuente el desarrollo de placas y/o agregados fibroso-radiales de moscovita sobre estos feldespatos. El feldespato-K que forma parte de la mesostasis granítica, es alotriomorfo, de tipo intersticial y su alteración es similar al anterior; en ambos casos suelen presentar microtexturas pertíticas de tipo *film*.

La biotita se presenta en cristales subidiomorfos con bordes corroídos, bien como cristales aislados, o en agregados que se disponen orientados definiendo la anisotropía de estas rocas. Los cristales de hábito idiomorfo son los que se encuentran incluidos en otros minerales (feldespato-k, principalmente). En todas las muestras se caracteriza por su intenso pleocroísmo, y por la inclusión de accesorios (circón, apatito y $\pm$ opacos). Su alteración más frecuente es a moscovita y, raramente, a clorita, también, puede aparecer intercrecida con agregados fibrosos de sillimanita. Cuando la alteración es a agregados moscovíticos suele ir acompañada de pequeños cristales de opacos que se disponen rodeándola o sobre las moscovitas. En muestras deformadas se produce moscovitización y recristalización de pequeños cristales procedentes de la granulación de cristales previos.

La cordierita es un mineral frecuente en estas rocas, y se presenta en secciones subredondeadas o prismáticas, con diverso grado de alteración, desde totalmente inalterados, a reemplazados por diversos productos micáceos. Su contenido es variable, y en algunas muestras, más que un accesorio se puede considerar como un mineral fundamental.

La andalucita, por su parte, es un mineral presente en algunas muestras, tanto en tipos de composición tonalítica-granodiorítica como monzogranítica. Siempre se presenta en agregados o cristales residuales, corroídos por cuarzo y transformados a micas (biotita y/o moscovita). En algunos cristales aparecen inclusiones de pequeños cristales prismáticos de sillimanita.

La moscovita es un mineral omnipresente en todas las muestras estudiadas, pero siempre en contenidos modales que no supera el 5% de la roca. Se presenta en estrecha relación espacial con otros minerales (cordierita, biotita, feldespatos y andalucita) a los que reemplaza total o parcialmente, por lo que es considerado como un mineral tardimagmático de sustitución.

El resto de minerales se encuentra en proporciones que no llegan al 1%. La sillimanita está presente en la mayoría de las muestras, bien en cristales prismáticos incluidos en otros minerales, o formando haces fibrosos (variedad fibrolita) en estrecha relación con las micas. Apatito y circón, preferentemente están incluidos en biotita. Los opacos aparecen en granos individualizados con alteración a esfena, o bien forman agregados como subproductos de la moscovitización de biotitas.

4.2.1.5. *Monzogranitos y/o granodioritas biotíticas, porfídicas, de grano medio-grueso con $\pm$ moscovita, $\pm$ cordierita y $\pm$ sillimanita (8)*

Esta variedad granítica es la más ampliamente representada a nivel de la Hoja. Sus afloramientos se localizan preferentemente en la mitad sur-oriental, concretamente al SE del accidente de Plasencia Alentejo, constituyendo la continuación de los existentes al N de la vecina Hoja de Jaraiz de la Vera. De forma aislada también existen afloramientos dispersos en el extremo occidental y norte de la Hoja.

De visu estos monzogranitos responden a una roca porfídica con megacristales de feldespato potásico de tamaño centimétrico, en torno a 4-6 cm. La distribución de los mismos es variable, existiendo afloramientos donde el volumen de estos megacristales puede llegar hasta el 40%, mientras que en otros puntos representan el 10-15% de la roca. La matriz es de grano

medio a grueso (3-6 mm) y coloración grisácea en corte fresco, destacando los granos de cuarzo, por lo general, en agregados subredondeados de $\leq 5-7$ mm, así como las biotitas milimétricas en placas aisladas o formando agregados, a veces en schlieren, junto con feldespatos milimétricos subidiomorfos. La fábrica mesoscópica de estas rocas es anisótropa y con frecuencia se caracteriza por la orientación de los megacristales, así como por los constituyentes cuarzo-feldespáticos y la biotita de la matriz. En ocasiones son las biotitas, bien de forma individual o en agregados, las que definen mejor la anisotropía de estos granitos. Aunque su aspecto general es el de granitos evolucionados en el sentido textural, es decir, son rocas aparentemente homogéneas, no es infrecuente en presencia de concentrados restíticos micáceos de tipo schlieren orientados según la anisotropía general de la roca.

Con cierta frecuencia, presentan enclaves microgranudos centimétricos de composición intermedia (tonalítica) y metasedimentarios de tamaños métricos a hectométricos e incluso kilométricos.

La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales principales; moscovita, cordierita, sillimanita, apatito, circón y opacos; y, esfena, rutilo sagenítico, clorita, sericita, epidota, óxidos ferruginosos, etc., como productos secundarios o de alteración.

El cuarzo constituye el 20-30% del volumen de estos granitos, y se presenta en cristales de tamaño variable (submilimétrico a milimétrico) de tendencia predominantemente xenomorfa, bien como cristales aislados de carácter intersticial o formando agregados policristalinos subredondeados de tamaño milimétrico (< 1 cm). Una característica general de estos cristales es, el estar afectados por una deformación intracristalina que da lugar a una manifiesta extinción ondulante que localmente se traduce en el desarrollo de subjuntas. Las inclusiones son escasas, pero cuando existen son de biotita, apatito y fibrolita. Sus relaciones con el resto de minerales sugiere una cristalización tardía con respecto a plagioclasa y biotita, a los que puede corroer localmente. Otro tipo de cuarzo es el relacionado con el desarrollo de microtexturas *subsolidus* de tipo mirmequítico.

La plagioclasa es el mineral volumétricamente más importante, con contenidos medios en torno a un 33%. Se presenta en cristales subidiomorfos y, en menor medida, con formas idiomorfas y alotriomorfas; estos últimos corresponden a cristales intergranulares o mirmequíticos. Los cristales subidiomorfos suelen mostrar zonaciones normales con núcleos de An_{40-36} a An_{10-15} en los bordes. El contenido medio corresponde a una oligoclasa cálcica (An_{20-28}). Las inclusiones más frecuentes corresponden a biotita, cuarzo subredondeado, apatito, sillimanita y moscovita. Su alteración más frecuente, cuando existe, es a productos sericíticos y/o sericítico-arcillosos.

El feldespato-K representa el tercer mineral en volumen de estos granitos, con un contenido medio, a nivel de lámina delgada, de un 20%. Se presenta como megacristales centimétricos de hábito prismático, y en cristales alotriomorfos intersticiales formando parte de la trama mesostásica. Los primeros pueden presentar microtexturas de *Frasl*, que incluyen cuarzo, biotita y plagioclasa; estos megacristales muestran relaciones con la matriz que sugieren que su desarrollo final tuvo lugar cuando ésta estaba prácticamente cristalizada. Pueden presentar macla de *Carlsbad* y micropertitas filiformes o en parches.

La biotita se presenta en cristales subidiomorfos con frecuentes inclusiones de apatito y circón y, en menor medida, opacos. Las relaciones texturales con los otros minerales indican una cristalización temprana junto con la plagioclasa, aunque tardía respecto de ésta. Con frecuencia aparece corroída por el cuarzo.

El resto de minerales corresponde a accesorios o de alteración. Entre ellos destaca la presencia de moscovita en pequeñas placas relacionadas con la biotita, con núcleos sillimaníticos o sobre feldespatos, la cual es considerada como secundaria tardímagmática. Cordierita y sillimanita son accesorios no siempre presentes en las muestras estudiadas. Entre los procesos más frecuentes de alteración destacan la cloritización local y parcial de biotita, con subproductos tales como $\pm$ esfena, $\pm$ rutilo sagenético, $\pm$ ilmenita, etc. Otros productos de alteración son sericita y epidota, principalmente sobre plagioclasa.

4.2.1.6. *Monzogranitos biotíticos, $\pm$ moscovita, de grano medio (9)*

Estas rocas se localizan en el cuadrante suroriental de la hoja, según una disposición cartográfica orientada este-oeste, que adopta la forma de gancho en su terminación occidental. Estructuralmente se adaptan a una antiforma, probablemente de F_3 , que en su terminación oeste sufre una inflexión según un eje norte-sur de F_4 .

Se trata de granitoides de composición mayoritariamente monzogranítica, si bien existen tipos graníticos s.s. De visú se caracterizan por presentar una coloración más clara que los monzogranitos y/o granodioritas de su entorno, tamaño de grano medio y cierto carácter porfídico, aunque menos desarrollado que en los monzogranitos circundantes. De éstos se han separado mediante un contacto de tipo difuso, pues a pesar de las diferencias apuntadas, no resulta fácil una separación cartográfica precisa. Además, en ningún punto se ha podido precisar de forma nítida la naturaleza del contacto entre ellos. La mitad septentrional del afloramiento de estos granitos está afectada por una deformación de cizallamiento dúctil-frágil, que con una dirección aproximada N 110° E atraviesa la hoja de un extremo a otro.

La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y $\pm$ moscovita, como minerales principales; apatito, circón, opacos y $\pm$ sillimanita, como minerales accesorios; y, moscovita, clorita, sericita, $\pm$ esfena y óxidos ferruginosos, como productos de transformación o alteración secundaria.

La textura de estas rocas es hipidiomórfica, inequigranular, de grano medio, con desarrollo local de megacristales de feldespatos que le confieren un cierto carácter porfídico. Sin embargo, y como ya se ha indicado, buena parte de sus afloramientos, especialmente los existentes en la mitad septentrional, aparecen afectados por una deformación dúctil-frágil que transforma en diverso grado los caracteres texturales primarios de estos granitos. La amplitud de los materiales deformados en el borde oeste de la Hoja es de unos 2 km, y afecta únicamente a los monzogranitos aquí considerados; en su prolongación oeste, la banda deformativa afecta indistintamente al resto de litologías graníticas y/o metasedimentarias de la Hoja a excepción del dique-falla de Plasencia-Alentejo que corta a esta banda de cizalla.

La fábrica de estas rocas, en el ámbito de la banda deformativa, es de tipo porfiroclástica gneísica milonítica, con desarrollo de superficies S-C, tanto a escala de visú como microscópica. El cuarzo y las micas son los minerales más sensibles a la deformación; el primero, aparece granulado y recrystalizado en bandas de aspecto granoblástico-elongado, que se disponen paralelas a la anisotropía de la roca, envolviendo a porfirocristales y definiendo, junto con otros elementos orientados, la foliación gneísica-milonítica. Las biotitas aparecen estiradas, granuladas y recrystalizadas a pequeñas placas, formando bandas policristalinas que llegan a rodear a porfiroclastos de feldespatos. Son frecuentes así mismo las formas en «pez» y las moscovitizaciones marginales. Los feldespatos (plagioclasa y feldespato-K) son los minerales menos afectados por la deformación; se presentan parcialmente rotos y con granulación marginal envueltos por la foliación milonítica; en ocasiones forman bandas de fragmentos microgranulados y recrystalizados. La ausencia de cloritización, así como la neoformación-recrystalización de biotita, indica que la deformación asociada a esta cizalla tuvo lugar en condiciones de al menos la parte alta de la facies de esquistos verdes.

Desde el punto de vista textural, parte de estos monzogranitos están transformados a granitoides miloníticos gneisificados.

4.2.2. Granitos alóctonos

En este apartado se engloba a un conjunto de granitos cuyos caracteres texturales y de afloramiento sugiere que se trata de cuerpos más evolucionados y desenraizados y, por consiguiente, con un mayor grado de aloctonia que el anterior grupo descrito. Sus relaciones con éstos indican que son posteriores e intrusivos sobre ellos.

4.2.2.1. *Monzogranitos y/o granodioritas biotíticas, porfídicas, de grano medio-grueso (10)*

Se trata de un cuerpo granítico de grano medio-grueso que aflora en el cuadrante noroccidental de la Hoja, y configura los relieves más abruptos y elevados de la Sierra de Candellario.

De visu corresponde a una roca granítica de color gris de grano medio-grueso, con megacristales de feldespatos, que aflora en forma de berrocales y lanchas y en lomos de ballena, con superficies redondeadas de dimensiones considerables.

Esta unidad granítica constituye un único plutón alóctono, intrusivo en el conjunto de granitos anatócticos autóctonos antes descritos; el contacto intrusivo se presenta por lo general muy tumbado, y frecuentemente se adaptan a la fábrica de los granitos autóctonos.

Son frecuentes los megacristales de feldespato-k, con tamaño de varios centímetros, que se disponen con orientaciones próximas a N-S. Presentan hábito idiomorfo-subidiomorfos con maclas tipo «carlsbad», con zonados paralelos a los bordes, marcados por inclusiones de biotitas según texturas «Frasl». El cuarzo y la biotita son de tamaño de grano medio-grueso, y la cordierita es ocasional, más frecuente en los bordes del cuerpo intrusivo.

En una pista que parte hacia el sur desde el km cinco de la carretera de Baños de Montemayor a Candelario, se ha reconocido un pliegue de flujo magmático (pliegue reomórfico) de plano axial subhorizontal.

El contacto entre este granito y el encajante anatético parautoctono, se observa con nitidez al norte de Jerte, a lo largo de la garganta de Arroyo Grande. En el contacto se observa una zona de mezcla entre ambas series graníticas; el granito que nos ocupa tiene aquí más cordierita, y presente una fábrica definida por la orientación de los feldespatos que se disponen paralelos al contacto; igualmente en esta zona de tránsito, se observan abundantes enclaves de granitos de la unidad autóctona, orientados también paralelos al contacto intrusivo, el cual además guarda un cierto paralelismo con el flujo observado en el encajante parautoctono.

Los datos expuestos en los dos párrafos anteriores, invitan a pensar, que este cuerpo parece que se ha emplazado por un mecanismo de inyección lateral forzada, subparalelo a la estructura del encajante parautoctono.

En cartografía, este cuerpo se queda colgado sobre el encajante parautoctono, y parece ocupar el núcleo de una sinforma de fase III que se ha denominado «sinclinal del Calvitero».

La composición mineralógica está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, como minerales principales; apatito, circón, opacos y $\pm$ cordierita (muy escasa y local) como accesorios; y moscovita, sericita, $\pm$ epidota, clorita, esfena y rutilo sagenítico, como minerales secundarios de alteración.

Desde el punto de vista textural, se caracteriza por su tamaño de grano grueso, carácter heterogranular porfídico, idiomorfismo de plagioclasa y biotita, y xenomorfismo de cuarzo y feldespato, lo que confiere a estos granitos un aspecto textural de roca granuda gruesa hipidiomórfica. La orientación débil o ausente de los minerales a escala de lámina delgada es otro carácter que contrasta con el de otros granitos antes descritos.

Desde el punto de vista composicional hay que destacar la ausencia generalizada de silicatos de aluminio y de cordierita, si bien ésta última se ha encontrado en alguna muestra, siempre muy escasa y puntual. Sin embargo, las variaciones en la proporción de feldespatos permite clasificarlas como monzogranitos y granodioritas. En definitiva, se trata de una variedad bastante uniforme textural y mineralógicamente, con una fábrica granítica hipidiomórfica bastante evolucionada, y en la que la biotita se presenta con una distribución muy regular por todo el cuerpo de la roca, confiriendo un aspecto general isótropo a nivel de lámina delgada. No obstante, a escala de afloramiento se observa una anisotropía grosera norteada marcada principalmente por la orientación estadística de los megacrístales de feldespato-K.

La plagioclasa es el mineral más abundante, y se presenta en cristales idio a subidiomorfos maclados (macla de la albita) y con débil zonación concéntrica (oligoclasa cálcica-sódica). Su tamaño es milimétrico (2-6 m), pero localmente puede superar el centímetro. Se altera débilmente a productos sericíticos, según una disposición zonada, más frecuente en el centro que en los bordes. De forma local se desarrollan coronas lobuladas de albita mirmequítica en la interfase con cristales de feldespato-K. Las inclusiones más frecuentes son de pequeños cristales prismáticos de biotita y ocasionalmente de apatito.

El cuarzo es de carácter xenomorfo, en cristales de 2-4 mm, formando agregados de varios individuos que llegan a superar 1 cm. Aunque presenta extinción ondulante, ésta es más débil que en el resto de los granitos ya descritos, lo que indica una menor deformación general para este cuerpo. El cuarzo mirmequítico es muy escaso en estas rocas.

El feldespato-K se presenta como megacristales centimétricos con hábito prismático aunque de contornos irregulares intercrecidos con la mesostasis granuda. Suele incluir a plagioclasa, biotita y cuarzo; estos minerales son de menor tamaño que los existentes en la mesostasis. Las plagioclasas incluidas presentan corona albítica, con desarrollo de cuarzo mirmequítico. El feldespato-K de la mesostasis es xenomorfo intersticial y de tamaño de algunos milímetros, y tanto éste como el de los megacristales suelen presentar escaso desarrollo de microtexturas pertíticas filiformes. Se presenta bastante sano, pero a veces se desarrollan agregados moscovíticos fibrosos, que progresan a lo largo de límites de cristales o microfracturas.

La biotita es el máfco característico de estos granitos. Se presenta en cristales de hábito prismático bien desarrollados, con abundantes inclusiones de accesorios (apatito, circón y algunos opacos). Muestra un intenso pleocroismo, y se presentan en cristales individuales de unos 2-3 mm. o formando agrupaciones de varios individuos. Sus bordes aparecen ligeramente desflcados por efectos reaccionales en los que se desarrollan pequeños cristales de moscovita y menas metálicas. La mayoría de ellos muestran síntomas deformativos con alabeamientos de los clivajes y excepcionalmente kinkados.

