



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición

| | | |
|---|--|---|
| 527 TAMAMES 12-21 | 528 GUJUELO 13-21 | 529 SANTA MARÍA DEL BERROCAL 14-21 |
| 552 MIRANDA DEL CASTAÑAR 13-22 | | 554 PIEDRAHITA 14-22 |
| 575 HERVÁS 12-23 | 576 CABEZUELA DEL VALLE 13-23 | 577 BOHoyo 14-23 |



BÉJAR

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MEMORIA EXPLICATIVA DE LA HOJA N.º 553

BÉJAR

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

Depósito legal: M. 45782-2004
ISBN: 84-7840-558-5
NIPO: 405-04-013-03

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

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada durante 1995-1996 por COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS en colaboración con INIMA, según normas, dirección y supervisión del IGME.

Han intervenido:

Cartografía, síntesis y Memoria

López Sopeña, F. (CGS)
Lillo Ramos, F. J. (CGS)
Díez Montes, A. (INIMA)
Olive Davo, A. (CGS)
Rubio Campos, J. C. (IGME)

Petrología

Díez Montes, A.
Fernández Ruiz, J.

Neotectónica

Cabra Gil, P.

Geoquímica

Bea Barredo, F.

Geomorfología

Olive Davo, A. (CGS)
Rubio Campos, J. C. (IGME)

Hidrogeología

Heredia Díaz, J.

Dirección y supervisión por el IGME

Bellido Mulas, F.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informe petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 9 |
| 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA | 9 |
| 1.2. ANTECEDENTES | 9 |
| 1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO | 10 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 13 |
| 2.1. METASEDIMENTOS | 13 |
| 2.1.1. Formación Monterrubio | 14 |
| 2.1.2. Formación Aldeatejada | 14 |
| 2.2. GNEIS BANDEADOS Y ORTOGNEISES | 14 |
| 2.2.1. Gneises bandeados | 15 |
| 2.2.2. Ortogneis de la Almohalla | 15 |
| 2.3. CUATERNARIO | 16 |
| 2.3.1. Pleistoceno | 16 |
| 2.3.1.1. Cantos y bloques en matriz limo-arcillosa. Depósitos morrenicos y fluvioglaciares (16, 17 y 18). Pleistoceno superior ... | 16 |
| 2.3.1.2. Cantos de matriz arenolimosa. Glacis degradados (21). Pleistoceno superior | 16 |
| 2.3.1.3. Gravas, arenas y limos. Terrazas (19 y 20). Pleistoceno superior) | 16 |
| 2.3.2. Pleistoceno-Holoceno | 16 |
| 2.3.2.1. Cantos en matriz arenolimosa. Depósitos aluvial-coluvial (22). Pleistoceno-Holoceno | 16 |
| 2.3.2.2. Cantos y bloques con matriz arenolimosa. Canchales (23). Pleistoceno superior-Holoceno | 17 |
| 2.3.2.3. Cantos con matriz arenolimosa y arcillosa. Coluviones (25). Pleistoceno superior-Holoceno | 17 |
| 2.3.2.4. Fangos arcillosos. Turberas (824). Pleistoceno superior. Holoceno | 17 |
| 2.3.3. Holoceno | 17 |
| 2.3.3.1. Cantos en matriz arenolimosa. Conos de deyección (26). Holoceno | 17 |