Los minerales accesorios son bastante abundantes en estos granitos, especialmente el apatito y circón, preferentemente incluidos en la biotita. La cordierita es muy escasa en estas rocas, habiéndose encontrado sólo en algunas muestras, y siempre totalmente pseudomorfizada por productos micáceos.

Los minerales de alteración están poco desarrollados y corresponden a clorita local, moscovita de grano fino y agregados sericiticos, junto con menas metálicas procedentes de la alteración de las biotitas y rutilo sagenítico, éste muy escaso.

Dentro de este macizo se han encontrado enclaves microgranudos de composición tonalítica y granodiorítica ricas en biotita. Las texturas son equigranulares hipidiomórficas, con orientación primaria, caso de la tonalita, y microporfídicas en matriz hipidiomórfica algo orientada, para una muestra de composición granodiorítica.

4.2.2.2. *Granito biotítico-moscovítico de grano grueso (11) y grano medio (12)*

Se incluyen ambos términos en un único apartado, ya que responden a dos variedades texturales dentro de un único plutón individualizado, conocido como granito de Navalanguilla UGIDOS (1974).

Dicho plutón, corresponde a un cuerpo alóctono, intrusivo en distintas unidades de los granitos anatéticos para autóctonos, de forma casi elíptica, más ensanchado por el sur, con su eje mayor orientado próximo a N-S. El límite septentrional está laminado por la Falla del Jerte, que provoca en este cuerpo desplazamientos discretos de tipo sinistral.

La variedad de grano grueso aflora en la unidad meridional del plutón, entre Nava del Barco y Navalguijo; se trata de un granito equigranular de dos micas, muy homogéneo e isótropo, de color gris-blancuecino, que se altera dando formas de berrocales y bolos de grandes dimensiones con desarrollo de muy poco suelo.

Este granito no contiene enclaves del encajante próximo y en ocasiones presenta una orientación próxima a N-S y subvertical, inducido posiblemente por la actuación de F_4 .

Su mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales principales; apatito, circón y opacos, como accesorios; y clorita y sericita, como productos de alteración.

Al microscopio presenta una textura inequigranular hipidiomórfica de grano medio-grueso, aparentemente isótropa, caracterizada por el desarrollo de cuarzo subredondeado a xenomorfo, de placas de biotita irregulares, moscovita en agregados o en cristales individuales o interlaminados con biotita y feldespato-K xenomorfo y poiquilítico.

La plagioclasa se presenta maclada y débilmente zonada (oligoclasa), mostrando incipiente alteración a productos sericíticos, o en ocasiones invadida por placas fibrosas de moscovita. Otra plagioclasa está representada por pequeños cristales englobados por el feldespato-K, o dispuestos en la interfase de cristales de este mineral.

El cuarzo forma cristales subredondeados a xenomorfos, de aspecto limpio y con apenas extinción ondulante, por lo general en agregados policristalinos con bordes rectilíneos netos, no indentados, pudiendo incluir biotita y plagioclasa.

El feldespato-K es micropertítico (venas y parches) y forma cristales de hábito prismático, aunque de bordes irregulares, de tamaño superior al centímetro, con frecuentes inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa, y en menor medida de biotita. Es precisamente el mayor tamaño de estos cristales de feldespato-K lo que confiere al granito su aspecto inequigranular. Además existen cristales intersticiales xenomorfos que pueden conectar con otros, dando lugar a formas poiquilíticas.

La biotita aparece casi siempre con bordes reaccionales irregulares y ligera alteración a clorita y/o moscovita. La moscovita, por su parte, forma placas individuales limpias, a veces con restos de biotita, de la que parece proceder, y otras reemplazando a feldespatos. También es frecuente que forme interlaminados con la biotita.

Los granitos biotítico-moscovíticos de grano medio (12), afloran en la mitad septentrional del plutón de Navalonguilla, y definen una banda alargada en la dirección N-S, limitada al oeste por el encajante parautoctono, al este por un granito leucocrático de dos micas que será descrito a continuación, al norte de la Falla del Jerte, y al sur por la variedad de grano grueso (11).

Composicionalmente este granito es similar a la variedad de grano grueso, sin embargo su forma de afloramiento es muy distinta, aquí no aparecen los típicos berrocales, sino afloramientos dispersos de formas angulosas y disyunción paralelepípedica con desarrollo de suelos bastante más potentes que en el caso anterior.

Al microscopio presenta una textura inequigranular alotriomorfa de grano medio en la que se aprecian síntomas deformativos post-cristalinos que dan lugar a una fábrica anisótropa groseramente orientada. El cuarzo muestra deformación intracristalina y fracturación con desarrollo de subjuntas y subgranos de bordes indentados irregulares. La biotita se encuentra bastante desflecada, y en parte transformada a moscovita, dando lugar a agregados mixtos de ambos minerales. También es frecuente en estos granitos, el desarrollo de agregados fibrosos de moscovita sobre los feldespatos, lo que indica un proceso generalizado de moscovitización secundaria afectando a estas rocas.

En las proximidades de Nava del Barco y en el límite con el granito anterior (11) se aprecia una fábrica deformativa N 120° E/30° O que al microscopio aparece definida por cuarzos poligonales elongados, granulación-recristalización de feldespatos, acompañados por un importante proceso de moscovitización a partir de la biotita y de los feldespatos. En este punto, situado 1 km al oeste de Nava del Barco, el granito de grano medio presenta restos pseudo-morfizados de cordierita.

4.2.2.3. *Leucogranito moscovítico-biotítico de grano medio-grueso (13)*

Se incluye aquí a una masa granítica de contorno muy irregular, orientada de forma subparalela al plutón de Navalanguilla, al cual se adosa por el este. Composicionalmente es un granito que guarda cierto paralelismo con aquél, si bien la presencia de pequeñas masas de leucogranitos intrusivos en la facies más gruesa del plutón de Navalanguilla, nos induce a separar este cuerpo.

En el campo, se trata de una roca muy leucocrática cuarzo-feldespática, con abundantes placas de moscovita, en ocasiones grandes. Aflora en formas poliédricas con disyunción en lajas, y producen unos suelos abundantes de color claro muy característicos, con abundantes hojuelas de moscovita.

Este granito también presenta, como los otros, una fábrica anisótropa apreciable, predominantemente de dirección N-S, aunque débil, que se asocia como en los casos anteriores, a la última fase de deformación hercínica. Se incluye dentro del plutón de Navalanguilla, el cual se prolonga hacia el este por la vecina Hoja de Bohoyo (577); no obstante es posible que estas facies representen una inyección o un diferenciado ligeramente más tardío.

Al microscopio se caracterizan por la presencia de placas milimétricas (4-7 mm) de moscovita con bordes desflecados y ligera deformación por alabeamiento de sus clivajes. La biotita es más escasa y sus cristales muestran efectos deformativos, con moscovitización marginal. El cuarzo se presenta en mosaicos policristalinos poligonales, que sugieren una recristalización estática, mientras que en otros puntos presentan bordes redondeados o irregulares. Los feldespatos también muestran síntomas deformativos, y se presentan en cristales subidiomorfos (plagioclasa) y en agregados alotriomorfos de pequeño tamaño.

En conjunto la textura es de tipo inequigranular alotriomórfica, con anisotropía deformativa recristalizada, y con fenómenos de moscovitización secundaria asociados. Composicionalmente corresponde a un granito moscovítico con $\pm$ biotita, fuertemente leucocrático.

4.2.2.4. *Leucogranito moscovítico de grano fino (14)*

Dentro de este apartado se incluye un conjunto de pequeñas masas de granitos aplíticos, que afloran de forma dispersa en la Hoja, si bien son más abundantes en el cuadrante nororiental de la misma.

Se trata de pequeñas masas de reducidas dimensiones, unas de forma elíptica y circunscrita, y otras claramente filonianas. Algunas de estas masas, intruyen en las facies de grano grueso del pluton de Navalanguilla, como son las pequeñas apófisis reconocidas en las proximidades y al sur de Nava del Barco; otros intruyen en granitos del complejo parautoctono, como sucede en las proximidades de Puerto Castilla, donde se localizan pequeñas masas de granitos aplíticos, a los que se asocian las mineralizaciones de estaño de Mina de Santa María, La Cerrada, Martigundi, etc. Asimismo, existen otras pequeñas masas distribuidas de forma irregular a lo largo de la Hoja, generalmente circunscritas como son las reconocidas junto a la Portilla de las Veguillas, y al Puente Sacristán.

Se trata de una roca leucocrática rica en moscovita, algunas de las cuales son primarias (magmáticas), y otras dispuestas sobre feldespatos tardíos de estos.

Al microscopio, presenta textura granular de tendencia alotromórfica, y está compuesta por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa y moscovita, como componentes principales; la biotita, apatito y óxidos son accesorios y la sericita es el único mineral secundario.

La biotita es escasa, y alguna aparece en los clivajes de moscovitas, lo que indica un proceso de reemplazamiento biotita-moscovita en una etapa de actividad magmática.

4.3. ROCAS FILONIANAS HERCÍNICAS

Las manifestaciones filonianas son relativamente escasas y están representadas por filones hidrotermales de cuarzo, y por pórfidos graníticos.

4.3.1. **Pórfidos graníticos (1)**

Los únicos diques de pórfidos cartografiados se localizan en la Sierra de Candelario, al norte de la Laguna del Trampal. Constituyen diques de una cierta continuidad lateral, con una corrida reconocida de unos 2 km, y un espesor que alcanza los 10-15 m. Se asocian a fracturas de dirección próxima a E-O y su disposición es subvertical, si bien se han reconocido buzamientos al norte y al sur de unos 80°.

La roca es de color gris claro, de grano muy fino, y aflora en alineaciones que dan formas deprimidas, respecto al encajante granítico. A escala de afloramiento, y en las partes más anchas del dique, se observa un claro zonado, con las partes internas caracterizadas por la presencia de texturas porfídicas, con fenocristales de feldespato y otras menores de cuarzo, y las partes externas con texturas afaníticas de grano fino.

Al microscopio se reconocen fenocristales milimétricos de cuarzo, feldespato-K, plagioclasa y biotita en una matriz de grano fino alotromórfica de tipo felsítico. Las pequeñas biotitas de la

matriz aparecen parcialmente alteradas a clorita y moscovita, resaltando una serie de pajuelas micáceas entre la trama cuarzo feldespática. También crecen moscovitas sobre los feldespatos como productos de alteración.

4.3.2. Filones de cuarzo (2)

Son muy frecuentes en toda la Hoja, y van asociados a fracturas de diversas direcciones, desde N 30° E a N 120° E. Intruyen en todos los cuerpos plutónicos diferenciados, siendo especialmente abundantes en el borde SE de la Hoja, donde se asocian preferentemente a fracturas de dirección N 30° a 50° E.

Los filones reconocidos son de potencia muy variable, sobresalen los ya mencionados del borde SE de la Hoja, donde se han reconocido varios filones de más de 5 m de potencia entre los que destaca el situado 1,5 km al sur de la Laguna Caballeros que alcanza 20 m de potencia. La corrida de los filones es asimismo variable, siendo raro que estas sobrepasen 1 km.

4.4. ROCAS FILONIANAS POST-HERCÍNICAS

El dique básico de Alentejo-Plasencia constituye un caso especial dentro del conjunto de rocas filonianas, al tratarse de un evento totalmente desligado del ciclo Hercínico. Las dataciones absolutas realizadas en diversas zonas de su extenso afloramiento (más de 500 km) arrojan una edad de 275 m.a. (SOARES DE ANDRADE, 1972), 220 m.a. (TEIXEIRA y TORQUATO, 1975) y 220-160 m.a. (SCHERMEHORN, *et al.*, 1978). Según estos últimos autores, su emplazamiento está relacionado con la apertura del Atlántico Norte a lo largo de varias decenas de millones de años desde probablemente el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio.

Esta megaestructura atraviesa todo el Macizo Ibérico desde el SO de Portugal, hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la Cuenca del Duero.

El dique atraviesa la Hoja por su parte central, con dirección N 60° E, configurando la alineación correspondiente al Valle del Jerte, en la mitad SO de la Hoja, y el Valle de Aravalle en la mitad NE de la misma.

Los mejores afloramientos de gabros, se localizan en las proximidades del Puerto de Tornavacas, donde se observa con claridad el dique, y el cortejo de fracturas asociadas; en el resto del trazado el dique aparece generalmente recubierto por material cuaternario, no obstante se localizan algunos afloramientos del mismo en las proximidades de Cabezuela del Valle.

Macroscópicamente, se trata de una roca máfica de color verde oscuro a pardo, que al alterarse dá un suelo ocre-rojizo. El tamaño de grano varía de un afloramiento a otro, desde fino-medio, a medio-grueso, con aspecto isótropo y compacto.

Al microscopio se han reconocido los siguientes minerales: plagioclasa cálcica (An₅₅), piroxeno y anfíbol marrón-verdoso, como minerales principales; cuarzo, feldespato-K, opacos, apatito,

clorita y sericita son minerales accesorios, accidentales y/o de alteración. Composicionalmente se trata de diabasas piroxeno-anfibólicas.

La plagioclasa corresponde a una andesina-labradorita en cristales subidiomorfos con diversos grados de alteración a productos sericíticos y/o arcillosos.

El clinopiroxeno muestra relaciones respecto de la plagioclasa, que sugieren una cristalización tardía respecto de ésta. Se presenta bastante alterado a anfíbol marrón-pardo y verde, en su mayor parte con hábito fibroso y desflecado.

Texturalmente se caracteriza por un tamaño de grano fino-medio en la que plagioclasa y piroxeno forman una textura ofítica a subofítica. Cristales tabulares de plagioclasa forman un entramado, en cuyos intersticios crecen cristales de piroxeno que acaban englobando a las plagioclasas. Las menas metálicas también ocupan espacios intersticiales de la trama plagioclásica, adoptando formas irregulares de hábito esqueletal.

5. GEOCRONOLOGÍA

Se han recolectado tres muestras del macizo de granitos leucocráticos de dos micas de Nava del Barco (NE de la hoja) para dataciones absolutas (Rb/Sr, roca total), correspondientes a las siguientes facies diferenciadas en cartografía: término 11 de la leyenda geológica (muestras 9391 y 9392) y término 13 (muestra 9390). Asimismo, se ha realizado una concentración de apatito en una de las muestras, para poder elaborar la isocrona con mayor precisión.

Tabla 1

Muestras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Conc. apatito	0,50	1.117	0,0013	0,711224
OA-9390	428,2	23,72	53,332	0,927600
OA-9391	304,0	32,70	27,010	0,821527
OA-9392	341,6	35,35	28,294	0,831884

La isocrona de la figura 5.1 permite establecer una edad de 291 ± 20 m.a. para estos granitos, cuya relación inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,71122 ± 0,0002 es acorde con una procedencia de material cortical de los mismos.

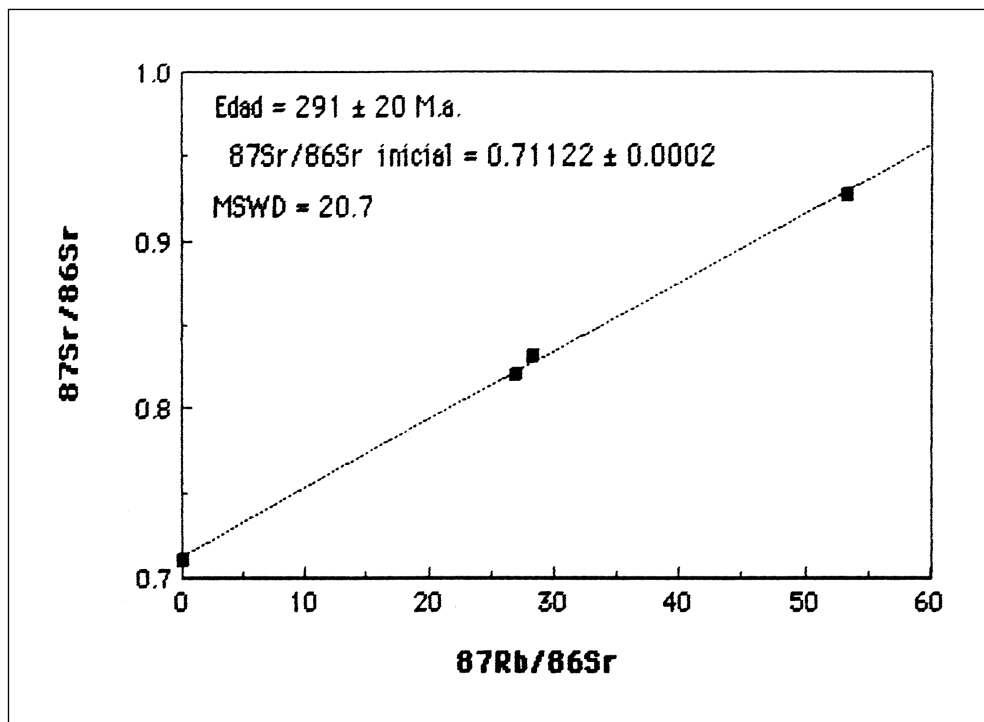


Figura 5.1. Isocrona de los granitos leucocráticos de Nava del Barco.

6. GEOQUÍMICA

Se han analizado un total de 20 muestras distribuidas según los tipos litológicos y facies diferenciadas en cartografía (Tabla 2) y cuyos resultados analíticos se recogen en la Tabla 3. De forma sintética las variedades aflorantes en la Hoja, tanto desde el punto de vista petrográfico como geoquímico, se pueden agrupar en tres conjuntos: uno, el de mayor extensión cartográfica, integrado por granitoides biotíticos hercínicos más o menos porfídicos de composición mayoritariamente monzogranítica, con tipos granodioríticos y tonalíticos subordinados. Estos, y especialmente las granodioritas y tonalitas, muestran localmente una cierta heterogeneidad composicional y estructural que les confiere un carácter inhomogéneo o puntualmente migmatítico. Otro conjunto, está representado por granitos biotíticos-moscovíticos de colores claros (leucogranitos), también de edad hercínica. Por último, afloran rocas básicas (diabasas) en relación con la estructura dique-falla de Alentejo-Plasencia, de edad mesozoica. Por lo que respecta al cortejo filoniano, éste es muy reducido y está limitado a algunos cuerpos de cuarzo y diques de porfidos graníticos no muestreados.