| | | |
|----------------------|---|-----------|
| 2.3.3.2. | Fangos arenoso-limosos y arcillosos. Zonas endorreicas y semiendorreicas (27). Holoceno | 18 |
| 2.3.3.3. | Gravas, arenas y arcillas. Aluviales y fondos de valle (28). Holoceno | 18 |
| 3. TECTÓNICA | | 18 |
| 3.1. | OROGENIA HERCÍNICA | 18 |
| 3.1.1. | Primera fase de deformación hercínica (D1) | 19 |
| 3.1.2. | Segunda fase de deformacion hercínica (D2) | 19 |
| 3.1.3. | Tercera fase de deformacion hercínica (D3) | 20 |
| 3.1.4. | Cuarta fase de deformacion hercínica (D4) | 20 |
| 3.1.5. | Fracturación tardihercínica | 23 |
| 3.2. | OROGENIA ALPINA | 24 |
| 4. PETROLOGÍA | | 25 |
| 4.1. | ROCAS FILONIANAS | 26 |
| 4.1.1. | Diques de porfido granítico (1) | 26 |
| 4.1.2. | Diques de aplitas (2) | 27 |
| 4.1.3. | Diques de cuarzodioritas (3) | 27 |
| 4.1.4. | Diabasas (4) | 28 |
| 4.1.5. | Diques de cuarzo (5) | 29 |
| 4.2. | ROCAS GRANÍTICAS | 29 |
| 4.2.1. | Granitoides sincinemáticos | 29 |
| 4.2.1.1. | Granitoides inhomogéneos, diatexíticos (6) | 30 |
| 4.2.1.2. | Leucogranito de nódulos (7) | 34 |
| 4.2.1.3. | Granitoides de grano medio, biotíticos, porfídicos (8) | 35 |
| 4.2.1.3.1. | Granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (8a) | 36 |
| 4.2.1.3.2. | Granitoide heterogéneo, porfídico (8b) | 37 |
| 4.2.1.3.3. | Granitoide de grano medio, biotítico, porfidico, con cordierita (8c) | 37 |
| 4.2.1.4. | Granitoides de grano medio, dos micas (9) | 39 |
| 4.2.1.5. | Granitoide de grano medio biotítico, porfídico (10) | 41 |
| 4.2.1.6. | Leucogranitos biotíticos cordieríticos (11) | 42 |
| 4.2.2. | Granitoides tardi-postcinemáticos | 43 |
| 4.2.2.1. | Rocas básicas intermedias (12) | 43 |
| 4.2.2.1.1. | Sector Ledrada-Sanchotello | 44 |
| 4.2.2.1.2. | Rocas básicas de El Puente del Congosto | 44 |
| 4.2.2.2. | Monzogranitos-granodioritas biotitas porfídicas (13) | 47 |
| 4.2.2.2.1. | Monzogranito-granodioritas biotitas porfídicos con megacristales escasos (13a) | 48 |
| 4.2.2.2.2. | Monzogranitos-granodioritas biotíticas porfidicas, de grano medio con megacristales abundantes (13b) | 49 |
| 4.2.2.2.3. | Monzogranito-granodiorita biotítico porfídica, de grano medio grueso con megacristales muy abundantes (facie de El Losar) (13c) | 51 |

| | |
|---|------------|
| 4.2.2.2.4. Monzogranito-granodiorita biotítico porfídico heterogéneo (13d) | 51 |
| 4.2.2.3. Granito biotítico con cordierita (14) | 52 |
| 5. GEOCRONOLOGÍA | 53 |
| 5.1. ISOCRONA Rb-Sr SOBRE LOS GRANITOS DE EL LOSAR | 53 |
| 6. GEOQUÍMICA | 55 |
| 6.1. INTRODUCCIÓN | 55 |
| 6.2. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL | 55 |
| 6.2.1. Rocas básicas e intermedias (12) | 55 |
| 6.2.2. Monzogranitos-granodioritas biotíticos porfidicos (13) | 56 |
| 6.2.3. Granitos biotíticos con cordierita | 57 |
| 6.2.4. Leucogranito biotítico cordierítico de Santibáñez de Béjar (11) | 57 |
| 6.2.5. Granitos de El Losar (13c) | 57 |
| 6.2.6. Conjunto litológico Béjar-Candelario | 58 |
| 6.2.6.1. Granodioritas de grano grueso-medio biotíticas porfídicas con cordierita (8) | 58 |
| 6.2.6.2. Leucogranito de nódulos (7) | 59 |
| 6.2.6.3. Granitoide inhomégeno y granito de dos micas (6, 9) | 59 |
| 6.3. GEOQUÍMICA MINERAL | 84 |
| 7. GEOMORFOLOGÍA | 96 |
| 7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA | 96 |
| 7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO | 96 |
| 7.2.1. Estudio morfoestructural | 96 |
| 7.2.1.1. Zona meridional (Sierra del Calvitero y Serenita) | 97 |
| 7.2.1.2. Zona central. Sierra de Béjar | 98 |
| 7.2.1.3. Zona noccidental (Valle del Sangusín) | 98 |
| 7.2.2. Estudio del modelado | 98 |
| 7.2.2.1. Formas de ladera | 98 |
| 7.2.2.2. Formas fluviales | 99 |
| 7.2.2.3. Formas poligénicas | 100 |
| 7.2.2.4. Formas glaciares y periglaciares | 101 |
| 7.2.2.5. Formas lacustres | 102 |
| 7.2.2.6. Formas antrópicas | 102 |
| 7.3. FORMACIONES SUPERFICIALES | 102 |
| 7.3.1. Alteritas | 102 |
| 7.3.2. Sedimentos | 102 |
| 7.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia Geomorfológica) | 103 |
| 7.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS | 104 |
| 8. HISTORIA GEOLÓGICA | 104 |
| 9. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 107 |
| 9.1. HIDROGEOLOGÍA | 107 |
| 9.1.1. Climatología | 107 |
| 9.1.2. Hidrología superficial | 109 |
| 9.1.3. Hidrogeología | 110 |