Tabla 2. Muestras analizadas con su clasificación petrográfica y asignación a las facies diferenciadas en cartografía

Muestras	Clasificación petrográfica	Número leyenda mapa geológico
OA-9375 OA-9381	Diabasa piroxénica con bi y $\pm$ anf Diabasa piroxénico-anfibólica	3
OA-9363	Granito leucocrático bi-ms (deformado)	9
OA-9365 OA-9379	Monzogranito biotítico Monzogranito biotítico (gneisificado)	8
OA-9374 OA-9376 OA-9377	Monzogranito biotítico con cord y $\pm$ ms Tonalita biotítica Granodiorita/tonalita con cord, sil y and	7
OA-9364 OA-9378 OA-9380	Granito leucocrático bi-ms con sil Granito biotítico-moscovítico con sil Granito biotítico-moscovítico con sil y gte	6
OA-9369	Leucogranito con nódulos de cord y $\pm$ and	5
OA-9366	Nódulo de cuarzo y cordierita con $\pm$ and	4
OA-9367 OA-9368	Monzogranito biotítico con cord y $\pm$ ms Monzogranito biotítico	10
OA-9370 OA-9371	Granito leucocrático biotítico-moscovítico Granito leucocrático biotítico-moscovítico	11
OA-9373	Leucogranito biotítico-moscovítico con sil	12
OA-9362	Leucogranito biotítico-moscovítico	13
OA-9372	Leucogranito moscovítico-biotítico	14

La composición química de estos granitos, indica que todos ellos corresponden a rocas peraluminosas ($A > CNK$) de acuerdo con el principio de saturación de alúmina en base a la relación en moles de $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ [= A/CNK]. Los valores de dicha relación varían entre 1,05 (muestra 9368) a 2,15 (muestra 9377), siendo el valor medio (1,27) ligeramente mayor en el caso de los monzogranitos y rocas asociadas, que para los términos graníticos (1,21). La presencia de corindón normativo es, asimismo, indicativa de este carácter peraluminoso; en efecto, el conjunto monzogranítico muestra contenidos de corindón entre 1,41-8,69% (media: 3,89%), mientras que los granitos varían entre 2,04% y 4,78% (media: 3,40%).

El mayor carácter peraluminoso de todas las rocas analizadas corresponde a las muestras 9377 (tonalita con abundante contenido modal de cordierita) y a la 9366 la cual representa a un nódulo compuesto casi exclusivamente por cuarzo y cordierita, con valores de corindón normativo de 8,69% y 9,07%, respectivamente; asimismo, muestran los mayores valores de la relación A/CNK con 2,15 y 2,48, respectivamente. Esta última muestra (9366), por no ser

Tabla 3. Composición química

	OA 9375	OA 9381	OA 9363	OA 9365	OA 9379	OA 9374	OA 9376	OA 9377	OA 9364	OA 9378
SiO ₂	49,6	49,8	71,2	65,5	64,3	66,6	60	65,7	70,8	70,6
Al ₂ O ₃	15,2	15,7	14,3	14,7	14,6	15,2	17,2	16,2	14,0	14,8
Fe ₂ O ₃	10,1	11,2	1,63	5,08	5,67	3,38	5,72	6,34	1,14	1,51
MgO	7,4	5,81	0,44	1,23	1,26	1,15	2,04	2,18	0,66	0,44
CaO	11,3	10,5	0,84	1,71	1,89	1,42	2,82	0,81	1,01	0,58
Na ₂ O ₃	1,9	2,24	3,15	2,71	2,85	2,85	2,89	1,84	3,11	3,17
K ₂ O	0,43	0,68	4,78	4,89	4,72	4,17	4,25	2,83	5,25	5,15
TiO ₂	0,82	1,04	0,19	0,93	1,08	0,51	0,96	0,84	0,13	0,24
MnO	0,13	0,14	0,01	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,28	0,39	0,42	0,31	0,38	0,12	0,26	0,35
Cr ₂ O ₃	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
H ₂ O	0,65	0,70	1,25	1,10	1,35	1,95	1,70	1,40	1,20	1,40
Total	97,60	97,90	98,10	98,50	98,30	97,70	98,20	98,40	97,60	98,30
Rb	<10	<10	217	195	166	200	184	112	147	212
Ba	89	115	217	515	615	435	775	375	168	207
Sr	134	152	56	112	119	138	245	88	53	55
Bi	<3	6	<3	<3	<3	<3	4	<3	<3	<3
Y	<10	<10	15	27	34	14	23	27	10	<10
Ta	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Th	<2	<2	13	39	30	21	25	14	4	2
U	<2	<2	14	8	8	10	3	9	2	5
Zr	67	83	99	346	380	161	253	259	63	90
Nb	<10	<10	11	24	26	14	20	22	12	10
Ni	76	59	3	6	7	8	10	33	3	3
Co	58	56	46	34	41	41	46	46	51	40
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
As	4	6	13	14	14	25	13	18	12	10
W	170	122	451	237	257	323	326	331	507	386
Cu	114	150	<2	10	11	7	52	19	<2	<2
Sn	4	13	26	14	10	13	16	12	13	19
Zn	68	76	50	85	92	73	97	98	45	39
Pb	<2	<2	30	28	19	18	25	15	36	28
Q	70,53	64,87	182,08	151,96	142,25	172,28	116,02	235,57	169,15	173,34
P	-253,66	-245,05	-15,11	-14,09	-25,43	-28,72	-53,28	-13,71	-6,87	-3,26
A	-175,2	-153,14	47,5	36,18	26,89	67,1	53,42	169,51	26,86	58,08
B	320,28	297,38	33,7	105,76	115,78	77,23	134,24	143,98	32,27	32,83
F	164,19	192,75	339,22	297,28	296,97	305,49	304,74	175,45	353,58	348,83
Co	—	—	3,14	2,77	2,32	4,21	3,57	8,69	2,04	3,86

Tabla 3. Composición química (continuación)

	OA 9380	OA 9369	OA 9367	OA 9368	OA 9370	OA 9371	OA 9373	OA 9362	OA 9372	OA 9366
SiO ₂	72,1	73	64,8	65	71,5	73,5	71,6	71	73,2	77,8
Al ₂ O ₃	14	14,02	15,7	15,7	14,5	13,8	14,8	15,4	14,4	10,6
Fe ₂ O ₃	2,15	1	4,7	4	1,52	1,24	1,35	1,06	0,54	2,80
MgO	0,51	0,24	1,41	1,36	0,27	0,24	0,34	0,21	0,17	0,75
CaO	0,75	0,53	1,62	2,61	0,69	0,69	0,44	0,47	0,47	0,07
Na ₂ O ₃	2,79	3,77	2,92	3,39	3,49	3,37	3,34	3,53	3,79	0,47
K ₂ O	4,78	4,2	4,11	4,2	5,1	4,83	4,41	4,91	4,17	3,21
TiO ₂	0,24	0,1	0,71	0,57	0,15	0,12	0,16	0,11	0,06	0,81
MnO	0,02	0,01	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,48	0,40	0,32	0,24	0,22	0,20	0,40	0,49	0,34	0,07
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
H ₂ O	1,05	1,20	1,70	1,05	1,10	0,85	1,55	1,40	1,45	2,05
Total	98,90	98,70	98,10	98,30	98,70	98,90	98,40	98,70	98,70	98,80
Rb	256	124	131	135	277	236	169	460	306	67
Ba	205	88	472	487	129	152	171	90	71	663
Sr	54	34	113	144	34	32	44	38	19	36
Bi	<3	<3	5	<3	5	<3	<3	<3	5	<3
Y	16	<10	22	25	19	15	<10	10	<10	29
Ta	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Th	7	<2	20	13	16	11	2	6	5	17
U	8	<2	2	4	4	10	3	3	7	7
Zr	90	43	211	207	88	80	62	54	44	613
Nb	17	<10	14	13	126	20	<10	16	19	17
Ni	2	<2	16	7	<2	<2	<2	2	<2	12
Co	42	47	42	43	43	50	48	38	49	62
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	22	<2	<2	<2
As	10	10	23	13	11	13	10	8	43	30
W	392	467	327	363	413	514	476	399	504	641
Cu	<2	<2	16	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	14	8	90	21	23	20	19	29	49	18
Zn	68	37	90	68	54	46	53	64	28	50
Pb	15	18	33	28	21	15	21	18	5	23
Q	199,75	188,07	158,93	131,2	167,76	188,47	190,78	170,35	189,88	347,64
P	-1,89	-41,89	-35,82	-66,72	-16,6	-18,47	-21,96	-18,01	-42,1	51,74
A	56,44	45,38	68,8	16,42	39,01	34,88	73,3	67,26	54,96	122,15
B	42,58	19,73	102,72	90,96	27,61	22,98	27,34	19,86	11,73	63,80
F	312,67	347,2	293,35	332,84	359,63	343,55	336,88	364,79	353,39	143,56
Co	4,02	2,93	4,24	1,41	2,54	2,27	4,78	4,68	3,70	9,07

representativa de las composiciones granitoides, no será utilizada en los diagramas geoquímicos que se han realizado.

En base a las características geoquímicas aludidas todos estos granitoides pueden ser clasificados como granitos-S (origen metasedimentario), ya que muestran una relación $A/CNK > 1,1$ (CHAPPELL y WHITE, 1974).

Por otra parte, y utilizando los criterios de caracterización geoquímica de DEBON y LE FORT (1988), estas rocas se proyectan en el dominio peraluminoso del diagrama A-B de la figura 6.2. Por un lado, las muestras de composición monzogranítica a granodiorítica/tonalítica (núms. 7, 8 y 10 de la leyenda) se distribuyen por los campos II y III del diagrama donde la biotita es la mica dominante, formando una agrupación claramente diferenciable del conjunto granítico. La muestra correspondiente al término 7 que aparece en el dominio I es la 9377, manifestando su carácter más peraluminoso. Por otro lado, se agrupan las muestras correspondientes a los granitos (núms. 9, 6, 5, 11, 12, 13 y 14) proyectándose en el campo correspondiente a los leucogranitos ($B \leq 38,8$) con predominio de moscovita. Ambos conjuntos graníticos forman asociaciones aluminosas, si bien quedan individualizados y sin aparente relación.

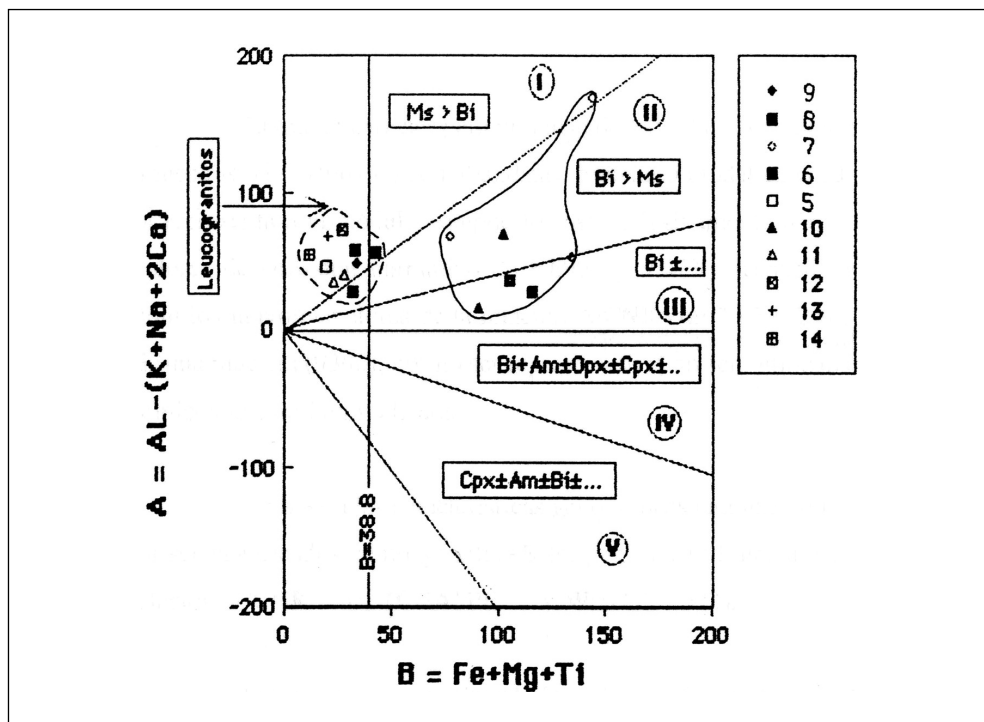


Figura 6.2. Diagrama A-B (DEBON y LE FORT, 1988). Los valores de A y B están expresados en milicaciones (10^3 átomo-gramo, por 100 gramos de roca). En línea continua se agrupa el conjunto monzogranítico (núms. 7, 8 y 10) y en trazo discontinuo el conjunto granítico (5, 6, 9, 11, 12, 13 y 14).

Las asociaciones aluminosas pueden ser subdivididas a su vez en base a diversos criterios (DEBON y LE FORT, 1988): contenido en cuarzo, índice de color, relación de alcalinidad e índice de alúmina.

Según estos criterios, el conjunto monzogranítico corresponde a una asociación con contenido pobre a normal de cuarzo; índice de color mesocrático ($B/5,55 > 10\%$) entre 16% y 26%, diferenciándose por un lado, los tipos correspondientes a los términos de la leyenda 7 y 8 con una media de 20,8%, y, por otro, los monzogranitos del término número 10 con valores de 17,5% (algo más claros, lo que también se aprecia por petrografía); la relación de alcalinidad $[K/(Na + K)]$ pone de manifiesto, con valores de 0,51 (media de núms. 8 y 7) y de 0,46 (media de núm. 10), que dentro de los monzogranitos existe un grupo correspondiente a los términos de la leyenda núms. 7 y 8 que forman un subtipo potásico y otro representado por el término 10 (muestras 9367 y 9368) que es sódico-potásico; y, por lo que respecta al índice aluminoso existen tipos como la muestra 9377 ($A = 169,5$) muy alto en aluminosidad, mientras que el resto de muestras de los términos 7 y 8 con un valor medio de 46 son altos, las dos muestras del término 10 corresponden a índice aluminoso muy alto (68,8) y aluminoso bajo (16,4), respectivamente.

El conjunto granítico forma una asociación de tendencia pobre en cuarzo; índice de color de 4,87 ($B/5,55 < 7$) y, por tanto, leucocrática; índice de alcalinidad de 0,48, lo que permite definirla como sódico-potásica; y un índice de alúmina de 50 que indica que es una asociación aluminosa alta.

En la figura 6.3 se muestra la variación lineal de los elementos mayores (expresados en % de óxidos) con respecto al índice de diferenciación marcado por el contenido en SiO_2 . En estos diagramas se aprecia como ambos conjuntos de rocas (monzogranitos a tonalitas y granitos) presentan un quimismo propio que permiten su separación. En efecto, su contenido en SiO_2 varía entre 60% y 66% para el conjunto monzogranítico, y entre 70,6% y 73,5% para los granitos, observándose entre ambos una discontinuidad de 4 puntos para este elemento. Por otra parte, existe un mayor contenido medio de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO y TiO_2 , y menor en Na_2O y K_2O , en el conjunto monzogranítico que en el granítico. Asimismo, y para estos elementos, las líneas de variación de ambos grupos no parecen seguir pautas evolutivas correlacionables entre sí, lo que podría interpretarse como asociaciones no cogenéticas. Todos los elementos muestran una disminución de sus contenidos con el aumento de sílice, tanto a nivel de grupo como dentro de él, a excepción del Na_2O que aumenta. Para este elemento y el K_2O no se aprecia una pauta clara en el conjunto de rocas monzogranítica a tonalíticas.

Los contenidos y evolución de los elementos traza (en ppm) frente al contenido en SiO_2 , también pueden ser interpretados en el sentido arriba aludido (Figura 6.4). El Rb, se distribuye en dos conjuntos no correlacionables entre sí, que apoyan la falta de correlación lineal entre ambos grupos de rocas aludidas. Su distribución verticalizada no permite apreciar una variación en función de la diferenciación marcada por la sílice. El Ba, por el contrario, si permite poner de manifiesto una tendencia decreciente con el grado de diferenciación (comportamiento compatible); y, a su vez, mostrar el mayor contenido del grupo monzogranítico (entre 375 y 775 ppm) frente al granítico (entre 71 y 217 ppm). El Sr, presenta un comportamiento compatible similar al del Ba, con menor contenido en los tipos graníticos.

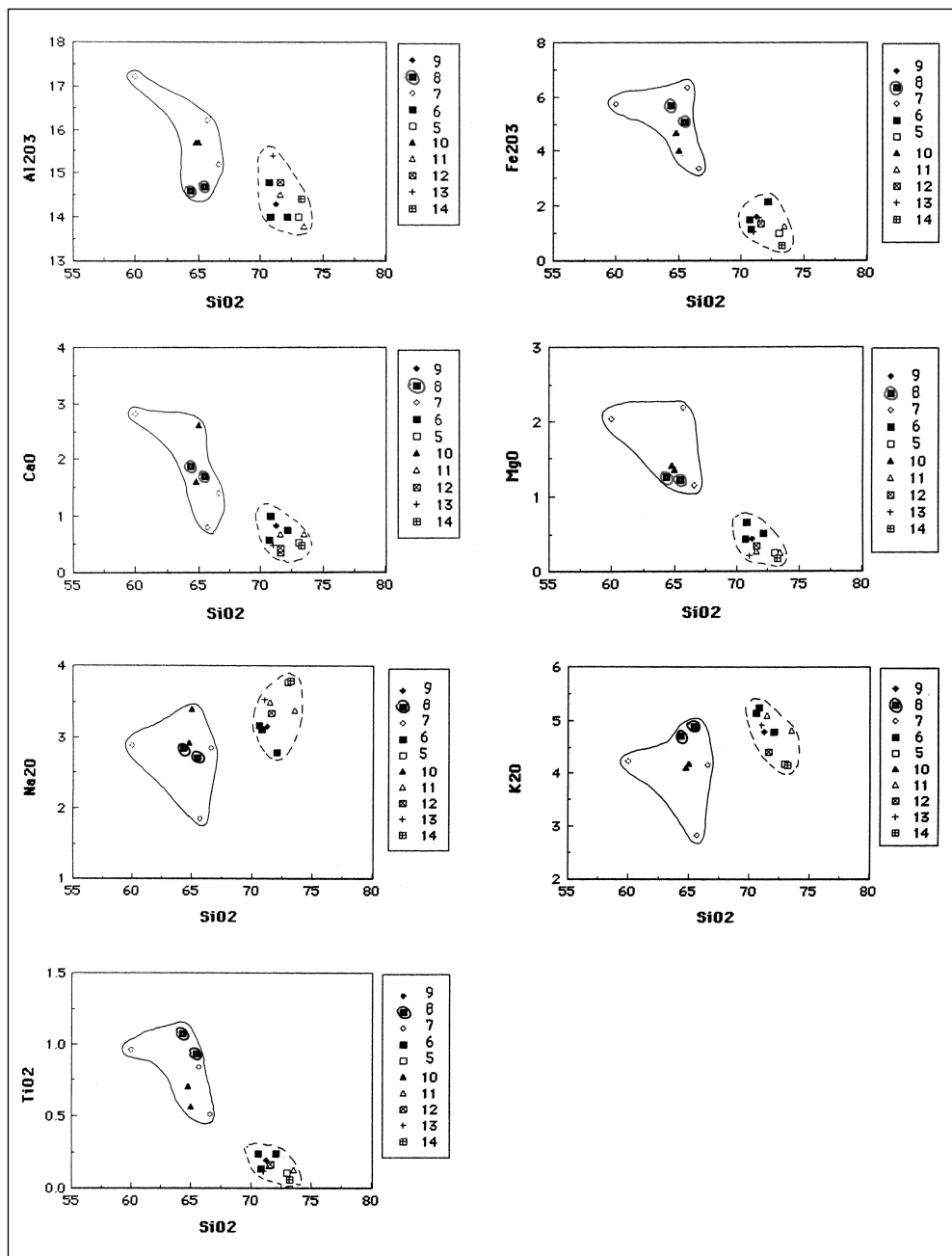


Figura 6.3. Diagramas de variación lineal de SiO_2 frente a elementos de mayores.

El U es otro elemento que permite discriminar dos conjuntos independientes sin aparente relación genética entre ellos. En ambos casos se aprecia un ligero incremento con el aumento de sílice y unos contenidos medios equiparables entre <2 y 14 ppm. El Th también muestra un comportamiento similar al U, si bien su contenido es superior en el conjunto de monzogranitos-granodioritas. Los contenidos y comportamiento del Y son similares a los del Th. El Zr presenta mayor dispersión y contenidos más altos en los monzogranitos que en los granitos y, en general, se aprecia un comportamiento débilmente compatible. Los contenidos en Nb son similares para ambos conjuntos de granitoides y, en general, inferiores a 26 ppm, excepto la muestra 9370 que presenta 126 ppm. El Ni muestra un contenido medio de 13 ppm en el conjunto monzogranítico, y entre 3 y <2 ppm en los granitos. El Co en los monzogranitos se dispone según una disposición vertical en el diagrama (Figura 6.4) lo que indica la falta de una tendencia clara con el contenido en sílice, para los granitos si parece existir una tendencia positiva (ligero aumento con respecto al incremento de sílice).

Los contenidos en W para los monzogranitos varían entre 237 y 363 ppm, y aparentemente estos valores no dependen de los de la sílice; para el caso de los granitos se aprecia una correlación positiva respecto de la sílice, con valores entre 386 y 514 ppm. Tal como muestra la figura 6.4 (diagrama SiO_2 -W) ambos conjuntos de rocas se diferencian bien por sus contenidos en W, siendo más ricos en este elemento los granitos.

Por lo que respecta al Sn, los contenidos son similares para ambos conjuntos, si bien existen dos muestras, la 9367 y 9372, que destacan en cada conjunto con 90 y 49 ppm, respectivamente. El Zn, por su parte discrimina a ambos conjuntos de rocas con valores más altos (68-98 ppm) en los monzogranitos que en los granitos (28-68 ppm). Por último, los contenidos en Pb se distribuyen en torno a dos grupos característicos para los dos conjuntos de rocas considerados, mostrando en el caso de los granitos una disminución con el aumento de sílice.

La muestra 9366 no ha sido considerada como representativa de estos granitoides por corresponder a un concentrado o nódulo prácticamente compuesto por cuarzo y cordierita. Su composición química es particular de esta mineralogía, destacando su alto contenido en sílice (77,8%), bajo en alúmina (10,6%), moderado en hierro (2,80%) y relativamente bajo en potásico (3,21%), el resto de elementos mayores son bajos o similares con respecto a otras muestras (ver Tabla 3). Por lo que respecta a los elementos traza y en relación con las otras muestras destacan los bajos valores de Rb (67 ppm), altos de Ba, Zr y W con 663 ppm, 613 ppm y 641 ppm, respectivamente.

Respecto a la naturaleza y marco geotectónico de estos granitoides, en el diagrama de la figura 6.5 se muestra como ambos conjuntos presentan características propias de series alcali-cálcicas extensionales. En los diagramas de PEARCE, *et al.* (1984) (Figura 6.6) estos granitoides se distribuyen entre los campos correspondientes a los granitos de arco volcánico (VAG) y los granitos sin-colisionales (syn-COLG), siendo esta última afinidad más patente para el caso de los granitos (leucogranitos). Por lo que respecta a la muestra 9370 (granito leucocrático biotítico-moscovítico; término 11 del mapa geológico) el mayor contenido en Nb que el resto de muestras dá lugar a que se proyecte en el campo de los granitos intra-placa.

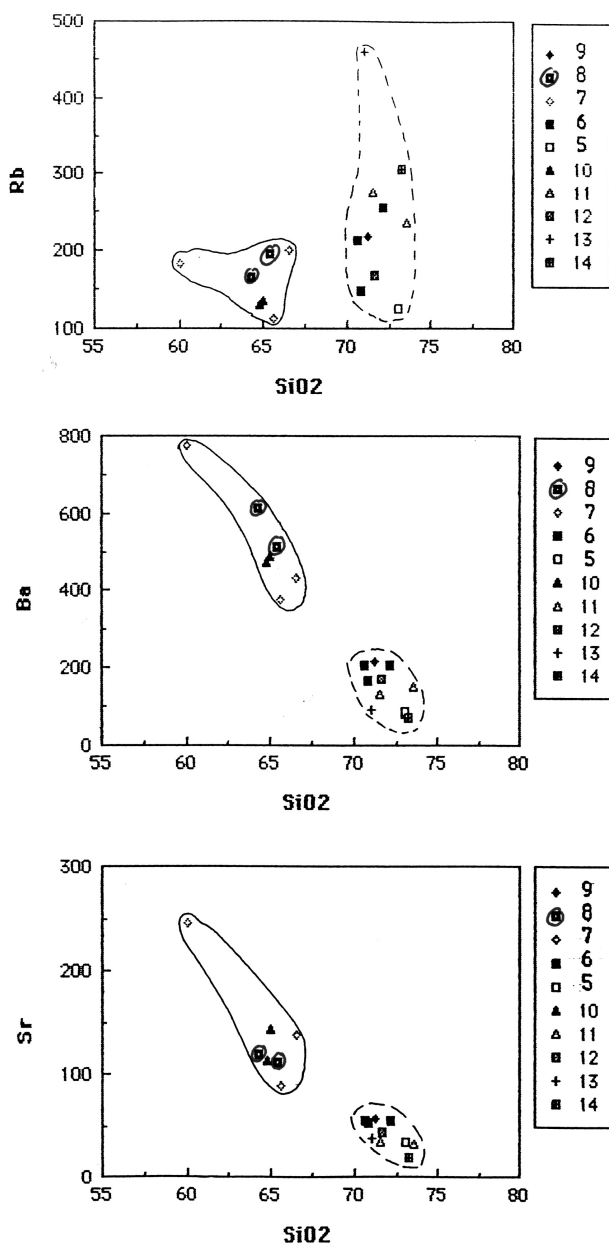


Figura 6.4. Diagramas de variación lineal de SiO_2 frente a elementos traza.

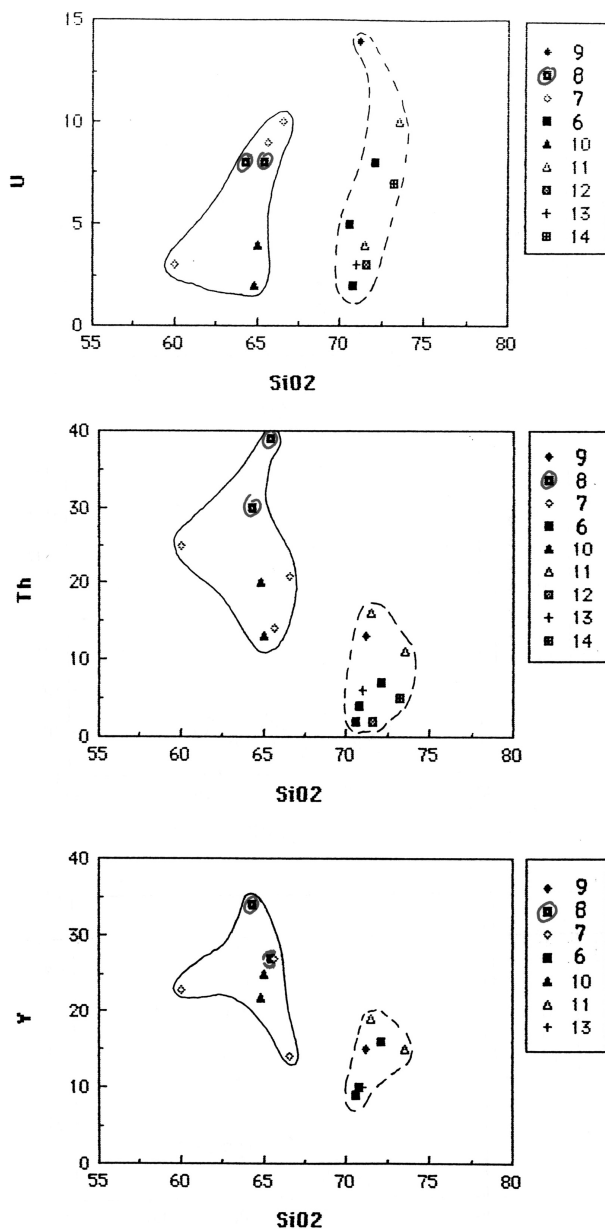


Figura 6.4. Diagramas de variación lineal de SiO_2 frente a elementos traza (continuación).

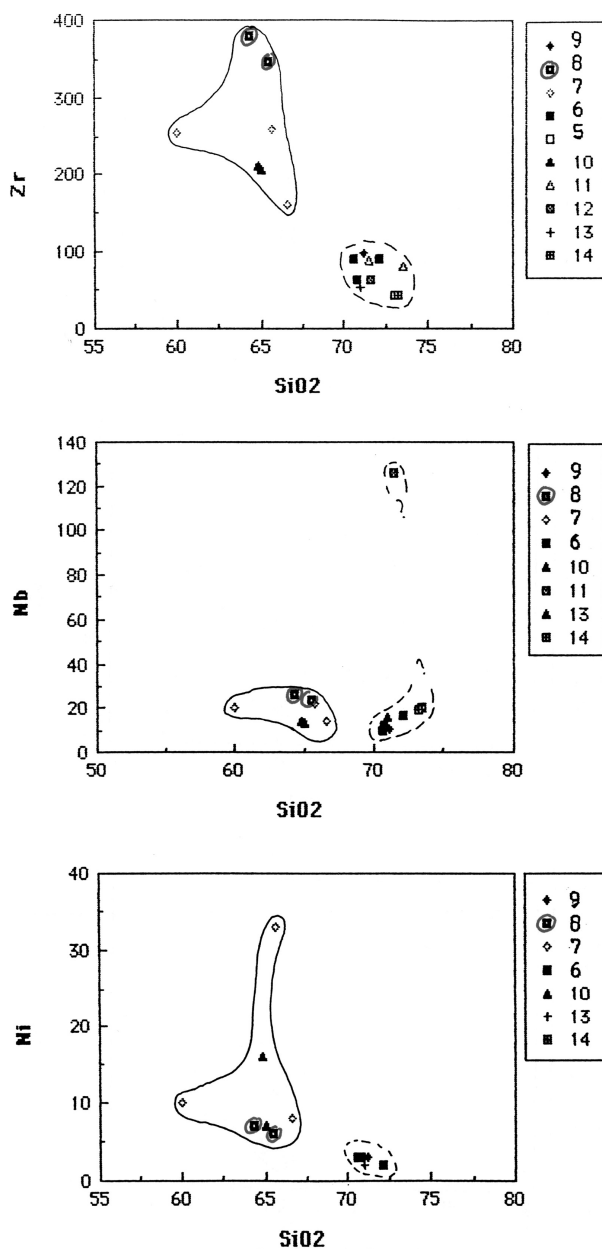


Figura 6.4. Diagramas de variación lineal de SiO₂ frente a elementos traza (continuación).

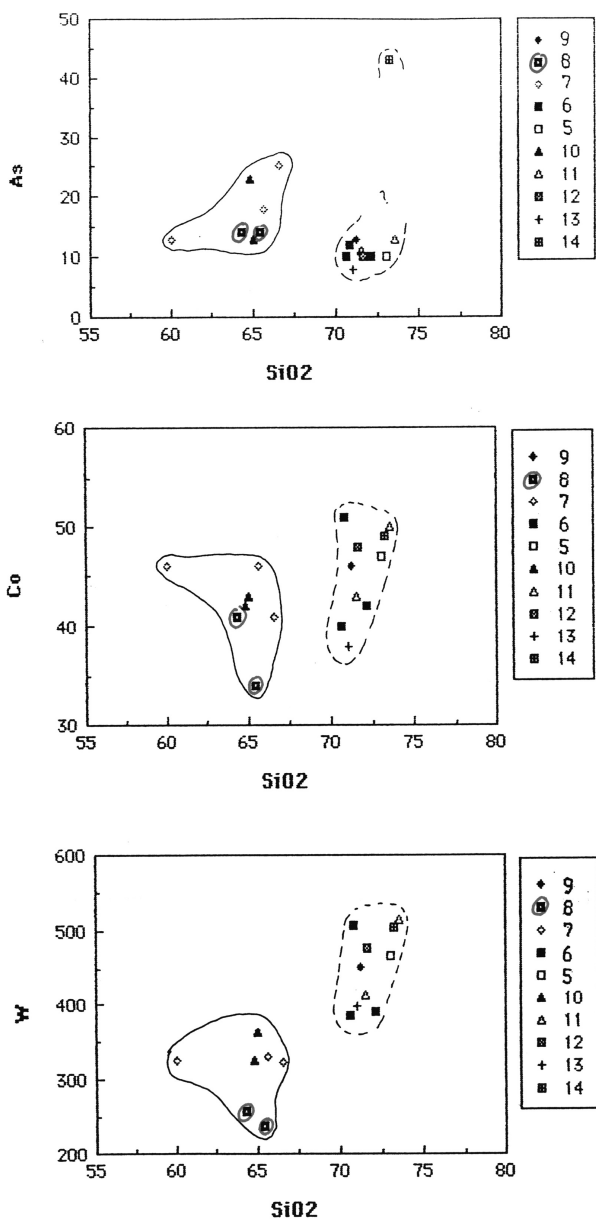


Figura 6.4. Diagramas de variación lineal de SiO_2 frente a elementos traza (continuación).