| | | |
|---------|--|-----|
| 9.2. | RECURSOS NATURALES | 113 |
| 9.2.1. | Minerales metálicos | 113 |
| 9.2.2. | Rocas y minerales industriales | 114 |
| 10. | PIGS. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO | 114 |
| 10.1. | RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS | 115 |
| 10.2. | DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PIG | 115 |
| 10.2.1. | Granitoide inhomogéneo (6) y Leucogranito de nódulos (7) | 115 |
| 10.2.2. | Granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (8A) | 115 |
| 10.2.3. | Granodiorita o monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (Facies El Losar) (13C) | 116 |
| 10.2.4. | Circo glaciar de Peña Negra | 116 |
| 11. | BIBLIOGRAFÍA | 116 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La hoja de Béjar, 553 (13-22), se localiza al Oeste del Sistema Central. En la mitad Sur de la hoja se encuentran las sierras del Calvitero, Serenita y la Alberca. La cota más elevada es Candal Negro (2773 m), situada al Sur de la hoja y casi limítrofe con la hoja de Cabezuela del Valle (576).

La red hidrográfica pertenece en casi su totalidad a la cuenca del río Duero y donde el principal cauce es el río Tormes y sus afluentes río Aravalle y río Becedilla. El resto de la red hidrográfica está formada por cauces intermitentes. Al SO se encuentra el río Cuerpo de Hombre, perteneciente a la cuenca del río Tajo.

Administrativamente, la hoja de Béjar pertenece en casi su totalidad a las provincias de Salamanca y Ávila, y una pequeña extensión situada al SO perteneciente a la provincia de Cáceres.

Los principales núcleos de población son Béjar, el Barco de Ávila, Candelario, Ledrada, Santibáñez de Béjar, Sorihuela y Puente de Congosto.

1.2. ANTECEDENTES

Entre los primeros trabajos relativamente actuales que tratan de trazar los rasgos más generales del Sistema Central, al cual pertenece el área de estudio, está el realizado por BARD et al. (1970), que abarca en toda su extensión geográfica y temática.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios se trata conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores del mismo en los trabajos de CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE et al. (1977), FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985). Al NO de la Hoja, en la provincia de Salamanca, DÍEZ BALDA (1986) realiza estudios estratigráficos y estructurales de los materiales hercínicos (CEG). Más recientemente, DÍEZ BALDA, et al. (1992) realizan un estudio sobre el significado de la segunda fase de deformación hercínica al sur de Salamanca.

Los trabajos más importantes que de un modo general estudian la tectónica del Sistema Central Español son los de CAPOTE et al. (1981), UBANEL (1981 a, 1982, CAPOTE et al. (1982), CAPOTE (1983, 1985), MACAYA et al. (1991), DÍEZ BALDA et al. (1990), en este último trabajo se establecen dos grandes dominios estructurales para el autóctono de la Zona Centro-ibérica, cuyo límite divide en dos el sistema Central. BABIN (1975, 1976, 1977 a y b, 1978) estudia la tectónica y su relación con el metamorfismo y plutonismo en el área de Piedrahita-El Barco de Ávila-Béjar. UBANEL (1981 a y b, 1982) y UBANEL y DOBLAS (1988) estudian la fracturación tardihercínica y el significado tectónico de los diques en el Sistema Central. VEGAS et al. (1990) establecen un modelo de deformación distribuida de bloques y engrosamiento cortical para la formación del Sistema Central.

Entre los trabajos más importantes sobre los granitoides de este sector del Sistema Central están: UGIDOS (1973, 1974 a y b), donde realiza un estudio de los granitoides del área Béjar-

Plasencia, zona situada al SO del área de estudio. GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1980) caracterizan y agrupan en tres series las rocas plutónicas existentes en un área que comprende las provincias de Salamanca, Zamora, N de Cáceres y O de Ávila. FRANCO (1980) hace un estudio de los granitoides de la zona situada al N de la depresión del río Corneja. BARRERA *et al.* (1981) realizan un estudio geoquímico de los granitos tardihercínicos. BEA (1982, 1985, 1989) y BEA y MORENO-VENTAS (1985 a y b) estudian los granitoides de la Sierra de Gredos, desde el punto de vista de su caracterización, petrogénesis y evolución geoquímica.

Respecto al estudio de las rocas filonianas y su disposición, emplazamiento así como su caracterización, cabe destacar a UBANEL (1982) y BEA y CORRETGE (1986). Sobre el estudio del dique básico de Plasencia-Alentejo, mencionar a GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973), GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1974).