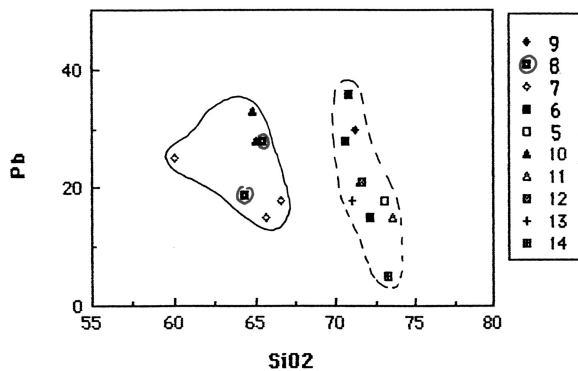
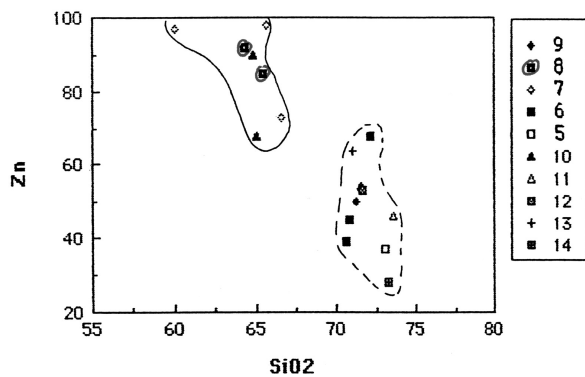
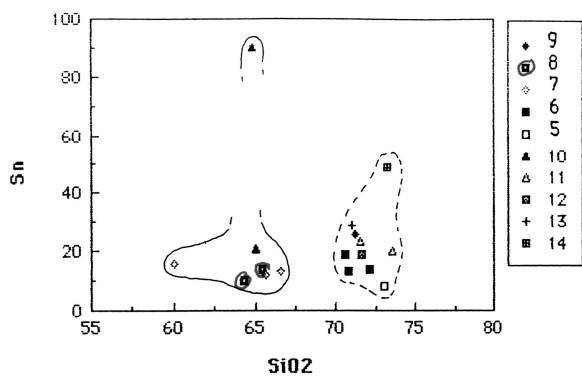


Figura 6.4. Diagramas de variación lineal de SiO₂ frente a elementos traza (continuación).

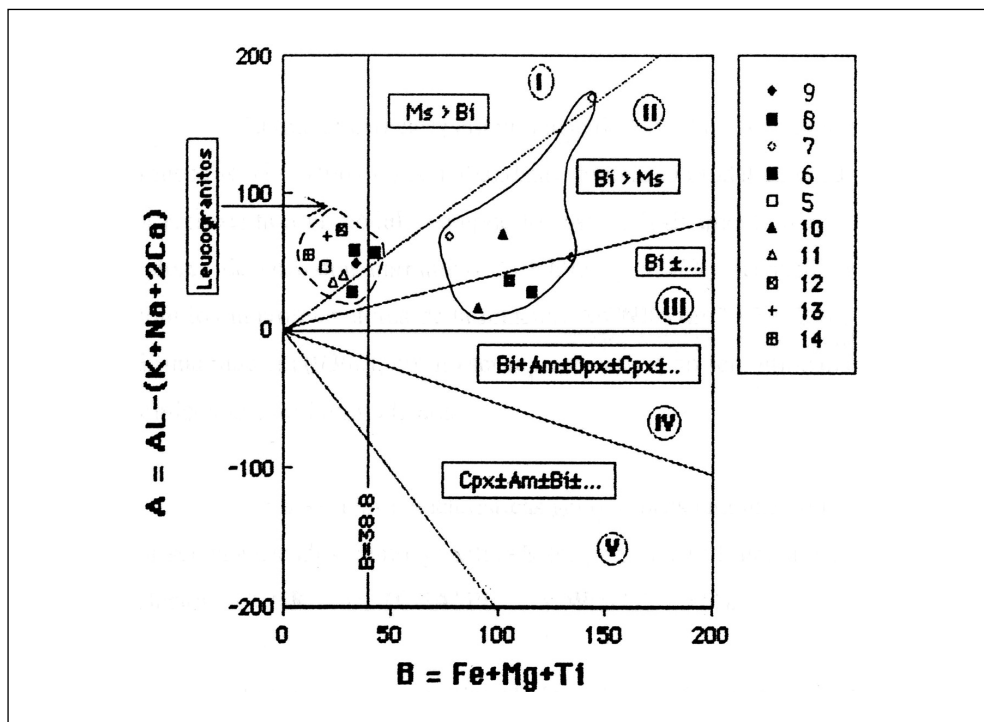


Figura 6.5. Diagrama SiO_2 frente a $\log \text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Se marcan los campos evolutivos correspondientes a series calcoalcalinas compresivas y alcalícalcicas extensionales (según Brown, 1982).

Los datos geoquímicos expuestos permiten poner de manifiesto la existencia de dos conjuntos graníticos contrastados: uno, representado por monzogranitos biotíticos porfídicos, con tipos granodioríticos y tonalíticos subordinados; y, otro, formado por granitos leucocráticos biotíticos-moscovíticos. El primero muestra unas características geoquímicas propias en cuanto a contenidos mayores y trazas, definiendo una asociación peraluminosa, mesocrática y potásica. El segundo conjunto de granitos forman una asociación peraluminosa, leucocrática y sódico-potásica. Ambas asociaciones, y en base a contenidos de elementos traza y a su evolución, forman dos líneas de evolución magmática sin aparente relación genética entre ambas. Asimismo, ambos conjuntos muestran afinidades con series de granitos colisionales de origen cortical (granitos-S), los cuales, y dado su carácter sin-cinemático habría que relacionarlos con fases hercínicas tardías, al menos los granitos, que muestran una edad de 291 ± 20 m.a. (ver geocronología).

En cuanto a las muestras de diabasa (9375 y 9381) correspondientes al dique-falla de Alentejo-Plasencia, se trata de rocas básicas (49,7% de SiO_2), con altos contenidos en ferro-magnesianos propios de rocas de esta naturaleza. Los contenidos en elementos traza son característicos de basaltos de composición toleítica similares a los de fondo oceánico (Figura 6.7).

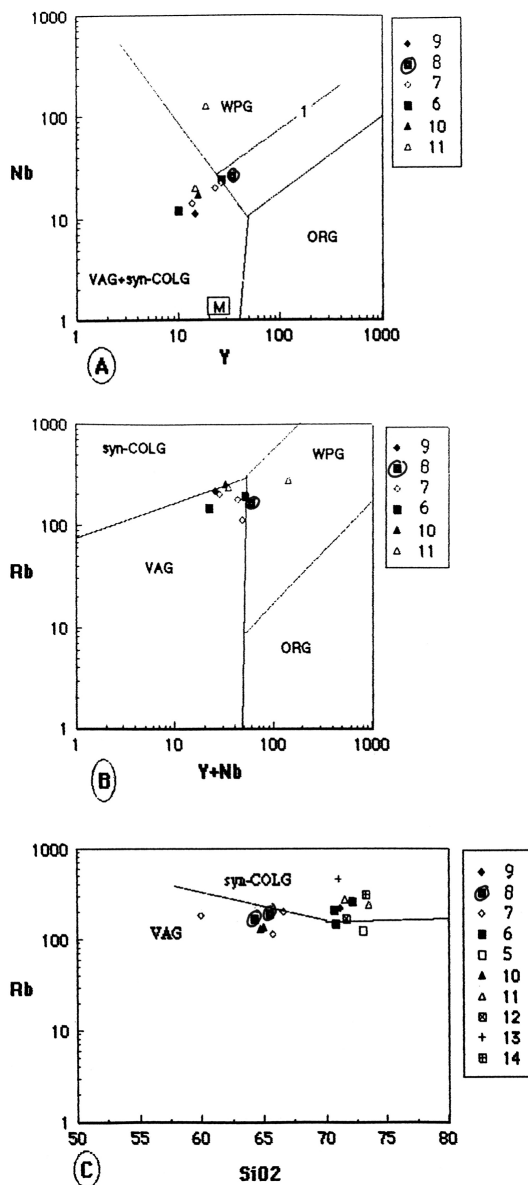


Figura 6.6. Diagramas discriminatorios de marco geotectónico (según PEARCE, *et al.*, 1984). A) Y frente a Nb; B) Y + Nb frente a Rb; y C) SiO₂ frente a Rb. VAG = granitos de arco volcánico; syn-COLG = granitos sin colisión; WPG = granitos intraplaca; y ORG = granitos de dorsal oceánica. La línea 1 (figura A) representa el límite composicional superior para ORG de segmentos anómalos de dorsal.

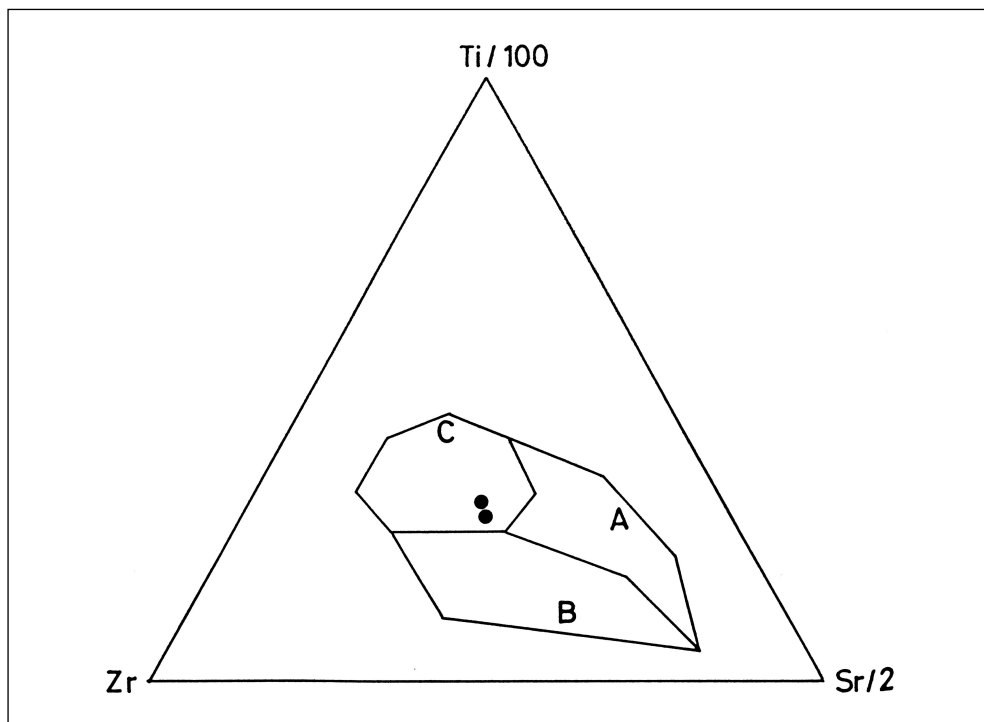


Figura 6.7. Diagrama Ti/100-Zr-Sr/2 con los campos correspondientes a: A) toleitas pobres en potasio; B) basaltos calcoalcalinos; y C) basaltos de fondo oceánico (según PEARCE y CANN, 1973). Las muestras de diabasa correspondientes al dique Alentejo-Plasencia se proyectan en el campo C correspondiente a basaltos toleíticos de fondo oceánico.

7. GEOMORFOLOGÍA

7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Cabezuela del Valle se enmarca en el sector occidental de la cadena de Gredos, entre los núcleos de la Nava del Barco y Navalguijo al Este y el núcleo de La Garganta al Oeste. Por el Norte la hoja se extiende hasta la vertiente meridional del río Tormes, y por el Sur al segmento superior de diferentes gargantas afluentes del Tiétar: gargantas del Infierno, Jarama, Hortigal, Lagarejo, Cuarto, Cogorzal, La Hoz y Cuaterno.

Es de destacar que está atravesada de SO a NE, por la cabecera del río Jerte, entre Navaconcejo y el Puerto de Tornavacas y su prolongación hacia el Norte en la depresión del Aravalle, entre este último y el núcleo de Canaleja.

Incluye la casi totalidad de la denominada sierra del Barco y gran parte de la sierra de Béjar o de Candelario.

Se incluye dentro de las provincias de Cáceres, Ávila y Salamanca, de mayor a menor representación superficial, destacando por su importancia las localidades de Jerte, Cabezuela del Valle y Tornavacas unidas por una importante red de comunicación, la carretera de Plasencia a El Barco de Ávila que sirve de paso entre la depresión del Tajo y la del Duero. Destacan las elevaciones del Calvitero (2.401 m.s.n.m.) y La Covacha (2.399 m.s.n.m.).

Del análisis del clima, se deduce la localización de las mayores precipitaciones en la vertiente Sur, borde Oeste de la sierra de Béjar, y en la vertiente meridional de la sierra del Barco, influidas por la actuación como barrera del conjunto Béjar-Gredos, frente a los vientos procedentes del Sur. El efecto fohn, por la presencia del alto relieve, motiva la descarga de humedad en la vertiente de barlovento o Sur, por lo que el aire llega más seco y caliente a la vertiente Norte. Sólo en los casos en que la humedad puede penetrar como, a través del Collado de Tornavacas hacia el Aravalle, las precipitaciones son abundantes en el sector Norte.

Aun fuera de la zona, sirva de referencia que la estación de Barco de Ávila presenta precipitaciones medias anuales cercanas a los 600 mm (vertiente Norte), las de Arenas de San Pedro y Barrado en la vertiente Sur, cercanas a los 1.450 mm y 1.200 mm respectivamente, y la de Hervás, 1.100 mm (al oeste de Béjar).

7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

7.2.1. Estudio morfoestructural

El Sistema Central, donde se enmarca la Hoja, presenta una morfoestructura general constituida por horst y grabens, caracteres típicos de una cadena montañosa originada por reactivación tectónica reciente a partir de antiguas fracturas. El trazado de la red hidrográfica, las alineaciones morfológicas relevantes, y la configuración general del relieve, son rasgos adaptados a las directrices estructurales antiguas. La Hoja comprende parte del sector central de la sierra de Gredos, el cual con una directriz general E-O, se extiende desde el Puerto del Pico, hasta el de Tornavacas, presentando las mayores altitudes de Gredos; se incluye también en este sector la sierra de Béjar, la cual con una directriz general distinta, NE-SO, se extiende entre el puerto de Tornavacas y el valle del río Alagón en el renombrado corredor de Béjar.

La sierra del Barco se encuentra limitada entre una serie de depresiones estructurales muy definidas: al sur la del bajo Tiétar, al Norte la del Alto Tormes de dirección E-O, al Oeste la del Jerte-Aravalle de dirección NE-SO que lo separa de la sierra de Béjar y al Este la de los Caballeros de dirección Norte-Sur. Por el Oeste, como ya se ha mencionado, la sierra de Béjar limita con el corredor de Béjar, y por el Norte con su piedemonte.

Para la sierra del Barco, y como en el resto de Gredos, la estructura del relieve es claramente disimétrica de norte a sur, con un frente escarpado al sur, con profundas gargantas, y un frente más tendido al norte.

Las fracturas de dirección NE-SO y NO-SE son las que delimitan los grandes bloques, tanto por su extensión, como por su influencia en el relieve. Destacan la alineación Jerte-Aravalle, gargantas de San Martín, La Serrada, Trampal y curso alto del río Cuerpo de Hombre.

Las fracturas de dirección N-S, también de largo recorrido, pero de menor trascendencia morfoestructural, influyen en diferentes rasgos del modelado, y son frecuentes en la Sierra del Barco (gargantas de Caballeros, del Barco, etc.). Las fracturas, NNE-SSO y NNO-SSE desplazan, desnivelan y/o limitan los bloques formados por las NE-SO y NO-SE (a destacar las que siguen las gargantas de Jaranda, La Nava, y La Hoz). Igualmente las fracturas E-O, con función similar al sistema anterior, destacan en las gargantas de Caballeros y Solana de Ávila.

Desde el punto de vista morfológico son de destacar, los berrocales como el de la ladera de Navalguijo en relación a los granitos de dos micas. Estos por erosión diferencial dan *tors*, debido a la presencia de diaclasas horizontales y verticales.

Los diques de cuarzo, se encuentran distribuidos de una forma irregular en la Hoja, y dan resaltes por erosión diferencial, dada su mayor resistencia. No obstante, la homogeneidad relativa del sustrato, hace que los factores estructurales y climáticos sean los máximos responsables del modelado que observamos.

El territorio cabría dividirlo en una serie de conjuntos geomorfológicos que según RUBIO CAMPOS (1990), son:

- a) Plataformas escalonadas (planicies articuladas por laderas escarpadas) que corresponderían a las elevaciones dominantes.
- b) Relieves encajados en depresiones interiores, que corresponderían con las «llanuras encajadas» en el macizo cristalino.

Dentro del primer conjunto se sitúan diferentes unidades geomorfológicas (superficie de Cumbres, superficie de Parameras y Laderas) y en el segundo, la unidad constituida por los sistemas de terrazas y glacis de los ríos Jerte, Aravalle, Tormes y Caballeros.

La *planicie o superficie de «Cumbres»*, es una superficie tipo penillanura que ocupa las divisorias principales. Se trataría de la «planicie generatriz» de edad pre-oligocena de carácter heterocrona y colgada (PEDRAZA GILSANZ, 1978). En la sierra del Barco, ocupa una franja estrecha que sirve de divisoria entre las dos vertientes, con una altitud que oscila entre los 2.300 m y los 2.000 m y una anchura máxima cercana al kilómetro, desarrollándose muy bien en las proximidades del collado de La Cumbre, y del collado del Cancho, al sur del glaciar de Caballeros. En la sierra de Béjar se localiza entre el Calvitero y la cota de Pinajarro y, en el sector de La Ceja-Cuerda del Calvitero.

La *superficie de «Parameras»*, presenta el mismo carácter que la anterior, pero con posición fisiográfica diferente, forma las culminaciones llanas de alineaciones de menor importancia, o replanos en las laderas.

La *unidad de «Laderas»* constituye el enlace o articulación entre las superficies superiores y las de piedemonte, fuera de la hoja. Viene a estar formada por escarpes, entendiendo por escarpe el equivalente al término de «pendiente».

El sistema de terrazas esta constituido por los aterrazamientos y las vertientes de enlace asociadas.

7.2.2. Estudio del modelado

Las formas presentes se agrupan según los procesos o sistemas morfogenéticos en las siguientes: laderas, fluvio-torrencial, poligénico, glaciar y periglaciár.

El *sistema morfogenético de laderas* engloba depósitos, muchos de los cuales corresponden a un origen periglaciár.

Los mantos de derrubios, que en algunos casos son la prolongación de corredores rocosos y conos de derrubios, recubren algunos sectores en las laderas, tapizan cuencas de recepción torrencial y parte de los rellanos localizados entre los escarpes de los circos. Están constituidos por un aglomerado de bloques y cantos angulosos sin matriz.

El *sistema morfogenético fluvio-torrencial* se sitúa sobre las unidades de superficie de Paramera, laderas y el sistema de terrazas y glaciés (RUBIO CAMPOS, 1990).

En la sierra del Barco, el desarrollo del sistema torrencial puede subdividirse en los sectores septentrional y meridional, lo que obedece a la existencia del brusco escalón meridional, en contraposición a las suaves pendientes septentrionales, lo que provoca la presencia de importantes gargantas como las de Jaranda y del Cuarto.

Se han distinguido tres niveles de terrazas para la vertiente norte, cuatro para el conjunto Jerte-afluentes y una para la vertiente meridional de la sierra del Barco coincidente con los depósitos de cauce actual. Así en el río Jerte se han diferenciado, una terraza erosiva y tres aluvionares.

El primer nivel oscila entre los +14-20 m de altura sobre el cauce, y su rellano es erosivo. El segundo nivel se sitúa a +5-6 m de altura sobre el cauce, y está definido sobre los aluviones torrenciales. El tercer nivel se sitúa a +2-4 m de altura sobre el cauce, definido sobre los aluviones torrenciales, el más generalizado en el Valle. El cuarto nivel corresponde a los depósitos del cauce actual sin ser terrazas propiamente dichas, con una altura entre 1-1,5 m sobre el nivel del agua.

En el río Tormes y afluentes se han distinguido los niveles siguientes:

El primer nivel oscila entre los +18-23 m de altura sobre el cauce, no presente en la Hoja. El segundo nivel se sitúa a +6-9 m de altura sobre el cauce. El tercer nivel se sitúa entre +1,8-4,5 m de altura sobre el cauce. Es el más generalizado en el Tormes-Aravalle-Caballeros. El cuarto nivel que corresponde a los depósitos del cauce actual sin ser terraza propiamente dicha y con altura entre +1-1,5 m.

Para esta vertiente se ha distinguido una generación de depósitos torrenciales con morfología de abanico en la confluencia de gargantas (Galin Gómez-Caballeros y Navalguijo-Caballeros) en relación con el segundo nivel de aterramiento.

Las formas de génesis poligénica lo constituyen por una parte las superficies superiores de Cumbres y Paramera sobre las que se emplazan relieves de primera generación tipo «monadnock», y por otra la unidad de Laderas, sobre la que se emplazan los «berrocales» y algunas formas tipo torre, incluidas en los mismos.

Las superficies de «Cumbres» y «Paramera», son formas llanas, resto de la planicie generatriz, elevada por la tectónica a su posición actual, que han sido respetadas por la acción de los ciclos posteriores; tiene carácter heterócrona. Sobre ellas se disponen algunos contrastes alomados, relieves residuales tipo monadnock, que llegan a constituir cotas principales en la zona.

La superficie de «Cumbres» forma parte de la línea de cuerdas principal y la de Parameras, de alineaciones menores.

Los berrocales están constituidos por un conjunto de bloques, en los que se observa una red de fracturación ortogonal y/o arqueada conservando su posición relativa original.

Los bloques pueden presentar alteración esferoidal o constituir bloques de fractura de formas paralelepédicas o subparalelepédicas.

El sistema morfogenético glaciar se localiza sobre las unidades de superficie de Cumbres y de Laderas y se extiende, para la sierra del Barco, entre los 2.350 m (glaciar de la Covacha) y los 1.200 m (glaciar de Caballeros) y, para la sierra de Béjar, entre los 2.400 m (glaciar del Trampal) y los 1.250 m (conjunto del Trampal-Solana) (RUBIO CAMPOS, 1990).

La instalación de los glaciares está íntimamente relacionada con la preparación de morfologías favorables preglaciares, condicionadas por la estructura, la actuación previa de los sistemas fluvial-torrencial y periglacial, la dirección del viento en las precipitaciones de nieve, y la orientación de cada valle o cuenca en particular.

Las formas reconocidas se han relacionado con la última glaciación Pleistocena (que podría coincidir con el período glaciar del Würm) por correlación de sus depósitos entre la secuencia de terrazas torrenciales, terrazas fluvioglaciares y su enlace con las morrenas de fondo; si bien se reconoce lo problemático de la misma.

Los glaciares de la zona corresponderían a glaciares de montaña y según su tipo, a glaciares de tipo alpino o de valle, de circo o pirenaicos, de ladera, embrionarios y rocosos.

La sierra de Béjar muestra cierta isotropía en la distribución de núcleos de nivación y circos, como corresponde a un macizo más homogéneo en lo que se refiere a la megamorfología y en contraste con las vertientes norte y sur de la Sierra del Barco, hecho que restringió el glaciario en la cara sur de ésta.

A menor escala, la distinta orientación de las vertientes de cada valle, habría dado lugar a que exista una marcada disimetría. Así las caras orientadas al sur, sureste o suroeste, no han sido casi modificadas por el hielo y no contienen circos independientes o glaciares auxiliares de los principales, encontrándose con frecuencia tapizadas de derrubios de gelifracción y coladas de origen periglacial. Ello contrasta con las orientadas al noreste, norte o noroeste, que son más escarpadas debido al modelado glaciar.

Existen numerosos indicios que demuestran la existencia de una morfología torrencial anterior a la acción del hielo, etapa que prepara los futuros emplazamientos de los glaciares cuando aparece el frío intenso. Así existen previamente valles torrenciales, cuencas torrenciales (futu-

ros circos y nichos) y material fácilmente transportable por el preparado crioclástico (en forma de derrubios o áreas muy degradadas).

Los circos y nichos de nivación, deben relacionarse como ya ha sido mencionado, con la ocupación por el hielo, de antiguas depresiones de tipo torrencial, en la cabecera de valles importantes, estas formas llegan a asociarse entre sí, formando zonas complejas.

Los circos, según su morfología en detalle, cabría dividirlos en embudo, sin cambios en el perfil e inexistencia de zonas llanas y contrapendientes; en cubeta, sin contrapendiente o de fondo plano, con contrapendiente, y con contrapendiente en graderío.

Las depresiones de sobreexcavación y umbrales, corresponden a una serie de depresiones ocupadas, muchas de ellas en la actualidad, por lagunas o trampales, separadas en muchos casos por umbrales por donde saltaba el hielo. Un caso aparte es la existencia de hombreras, que marcan el punto donde el hielo terminaba de ejercer su influencia.

Los horns corresponden a verdaderos picos piramidales situados entre varios circos por efecto de la intensa macrogelifracción, y del retroceso de las cabeceras de los glaciares.

Las rocas aborregadas, son formas generadas por el paso del hielo, cuando este se veía obligado a saltar sobre un umbral rocoso situado en su cauce. Estas formas en detalle siempre van asociadas a marcas de estrías y pulidos característicos. En el retroceso del hielo, en muchos casos el umbral ha actuado como un represamiento natural generando lagunas, muchas de ellas en la actualidad colmatadas por material fino.

Los depósitos más característicos del sistema glaciar, son las morrenas laterales, las cuales se identifican en la cartografía mediante la forma de crestas, que se disponen sobre las laderas de los valles o llegan incluso a formar divisoria de aguas como en los glaciares de La Serrada, El Barco, la Nava, Duque o Trampal. Las morrenas de primera etapa, ocupan una posición externa respecto a las de segunda, y ambas proceden de la acumulación y reorganización del material que proviene de las paredes. En el frente de fusión, donde terminaba la lengua, se encuentran depósitos que no son sino arcos de cierre de morrenas laterales denominadas en ocasiones, morrenas frontales, que señalan períodos de estabilidad del hielo.

Dentro de la cartografía correspondiente a cada etapa glaciar, se han diferenciado una serie de crestas longitudinales y arcos internos, que señalan intervalos de estabilización menores de las morrenas frontales.

Otro tipo de morrenas, son las que se encuentran recubriendo el fondo de los valles (morrenas de fondo), en ocasiones y sobre ellas, se desarrollan suelos de césped alpinizado, debido a la acumulación de material fino en superficie, e incluso turberas con encharcamientos. Las morrenas de ablación se forman por una retirada rápida del hielo, lo que produce una acumulación de materiales dispuestos sobre la morrena de fondo, siendo de destacar la presencia de grandes bloques aislados.

Los depósitos glaciolacustres, son concentraciones de material fino, con algún canto disperso, sobre los que se ha desarrollado césped almohadillado, si las condiciones son propicias. Se

trata de rellenos de cubetas de sobreexcavación producidos por aguas de fusión, y por sedimentación actual o subactual.

Los depósitos lacustres de obturación glacial, se forman por el cierre de valles tributarios en momentos de estabilización de lenguas glaciares principales. Al igual que para los anteriores se desarrolla césped almohadillado.

Las llanuras aluviales fluvioglaciares, se forman por delante de los arcos morrénicos terminales, y llegan a presentar morfologías de conos y mantos. Un ejemplo de morfología de cono, se observa en la garganta de Riscos Altos, en su confluencia con la de Galín Gómez. Los conos caracterizan la morfología proglacial de frentes de fusión encajados en valles estrechos y con fuertes pendientes longitudinales; los mantos, por el contrario, se corresponden con artesas amplias, allí donde las aguas de fusión pueden divagar formando canales anastomosados.

El sistema morfogenético periglacial se localiza sobre las unidades geomorfológicas de superficie de Cumbres, superficie de Parameras y de Laderas (RUBIO CAMPOS, 1990).

La mayoría de las formas se generan en el Pleistoceno, bajo climas fríos y se sitúan sobre relieves preglaciares de tipo fluvial; si bien otras tienen un funcionamiento muy reciente y/o actual, restringidas a los sectores más altos, y comenzaron a generarse tras la retirada del hielo.

Los cresterías galayares, aristas y agujas, se forman por el aprovechamiento desde el comienzo de la etapa fría del diaclasado y/o de la fracturación por los procesos de hielo-deshielo propios del crioclastismo, constituye la causa que nos lleva a encontrar la disposición actual de formas en crestas dentadas, escarpes y collados. En la sierra del Barco destacan las cresterías de Riscos Morenos, monte del Losar, barrerón de las Covachas, cuerda de los Infiernillos, etc. Para la sierra de Béjar, las de Umbria, de La Laguna, riscos del Turmal, cuerda de Pie Sequillo, Pinajarro, etc.

Los depósitos más característicos del medio periglacial son las coladas o depósitos solifluidales, los cuales se sitúan en vertientes y su origen está ligado a un movimiento de masa de tierra saturada de agua, en matriz poco coherente que incluye toda clase de fragmentos deslizando todo el conjunto sobre la ladera. Se presenta como un fenómeno local propio de ciertas vertientes, condicionando por factores de pendiente, orientación, etc.

Los suelos periglaciales de altas cotas, incluyen suelos enlosados, gaps, rosas y nichos de piedra que se distribuyen en lugares llanos dentro de la superficie de Cumbres. No son muy abundantes, si bien se llegan a encontrar con relativa frecuencia a partir de los 2.000 m de cota. Los enlosados son conjuntos de piedras que se disponen sobre la superficie colocándose según el eje mayor y la planitud del canto con lo que se generan concentraciones de cantos planos empastados en una matriz que rellena los intersticios en relación con el crecimiento bajo las piedras de hielo (piprake) y la existencia de un suelo saturado o «mollisol». Los gaps son formas debidas a procesos de crecimiento entorno a los cantos, si bien los cantos suelen ser de menor tamaño y la fracción arenosa más abundante. Las rosas y nichos de piedra presentan un tamaño muy reducido (<2 m) convergentes con los círculos de piedra con tendencia poligonal.

Los suelos almohadillados, se sitúan sobre la superficie de Cumbres, o sobre depósitos de material fino de rellenos de cubetas de sobreexcavación o pequeñas depresiones en las orillas de torrentes. En general, entran en el contexto de turberas más o menos desarrolladas, e incluyen lagunas colmatadas y bordes de las actuales, enlazando con zonas saturadas de agua.

7.2.3. Las formaciones superficiales

Debe considerarse que dan lugar a formaciones superficiales de interés los depósitos/formas siguientes:

- Mantos de derrubios del dominio periglaciár.
- Los depósitos/terrazas (segunda, tercera y cuarta) del Tormes y Jerte.
- Los abanicos y acarreos torrenciales.
- Los conos de deyección.
- Los depósitos periglaciares de las superficies de Cumbres y de Paramera (suelos periglaciares de altas cotas).
- Los depósitos solifluidales, y el césped almohadillado.
- Los depósitos glaciares que dan lugar a las morrenas laterales, de fondo y de ablación, así como las llanuras aluviales fluvioglaciares, depósitos glaciolacustres y depósitos lacustres de obturación glaciár.

Aunque estos depósitos han sido descritos en el capítulo de estratigrafía, a continuación se describen las características sedimentológicas de algunas formaciones superficiales destacadas.

Los *depósitos fluvioglaciares* están formados por un aglomerado de bloques y cantos subangulosos a subredondeados, con una matriz gruesa sin compactación. Los datos obtenidos por RUBIO CAMPOS (1990) son típicos de sedimentos mal clasificados, con alguna selección debido a aguas de fusión.

De los *depósitos lacustres de obturación glaciár*, ha sido estudiada la fracción samítica, en la laguna de obturación de la Solana de la Vega, y en la garganta de Caballeros (RUBIO CAMPOS, 1990). Las conclusiones obtenidas, indican que corresponden a materiales muy clasificados, y con cierta selección.

Los *depósitos de las formaciones superficiales/depósitos torrenciales* están formados por un aglomerado de cantos y bloques con escasa matriz.

La fracción pelítica tiene porcentajes bajos, menores del 3%, valores que indican un fuerte lavado.

Respecto a la sedimentología de los *depósitos glaciares*, RUBIO CAMPOS (1990), obtiene valores que son indicativos de una selección pequeña y generalmente, forma de meseta en los valores finos.

A continuación se describen las características de los diferentes grupos de tills, que entran dentro de la consideración de tills primarios subglaciares. Por *tills primarios* se entienden

según la definición aportada por HARLAND, *et al.* (1966) modificada por DREIMANIS (1982) aquellos «depositados directamente por el hielo glaciar (por lodgement, fusión, sublimación o deformación y tracción subglaciar), sin desagregación ni resedimentación notables».

Los till de acrección, son los formados en condiciones de acrección o empastado (señales de rodeo de bolos) de los detritus, por efecto del avance del glaciar. Destacan por la abundancia en matriz fina que rodea los bloques y cantos, lo que le confiere un aspecto de empastado. Los clastos no se apoyan nunca unos en otros, por lo que se encuentran aislados dentro de la matriz (matrix-supported).

Las características de estos depósitos son:

- Los derrubios son de origen subglaciar.
- Se sitúan en posición basal de una unidad de till en contacto con el sustrato.
- No presenta estructuras sedimentarias tipo estratificación; su estructura es masiva.
- Los cantos presentan con frecuencia estrías, facetas y formas triangulares.
- La potencia es variable en los cortes observados en la zona. Hasta 4,4 m, con potencias normalmente cercanas a los 2 m. Los espesores anómalos pueden ser debido a que existan en ese punto dos etapas de acrección.
- Presenta deformaciones, en algunos casos visibles, tipo planos de cizalla debidos a presiones ejercidas sobre el material de fondo. Se pueden ver alineaciones de cantos y migración de lutitas.
- En algunos clastos se observa la disposición de ejes mayores en dirección subparalela al flujo glaciar.
- Junto al tamaño grava y canto se incluyen bloques métricos.

Los till de deformación son muy escasos y no hay ningún ejemplo de consideración. Es una variedad de till que también se debe al efecto del glaciar sobre materiales depositados previamente, cuando el material arrancado se deposita muy cerca de su posición inicial (transporte de pocos metros). Por ello la matriz, el porcentaje de clastos y la potencia, dependerán del material arrancado. Se origina por tracción del glaciar sobre el sustrato.

- En general se dispone en contacto directo con el sustrato en cubetas o donde el glaciar avanza contra pendiente. Suele estar recubierto de till de acrección.
- Se puede conservar una estructura estratificada que podría ser original, si bien suelen estar deformadas.

Los till de fusión subglaciar se forman en un momento de relativo estancamiento del glaciar, durante el cual se produce fusión del hielo, y depósito del detritus.

El conjunto está bastante lavado, por una circulación de agua en la base del glaciar que genera estructuras sedimentarias de cierta consideración. Pueden existir deformaciones de origen glaciotectónico por presiones del hielo sobre los depósitos. Sus características más sobresalientes son:

- Se presenta con frecuencia cubriendo a till de acrección, y a su vez está cubierto por tills supraglaciares y depósitos fluvio-glaciares tras la retirada del hielo.

- La potencia es variable, se han llegado a medir hasta 2,5 m.
- Presenta una buena clasificación y estratificación en lentejones y bandas.
- Pueden presentar deformaciones.
- Se produce cierta migración de finos por lavado, por lo que los clastos son mucho más abundantes que en el till de acreción.

7.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La superficie poligénica *pre-oligoceno medio*, comienza a partir de dicho momento, un proceso tectónico de subsidencia y levantamiento de bloques con sedimentación en cuencas intermontanas y clima de sabana (comienzo de la etapa arcósica) (PEDRAZA GILSANZ, 1978). Con posterioridad se produce una pedimentación en clima de sabana (generación de un manto de alteración diferencial) según el modelo de BUDEL (1957). Durante el *Plioceno medio*, la penillanura poligénica está ya colgada en el macizo, y una superficie grabada o pediment de sabana con inselbergs en la base (final del ciclo arcósico).

En el *Plioceno medio o superior-Pleistoceno basal* se separan las superficies de Cumbres y de Parameras (PEDRAZA GILSANZ, 1978).

En el *Pleistoceno* y relacionados con un periglacialismo intenso, comienzan a formarse mantos de derrubios, depósitos solifluidales y suelos periglaciares de altas cotas (enlosados, círculos de piedra y suelos estriados en áreas llanas de la superficie de Cumbres). Este conjunto ha sido funcional desde el comienzo del período frío, que podría coincidir con el Riss, hasta la actualidad (RUBIO CAMPOS, 1990). La terraza erosiva del Jerte, situada a +14-20 m sobre el cauce cabría encuadrarla en este momento.

Después se inicia un nuevo período frío que implica la aparición de los primeros glaciares; este intervalo frío, podría subdividirse en dos etapas y parece corresponder al período glacial del Würm, dentro del Pleistoceno superior (RUBIO CAMPOS, 1990). Con el comienzo de este segundo período frío, cabe esperar nuevos procesos periglaciares que se intensifican en las cumbres y laderas, fuera del área de actuación de los glaciares.

Durante esta primera etapa glacial, se forman los depósitos de máxima expansión, se generan las morrenas frontales, de fondo, ablación, laterales y los arcos, barras de pulsación, circos, nichos de nivación, cubetas de sobreexcavación, umbrales y rocas aborregadas más externos de los encontrados en la zona, paralelamente a la generación de depósitos fluvioglaciares, depósitos glaciolacustres y lacustres de obturación glacial en relación con el complejo de morrenas más externas. En esta etapa, cuando el hielo comienza a retroceder, se forman crestas y arcos que marcan diferentes pulsaciones. Paralelamente y por debajo del límite de acción de los glaciares, se generan abanicos y acarreo fluviotorrenciales, y la segunda terraza de la vertiente norte del Tormes, a +6-9 m sobre el cauce actual, y en el Jerte y afluentes a +5-6 m.

Con posterioridad a la primera etapa, vendría una segunda representada por los depósitos/formas erosivas glaciares más internos y de la que no en todos los glaciares se encuentran restos inequívocos, cabe destacar por su conservación, los depósitos más internos relacionados con los glaciares de Caballeros y la Serrada, además de la generación de nuevos depósitos fluvioglacia-

res, glaciolacustres y de obturación glaciar. Paralelamente a la formación de estos, se produce una nueva etapa de aluvionamiento torrencial y fluvial del Tormes y afluentes, sobre la que se desarrolla la terraza tercera a +1,8-4,5 m en la vertiente norte y a +2-4 m en el Jerte (RUBIO CAMPOS, 1990).

Desde el Holoceno y hasta la actualidad, se siguen generando mantos de derrubios de origen periglaciario, césped almohadillado en depresiones con material fino, suelos periglaciares de altas cotas, depósitos solifluidales, depósitos de cauce actual de la vertiente norte del Tormes y del Jerte y afluentes, sin ser terraza propiamente dicha a +1-1,5 m, y conos de deyección recientes (RUBIO CAMPOS, 1990).

7.4. PROCESOS ACTUALES-SUBACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS

Del análisis climático, y tomando como referencia la información suministrada por estaciones meteorológicas representativas parcialmente del clima del área, pues se encuentran relativamente alejadas de la Hoja (estaciones de Barco de Ávila, Bohoyo, Hervás, Arenas de San Pedro, Candeleda y Barrado), en las clasificaciones y diagramas de intensidad de los procesos de erosión elaborados por PELTIER (1950) y WILSON (1969), se desprende una erosión fluvial máxima.

RUIZ ZAPATA y ACASO (1984), detallan una síntesis del clima y la vegetación durante parte del Pleistoceno superior, y el Holoceno en sectores próximos. Como característica general del período, predomina la vegetación herbácea con el establecimiento de un bosque posterior, que va retrocediendo de forma gradual para dar un paisaje de parque. El clima evoluciona desde unas condiciones de frío extremo y humedad, hacia condiciones más cálidas y secas, lo que indicaría una suavización del clima.

En la actualidad se debe hacer mención a la capa de nieve que, durante varios meses del año cubre las partes más elevadas. Dependiendo de la vertiente y de la orientación particular de cada valle o recueno, y de su situación a barlovento o sotavento, todas las primaveras se observan procesos de arroyada difusa con transporte de finos, asociados a la fusión del manto nival. Además, son de destacar en la actualidad los procesos de solifluxión, gelifluxión, crioturbación con organización de materiales y de gelifracción en los sectores altos (RUBIO CAMPOS, 1990).

La solifluxión se da en zonas de material fino, y abundante vegetación y humedad, y se asocia con frecuencia a los denominados «senderos de vaca» o «pieds de vache».

La gelifluxión actúa mediante hielo de exudación con la generación de agujas de hielo en heladas nocturnas, y en ausencia de cubierta nival, agujas que al fundirse desplazan las partículas por gravedad.

Las crioturbaciones se producen en áreas llanas donde existe un cierto espesor de sedimento; su desarrollo depende del grado de humedad, altura, tamaño y homogeneidad del material. En el nivel de cumbres, cubetas de sobreexcavación glaciar y rellanos en nichos (con una formación potente, abundante humedad y cubierta vegetal) se da el césped almohadillado. Cuando existen condiciones favorables, pero no hay vegetación, se producen rosas de piedras, y suelos estriados debidos a procesos de clasificación.

Se puede decir que actualmente, desde el punto de vista morfológico, los procesos dominantes son los relacionados con la actividad torrencial y fluvial; si bien se observa una actuación importante, aunque actualmente aminorada, de los procesos periglaciares.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales aflorantes en la Hoja que nos ocupa, aportan información fundamentalmente sobre los procesos ígneos-metamórficos asociados al ciclo Hercínico, y sobre la evolución cuaternaria reciente.

La reconstrucción de la paleogeografía precámbrico-paleozoica, así como el estudio de la evolución tectónica hercínica, sólo se puede acometer con base en la correlación y extrapolación de datos puntuales con otros de áreas adyacentes. Lo mismo sucede con el estudio de la evolución alpina del área, cuya reconstrucción a partir de los datos disponibles, es muy limitada.

Los materiales más extendidos en la Hoja, corresponden a los granitos anatéticos, autóctonos o paraúctonos, los cuales proceden de la fusión «in situ» de una secuencia metadetrítica de esquistos y cuarzoesquistos moscovíticos con intercalaciones de cuarcita, porfiroides, ortogneises y anfibolitas. Esta sucesión metadetrítica se correlaciona con las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, descrita por DIEZ BALDA (1986) y que corresponde respectivamente a depósitos de secuencia de plataforma y talud en una cuenca marina de posible edad Precámbrico Superior.

En la presente Hoja, no existe ningún otro depósito precámbrico o paleozoico, faltan las series detríticas ordovícicas, las cuales en áreas adyacentes se disponen discordantemente sobre las series anteriormente referidas; no existen pues restos de materiales paleozoicos que aporten información respecto a la evolución geológica durante dicha época.

Todas las secuencias precámbricas y paleozoicas que rellenaron la cuenca, se ven afectadas por los procesos deformacionales y plutonometamórficos asociados a la orogenia Hercínica. La deformación es de carácter polifásico, en la que se distinguen tres fases de deformación principal, y otras más tardías de escasa importancia.

La primera fase de deformación (F_1) se produce como consecuencia de un acortamiento generalizado NE-SO, con desarrollo de pliegues y cabalgamientos que originan un fuerte engrosamiento de la corteza. Como consecuencia de ello se desarrolla un metamorfismo regional progrado de condiciones intermedias (M_1).

La segunda fase (F_2) se relaciona según DIEZ BALDA (1992) con un proceso extensional, que desarrolla zonas de cizallas dúctiles de dirección paralela a la anterior, lo cual provocaría el colapso y adelgazamiento de la corteza previamente engrosada. Este proceso provoca un cambio sustancial de las condiciones metamórficas, con una reducción drástica de la presión de confinamiento, dando lugar así al inicio de la migmatización y anatexia. Este evento extensional se toma como hito para establecer el inicio de un nuevo episodio metamórfico (M_2) de baja presión, claramente diferenciado del desarrollado hasta el momento.

La tercera fase de deformación (F_3) es de tipo compresivo, y de dirección subparalela a las anteriores. Coetáneo con esta fase, se produce el máximo desarrollo del metamorfismo (M_2), que alcanza condiciones de medio y alto grado, con generación de migmatitas, y una anatexia generalizada, que dá lugar al conjunto de granitos anatéticos autóctonos. Poco después intruyen el granito de dos micas de Navalonguilla y los granitoides porfídico-biotíticos.

La orogenia Hercínica, culmina con un episodio de plegamiento nortado, y con el desarrollo de una amplia red de fracturas (fracturación tardihercínica) que responde a un comportamiento rígido del orogeno.

Este evento marca el fin del ciclo Hercínico, y el inicio del ciclo Alpino, el cual va a estar condicionado por la evolución previa del área, y sobre todo por el sistema de fallas tardihercínicas, que van a determinar la formación y posterior evolución tectónica de las cuencas mesozoicas y terciarias.

La evolución alpina de la Península Ibérica, se enmarca primero en un proceso pasivo relacionado con la apertura atlántica, y después en un proceso de colisión N-S de Iberia, respecto a Eurasia.

En la presente Hoja, quedan vestigios del proceso de apertura atlántica, representado aquí por las rocas gabroideas del dique de Plasencia-Alentejo.

Durante la Orogenia Alpina, y como consecuencia de un proceso compresivo, próximo a N-S, se produce el reajuego de las fallas tardihercínicas como desgarres y cabalgamientos. Se producen así, los actuales relieves del sistema central, articulado en una serie de bloques elevados, sometidos a erosión, con saltos en la vertical superiores a los 2.000 m. Los bloques hundidos configuran cuencas rellenas de sedimentos continentales.

Durante el cuaternario han tenido lugar algunas fracturaciones y basculamientos asociados a la Falla de Plasencia, o a fracturas relacionadas a ella.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el área de la presente Hoja, no existe ninguna industria extractiva en actividad, salvo una gravera situada próxima a Casas del Cura, que se ha utilizado en el arreglo de la carretera N-110. Existen además antiguas escombreras, explotaciones mineras y canteras, actualmente abandonadas, distribuidas por diversos sectores de la Hoja.

9.1. RECURSOS MINERALES

9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios mineros que se han reconocido se localizan preferentemente en el cuadrante NE de la hoja, y más concretamente sobre la banda de fractura de Plasencia-Alentejo o en

sus inmediaciones. En su gran mayoría, o en su totalidad, son indicios de W(Sn) acompañados de sulfuros u óxidos de Fe. La mayor parte de ellos son simples registros superficiales; los más importantes son cortas a cielo abierto de aproximadamente 1.000 m³ de extracción.

Los indicios 1 a 4 situados en el borde NE de la Hoja, están relacionados con la banda de fractura de Plasencia-Alentejo, aunque a 1 ó 2 km de distancia de ella. Las labores son pequeñas trincheras o cortas, pocillos y posibles socavones tapados. En todos los casos la morfología es filoniana con direcciones comprendidas entre N 115-135° E y buzamiento subvertical; en otros casos N 45-80° E y buzamientos de 60-70° E. En varios de estos indicios se aprecia un filón neto de cuarzo de 3 a 4 m de potencia; tres de ellos (1, 3, 4) encajan en leucogranitos, y el otro (2) en esquistos.

Al S del Puerto de Tornavacas, separados varios kilómetros al oeste de la banda fracturada de Plasencia-Alentejo, existen dos indicios filonianos con cuarzo y óxidos provenientes de la alteración de sulfuros, de direcciones paralelas a la banda de fractura citada.

Por otra parte, en la esquina SE de la Hoja, en la Garganta de los Caballeros, se localizan varias labores mineras antiguas, correspondientes a un filón mineralizado con sulfuros de Pb-Zn. La dirección del filón, según los datos reflejados en el Mapa Metalogenético número 44 (Ávila) varía de NE-SO a E-O. En el campo sólo hemos podido reconocer una de las labores que se reduce a un pozo tapado, no existiendo escombreras que han debido de ser arrastradas al estar localizado junto al cauce de un arroyo.

Los indicios más importantes (5, 6, 7 y 8) se localizan en la misma banda de fractura de Plasencia-Alentejo, entre el Puerto de Tornavacas y Puerto Castilla (Minas de Santa María, La Cerrada, Martigundi y Cerro del Pezuelo). Las labores más importantes corresponden a las Minas de La Cerrada (6), con una corta de aproximadamente 50 × 6 × 5 m. Se trata en este caso de diquecillos de cuarzo con pátinas rojas (óxidos) con direcciones y buzamientos N 120° E-70° S a N 160° E-60° S que encajan en granito-granodiorita homométrica de grano fino a medio, parcialmente orientada y con numerosos enclaves restíticos. En los indicios de Martigundi, y Cerro del Pezuelo, las direcciones más frecuentes e importantes son N 80-100° E. En ámbos casos se trata también de diquecillos de cuarzo, que encajan en granito-granodiorita de grano fino a medio.

9.1.2. Rocas industriales

Aunque existen numerosas canteras en las distintas facies graníticas, la gran mayoría sólo corresponde a pequeñas trincheras en granitos alterados para aprovechamiento del material arenoso para áridos. Existen además varias canteras para la obtención de áridos naturales, que benefician algunos de los depósitos aluviales actuales, como sucede en la gravera de la Garganta de la Vega, entre Puerto Castilla y Casas del Cura (indicio 13).

Por último, citar la existencia de una cantera en corneanas, al oeste de la población de Retuerta, utilizada para la obtención de áridos de machaqueo, que se utilizaron como firme de carreteras (indicio 12).

9.2. RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS

9.2.1. Climatología-hidrología

9.2.1.1. *Climatología*

El área cubierta por la Hoja número 576 de Cabezuela del Valle, pertenece a un dominio morfoclimático moderado, según PELTIER (1950), o a una región morfogenética húmedo-templada, según WILSON (1969). Según la clasificación de KOPPEN, el clima es templado cálido, con verano seco y cálido en la vertiente norte, y verano seco y caluroso en la vertiente sur.

Las temperaturas medias oscilan entre los 13 °C al N y NE, y los 15 °C al S y SO.

En toda la Hoja se dá un acusado aumento de la temperatura entre los meses de mayo y agosto, junto con un fuerte descenso de las precipitaciones, que llega a constituir un periodo seco en julio y agosto. Este periodo seco es mucho más pronunciado en la Vertiente Sur que en la Norte. Los meses más fríos son diciembre y enero.

Las máximas diferencias de temperaturas entre el día y la noche son entre 8 y 10 °C en los meses de julio y agosto.

Según los datos obtenidos en una campaña de sondeos en depósitos glacio-lacustres de obturación glaciár, dentro de la sierra de Béjar (RUIZ ZAPATA, *et al.*, 1989) hay una evolución climática en el Cuaternario desde condiciones de frío extremo y humedad, hacia condiciones más cálidas y secas, indicando cláramente una suavización progresiva del clima (RUBIO, J. C., 1990).

Las precipitaciones medias anuales son de 1.100-1.200 mm, aunque con fuertes variaciones locales según altitud y posición con respecto a los vientos dominantes, que son de dirección SO a SSO. En este sentido, el conjunto de Béjar-Gredos actúa como barrera frente a los vientos procedentes del sur, lo que provoca un descenso acusado en la región inmediatamente al norte de esta Hoja. Así, en El Barco de Ávila las precipitaciones son de 600-800 mm, pero en Nava del Barco, Navalanguilla, y Aravalle de Umbrías, las precipitaciones llegan a superar los 1.000 mm anuales, debido a la entrada de humedad de sur a norte y nordeste, a través del Puerto de Tornavacas.

En el valle del Jerte, que comprende la mayor parte de la Hoja, las precipitaciones medias anuales oscilan entre 1.000 y 1.500 mm. En el valle del Ambroz, en la esquina NO de la Hoja, las precipitaciones medias están comprendidas entre 1.000 y 1.200 mm/año.

Las precipitaciones extremas en la zona llegan a ser de 250 mm/día, mientras que en el año más seco varían entre 600 y 1.000 mm/año.

9.2.1.2. *Hidrología superficial*

La mayor parte de la Hoja se encuentra dentro de la cuenca del Tajo, y sólo el borde NE y E de la misma pertenece a la cuenca del Duero, por medio del río Aravalle y diversas gargantas afluentes del río Tormes.

El principal curso de agua dentro del área de esta Hoja es el río Jerte, que discurre por el valle del mismo nombre, condicionado tectónicamente por la falla de Plasencia. Sus principales afluentes dentro de la Hoja son: garganta de Becedas, garganta del Infierno, y arroyo de los Buitres.

El borde occidental de la zona drena sus aguas también a la cuenca del Tajo por medio de los ríos de Baños, del Valle, y Ambroz, todos ellos afluentes del Alagón.

El borde SE de la Hoja drena sus aguas hacia el río Tiétar. Los principales cursos de agua en este sector son: garganta de Jaranda, arroyo de Vahillo y garganta de Cuartos.

No existe ninguna estación de aforo conocida en el área de la Hoja.

El único embalse artificial está situado en el río Hervás, poco antes de su desembocadura en el río Ambroz, varios kilómetros al E de la población de Hervás. Por otra parte, en varias lagunas de origen glaciar se ayuda el almacenamiento mediante la construcción de pequeñas presas. El ejemplo más importante es la laguna del Duque, que es aprovechada para la producción de energía eléctrica en las centrales del Chorro y del Zaburdón; también se emplea con fines recreativos para la pesca. Otros ejemplos menos espectaculares son las lagunas del Barco y de la Nava, con pequeñas represas.

9.2.2. Inventario y usos del agua

En la Hoja existen numerosos puntos de agua que constituyen pequeños manantiales, localizados en fracturas la mayoría de las veces, y en los puntos inferiores de recubrimientos, tales como derrubios, morrenas, y depósitos aluvio-coluviales. Se trata de aguas blandas, muy poco mineralizadas, que pueden ser utilizadas para el consumo y para el riego; sin embargo, raramente son aprovechadas debido a la importancia de la escorrentía superficial, procedente del deshielo. Por el mismo motivo, no se conocen pozos o sondeos para captación de aguas subterráneas.

Las aguas superficiales de arroyos y veneros, son derivadas parcialmente hacia las principales poblaciones asentadas en la Hoja; como Tornavacas, Jerte y Cabezuela del Valle, en los que además del consumo doméstico, se emplean para riego. Existe un embalse importante en el río Jerte (embalse de Plasencia) aguas abajo, fuera de la zona de estudio.

Dentro de la Hoja, en su borde occidental, se localiza como ya se ha indicado un pequeño embalse en el río Hervás, poco antes de su desembocadura en el río Ambroz, que se emplea para abastecimiento a la población de Hervás.

9.2.3. Caracterización hidrogeológica

En esta Hoja no existe ningún acuífero importante a nivel regional, susceptible de regulación y aprovechamiento a esa escala.

No obstante, el interés hidrogeológico del área se centra en depósitos detríticos cuaternarios que pueden constituir acuíferos locales, en los que la permeabilidad es debida a porosidad intergranular, y a materiales graníticos con bandas o sectores de fracturación acusada, que serían permeables por fisuración.

El flujo subterráneo ocurre principalmente por la interconexión de fisuras en bandas de fractura importantes, como es la Falla de Plasencia, y otras del mismo sistema (NE-SO) presentes a lo largo y ancho de toda la Hoja. Este flujo parece implicar un aporte subterráneo de la cuenca del Duero a la del Tajo, que aunque no demasiado importante, sí puede ser la causa de la peculiar frondosidad de los valles del Jerte, Ambroz, Jaranda, etc.

Otros sistemas de fracturación con incidencia en la fisuración, aunque de menor importancia, son de direcciones N 130° E a E-O y aproximadamente N-S. En relación con todos estos sistemas se encuentran múltiples manantiales que por lo general tienen caudales reducidos. A escala local, sobre todo en la mitad norte de la Hoja, el flujo mayor se produce por porosidad intergranular en materiales de recubrimiento, incluyendo entre los mismos el lehm, que aunque se puede considerar una alterita, implica cierto redépósito o movimiento entre granos, adquiriendo porosidad como si se tratara de un depósito arenoso. Pero los principales depósitos con porosidad intergranular son:

- materiales aluviales (cauces actuales y terrazas)
- abanicos y acarreos torrenciales
- derrubios de ladera
- morrenas glaciares y depósitos glaciolacustres

10. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Se define un punto de interés geológico, como un recurso no renovable de índole científico y cultural, que proporciona datos de valor para reconocer e interpretar algunos de los procesos geológicos, tanto internos como externos, que han modelado nuestro planeta. Se trata, por tanto, de un recurso que debe ser protegido, ya que su destrucción constituye un daño irreparable en el estudio de la historia geológica de una determinada región.

En 1978 el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), ante el reciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientales, inició una serie de estudios encaminados a obtener un inventario nacional de puntos de interés geológico, con objeto de darlos a conocer a los colectivos interesados (científicos, educadores, etc.) y procurar su protección.

10.1. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos, se ha seguido las normas dadas por el ITGE al respecto, y según el criterio de los investigadores que han participado en la confección de la Hoja.

Muchos de los puntos seleccionados, lo han sido por su contenido geomorfológico, dado el alto valor de las formas, depósitos y procesos de tipo glacial, periglacial y fluvio-torrencial pre-

sentes en la Hoja. Otros puntos han sido seleccionados en base a su contenido petrológico y mineralógico, y en menor medida minero.

Para cada uno de estos puntos, se ha rellenado su correspondiente ficha, con la situación del punto, croquis, acceso, etc., la cual se adjunta como parte de la información complementaria de la memoria, para su consulta por quien pudiera estar interesado.

10.2. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

La Hoja objeto de estudio, es especialmente interesante para el estudio de algunos procesos geológicos. Toda ella es atravesada transversalmente por la falla de Plasencia-Alentejo, la cual condiciona la formación del valle del Jerte, que es uno de los rasgos morfológicos más característicos del sistema central.

También son muy interesantes dentro de la Hoja, las formas, depósitos y procesos relacionados con la actividad glacial o periglacial, de la cual quedan restos en la sierra de El Barco y sierra de Béjar; cabe destacar por su belleza y valor didáctico las lagunas glaciares del Duque, del Barco y de la Nava. También son espectaculares los depósitos morrénicos ligados a los antiguos circos glaciares.

La Hoja también es muy didáctica en el estudio de los procesos fluviales y/o fluvio-torrenciales actuales, y de las formas de erosión, transporte y sedimentación a ellos asociada. Se trata de una zona con relieve muy joven, donde la incidencia de la red fluvial es muy patente y manifiesta.

Los puntos que se proponen son los siguientes:

- Número 1. Los Pilones (erosión fluvial en granito).
- Número 2. Berrocal de Nava del Barco.
- Número 3. Panorámica de los glaciares del Trampal y del Duque.
- Número 4. Fenómenos glaciares en la Laguna del Duque.
- Número 5. Glaciar de la Serrada (niveles de estabilización morrénicos).
- Número 6. Banda de deformación Dique de Plasencia (puerto de Tornavacas).
- Número 7. Facies Petrológica en la Solana de Béjar.

10.3. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS

Número 1. Los Pilones

Se trata de un paraje natural de gran valor paisajístico y recreativo, localizado en la garganta del Infierno, varios kilómetros al sur del pueblo de Jerte, y dentro de su término municipal. El río (garganta) está encajado en granito inhomogéneo porfídico, al que la erosión fluvial produce formas espectaculares de marmitas de gigantes, con tramos rápidos de mayor pendiente, y otros de remanso o pozas, aprovechados para baños en la época estival. Aguas arriba, predominan los procesos de depósito de materiales, con grandes bolos redondeados del mismo granito.

Toda la zona es de gran frondosidad, con bosques de robles y castaños, así como varias cascadas en gargantas cercanas, algunos de gran espectacularidad.

Próximo a este punto, discurre la ruta del emperador Carlos I, por donde fue transportado hasta el monasterio de Yuste.

El punto se ha considerado de alto valor turístico, y medio en cuanto a su contenido geomorfológico y didáctico.

Número 2. Berrocal de Nava del Barco

En los alrededores del pueblo de Nava del Barco, sobre todo en un sector situado al este y suroeste del mismo, existe una morfología peculiar, típica de berrocal granítico, con formas redondeadas y grandes bolos producidos por la alteración y erosión en un granito de dos micas de grano grueso. Esta morfología constituye el marco paisajístico del pueblo, en su parte oriental.

Dentro del pueblo, el arroyo que lo atraviesa se encajona de forma espectacular en el mismo granito. Algo más al E y SE, se localiza la garganta del Berrocal, en la que además de los procesos descritos, se añade la frondosidad debida a la vegetación.

Este punto se ha clasificado con interés medio en su contenido geomorfológico, así como por su valor turístico y didáctico.

Número 3. Panorámica y fenómenos glaciares en el valle del Trampal

Es un valle donde los fenómenos glaciares están muy bien representados. En su cabecera se localiza la laguna del Trampal, que ocupa el fondo de un circo glaciar. Bajando por el valle se observan espectaculares morrenas laterales, que llegan a producir la obstrucción de algunos arroyos laterales y pequeñas lagunas. También se aprecian morrenas de fondo, conos fluvio-glaciares, grandes bloques erráticos y rocas aborregadas.

Este punto se considera de interés alto por su contenido geomorfológico, y medio por su valor turístico, científico y didáctico.

Número 4. Fenómenos glaciares en la laguna del Duque

Se trata de un valle glaciar próximo al anterior y con características similares. La laguna de origen glaciar ha sido aprovechada mediante la construcción de una presa para producir energía eléctrica.

En el entorno de la laguna, existen gran variedad de morfologías y depósitos glaciares, circos, valles, pequeñas lagunas, complejos de morrenas, conos de deyección, etc.

La Laguna del Duque constituye un lugar privilegiado para la pesca, favorecido por las vistas espectaculares que se contemplan desde ella, por lo que constituye un lugar típico de excursión y acampada.

Este punto se ha clasificado con alto interés geomorfológico y turístico.

Número 5. *Glaciar de la Serrada*

En este punto se aprecian los mismos fenómenos glaciares señalados previamente en los puntos números 3 y 4. Sin embargo, se añaden en este caso, como hechos distintivos, a) la diferenciación de varias etapas, con numerosas crestas de retrocesos glaciares, b) arcos y barras de pulsación correspondientes a las variaciones sufridas por el hielo en la etapa glacial.

El interés de este punto se ha considerado alto en cuanto a sus cualidades geomorfológicas y didácticas, y medio por su utilización turística y científica.

Número 6. *Banda de deformación. Dique de Plasencia-Alentejo*

Se aúnan en este punto diversas características o cualidades en cuanto a su importancia. Por una parte el interés geológico-tectónico, debido a la importante falla-dique de Plasencia-Alentejo. Se trata de una banda de fractura (cizalla frágil de sentido senextro) que localmente es aprovechada por la intrusión de pórfidos básicos. Esta fractura ha jugado en épocas tardihercínicas, con reactivaciones en el Mesozoico y Cuaternario.

Por otra parte, este punto ofrece una panorámica doble: hacia el sur es un mirador natural único para todo el valle del Jerte, y hacia el norte se observa el contraste con la meseta castellana, que se pierde en el horizonte.

El punto ha sido calificado con interés medio en los aspectos tectónico, petrológico y geomorfológico, al igual que por su utilización turística y didáctica.

Número 7. *Facies petrológicas en la Solana de Béjar*

El punto consiste en un corte geológico a favor de la trinchera en la carretera local entre este pueblo y Mazalinos. En aproximadamente 2 km de carretera, se observan gran variedad de facies ígneas y metamórficas, con contactos graduales entre ellas, lo que demuestra que se trata de granitos anatócticos parautoctonos, producidos por fusión parcial de materiales corticales (sedimentarios y/o metamórficos). Se observan distintas variedades de granitos, y granodioritas inhomogéneas, con numerosos enclaves restíticos, así como migmatitas y anatexitas.

El interés de este punto se considera medio a bajo en los aspectos petrológico, científico y didáctico.

11. BIBLIOGRAFÍA

ARENAS, R.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y VILLASECA, C. (1991): Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama), *Rev. Soc. Geol. España*, 4(3-4), pp. 195-201.

- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975): Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des condition de la déformation, *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- 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, D.*, 270, pp. 2630-2633.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L. y PEINADO, M. (1981): Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español), *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 219-234.
- BEA, F. (1982): Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Avila (Sistema Central Español), *Bol. Geol. Min. de España*, 93(1), pp. 59-67.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985b): Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación, *Studia Geol. Salmanticensia*, 20, pp. 175-203.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981): Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español, *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 15-51.
- BROWN, G. C. (1982): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs, en *Andesites-orogenic andesites and related rocks*, Edited by R. S. Thorpe. John Wiley & Sons, New York, NY, 437-461.
- BUDELL, J. (1957): Die Doppelten Einebnungsflächen in den Peuchten Tropen, *Zeit. Geomorph. N. F.*, Band 1 Heft 2, Stuttgart, pp. 223-225.
- CAPOTE, R. (1983): La estructura de la extensión SE de la Zona Centro-Ibérica en el Sistema Central Español, en *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, IGME, tomo I, pp. 467-476.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ Casals, M. J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central, *Bol. Geol. Min. de España*, 86(6), pp. 551-596.
- CASQUET y TORNOS (1981): Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español), *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 135-150.
- CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types, *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- CORRETGE, L. G. (1971): *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*, tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- CRUZ (1976): *Condicionamiento geográfico del Valle del Jerte*, tesis doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, Salamanca.

- DEBON, F. y LE FORT, P. (1988): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications, *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986): El Complejo Esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca, *Acta Salmantica*, 52, Universidad de Salamanca, 162 p.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ CODEIRO, F. (1990): Structure Central-Iberian Zone, en DALMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. *Premesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 172-188.
- DÍEZ MONTES, A.; FERNÁNDEZ, J.; ESCUDER, J.; MEDIAVILLA, R.; RODRÍGUEZ, L. R.; SANZ, M. A. (en prensa): *Mapa y memoria de la Hoja número 476 (Villavieja de Yeltes)*, 2.ª serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA), ITGE, Madrid.
- DOBLAS, M. (1988): Tardi-Hercijnian etensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Proc. Conf. Deformation and Plate*. Gijón, Spain, pp. 1-29.
- DOBLAS, M. (1990): Zonas de cizallas tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español), *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, pp. 219-226.
- DREIMANIS, A. (1982): Quaternary glacial deposits: implications for the interpretation of Preterozoic glacial deposits, *Geol. Soc. of Am. Bull.*
- FERNÁNDEZ, (1976): *Estudio geomorfológico del Macizo Central de Gredos*, tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- FRANZLE (1959): Glaziale und periglaziale Formibildung in oshlichen karstilisahen Scheidegebirge (Zentral Spanich), *Bonner Geographische Abhandlungen Bown*, 80 pp.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARÍN VENAVENTE (1959): Tres granitos diferentes al Este de Béjar, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 48, Madrid, pp. 217-245.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; UGIDOS, J. M.; BEA, F.; CARNICERO, A.; FRANCO, P.; RODRÍGUEZ, D. y LÓPEZ PLAZA, M. (1980): Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note, *Estud. Geol.*, 36 (5-6), pp. 339-348.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985): La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, pp. 91-104.
- HARLAND, W. B.; HEROD, K. N. y KRINSLEY, D. H. (1966): The definition and identification of tills and tillites, *Earth Science Reviews*, v. 2, pp. 225-256.
- HERNÁNDEZ PACHECO, et al. (1957): *Livret-Guide de l'excursión C-1 Gredos*, V Congreso del INQUA, Madrid.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1988): Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (spanish Central

- System), en *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola*, F. BEA, et al., Rueda, Madrid, pp. 377-383.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): *Memoria del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, IGME, Madrid, 113 pp.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, *Geotektonische Forsch.*, 6, pp. 78-92, Berlín (Trad. español: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica, *Publ. Extranjeras Geol. Esp.*, 5, pp. 149-166, 1950).
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. y ÁLVAREZ, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain, *Tectonophysics*, 191, pp. 291-309.
- MARTÍN HERREROS y BASCONES ALVIRA (1978-1980): *Memoria de la Hoja de Hervás (575) del Mapa Geológico Nacional*, MAGNA, ITGE. Madrid.
- MARTÍN PARRA y MARTÍNEZ-SALANOVA, J. (1991): *Mapa Geológico de Navalcán*, escala 1:50.000, MAGNA, ITGE, Madrid.
- ODRIOZOLA, J. M., et al. (1981): *Memoria de la Hoja Bohoyo (577) del Mapa Geológico Nacional MAGNA*, ITGE, Madrid.
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal, *Bol. Geol. y Minero de España*, tomo 81, núm. 2.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks, *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- PEARCE, J. A. y CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses, *Earth planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEDRAZA (1973): Estudio geomorfológico del extremo oriental de la Cadena San Vicente-Peñas de Ceniciento, *Bol. Geol. Minero IGME*, tomo LXXXIV-I, Madrid, pp. 1-14.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*, tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- PELTIER, L. (1950): The Geographical cycle in Periglacial Regions, *A. N. N. Assoc. Amer. Geogr.*, 40, pp. 214-236.
- PEREIRA, M. D. (1992): *El complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila): un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión*, tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 355 p.
- PEREIRA, M. D.; ROMKIM, Y. y BEA, F. (1992): Dataciones Rb/Sr en el complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila, España Central): evidencias de magmatismo pre-hercínico, *Rev. Soc. Geol. España*, 5, pp. 129-134.

RODRÍGUEZ ALONSO (1987).

RUBIO CAMPOS, J. C. (1990): *Geomorfología y Cuaternario de las Sierras del Barco y de Béjar (Sistema Central Español)*, tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.

RUIZ ZAPATA, M. B. y ACASO, E. (1984): Clima y vegetación durante el cuaternario reciente en el Macizo Central de Gredos (Ávila), *I Cong. Esp. Geol.*, t. I, pp. 723-740.

RUIZ ZAPATA, M. B.; ANDRADE, A.; ATIENZA, M. y ACASO, E. (1989): *Contribución palinológica al conocimiento de la vegetación durante el Holoceno en la Sierra de Béjar*.

SCHERMERHORON, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; BERDURMEN, E. A. Th. y VERSCHURE, R. H. (1978): Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean, *J. of Geology*, 86, 299-309.

SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972): Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Messejana), *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 17; 237-242.

SOLE SABARIS (1952): *Geografía de España y Portugal*, tomo I, geografía física, Montaner y Simón, S. A., Barcelona.

STER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español, *Bol. Geol. Min. de España*, 85, pp. 595-600.

TEXETRA, 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.

UGIDOS, J. M. (1974): Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Ávila-Plasencia y áreas adyacentes, *Studia Geol.*, 7, 63-68.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of prehercinian age, *Terra Cognita ICOG*, 6 Meet., 6(2), 1606.

WILSON, L. (1969): Les relations entre les processus geomorphologiques et le climat moderne comme methode de paleoclimatologie, *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn* (2), v. XI, 3, pp. 303-314.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-648-4



9 788478 406487