Los datos geocronológicos sobre rocas ígneas o antehercínicas del Sistema Central se pueden encontrar en los trabajos de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PINTO *et al.*, IBARROLA *et al.* (1988), BISCHOFF *et al.* (1986) y PEREIRA *et al.* (1992).

El metamorfismo en el Sistema Central ha sido estudiado de manera global por HEIM (1952), FUSTER *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975), CASQUET y NAVIDAD (1985) y UGIDOS (1987). ARENAS *et al.* (1991) estudian en la región de Segovia (Sierra de Guadarrama) la evolución tectono-metamórfica y trayectorias P-T, que coincide con la que se encuentra en los niveles mesocorticales de las cadenas con fuerte engrosamiento cortical. BEA *et al.* (1990), BEA y PEREIRA (1990), BEA (1991) y PEREIRA (1992), realizan un estudio detallado de las condiciones de anatexia y geoquímica del Complejo Anatáctico de Peña Negra (CAPN), situado en la hoja contigua de Piedrahita (554).

En relación más directa con el área de estudio se encuentran los trabajos de UGIDOS (1973), BABIN VICH (1974, 1975) y RECIO (1990).

Por último, mencionar la reciente realización de los mapas geológicos (MAGNA) colindantes a escala 1:50.000 de Guijuelo, 528 (MONTESERIN *et al.*, 1992), Piedrahita, 554 (DÍEZ MONTES *et al.*, 1993).

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales que componen la hoja, se agrupan en dos grandes conjuntos netamente diferentes. Uno constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hespérico y otro formado por los sedimentos cuaternarios.

Geológicamente la Hoja se sitúa en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945 o bien dentro de la Zona Centro-ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (figura 1). Las características estratigráficas más significativas de esta región, según estos autores son:

- Precámbrico constituido por gneises tipo «Ollo de Sapo» y similares y por esquistos y grauvacas (Complejo Esquisto-Grauváquico) en series muy potentes cuya edad abarcaría en parte el Cámbrico inferior.

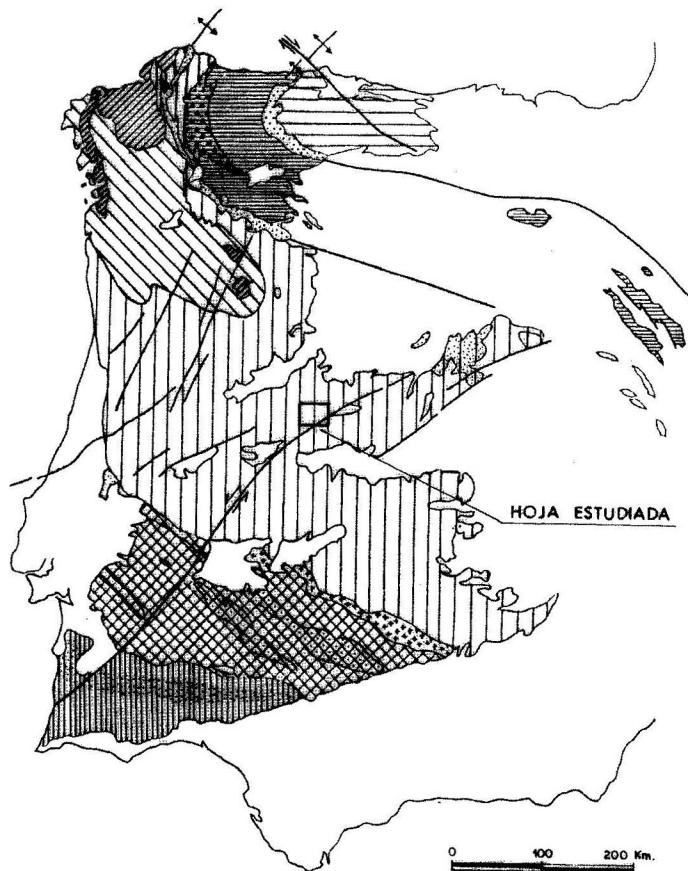


Figura 1. División en zonas del Macizo Ibérico, modificado de JULIVERT et al. (1972), según MARTÍNEZ CATALÁN (1981) y FARIAS et al. (1987). Situación de la Hoja de Béjar.

- Ordovícico de carácter transgresivo, con conglomerados en la base.
- Silúrico constituido por pizarras negras principalmente, con intercalaciones de cuarcitas, y en ocasiones calizas y líticas.
- Devónico inferior poco potente.

En el ámbito de la hoja de Béjar sólo estarían representados los materiales Precámbrios-Cámbricos.

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, la presente Hoja se encontraría en su Dominio Occidental, el cual se caracteriza por:

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

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón. Los límites entre los complejos son cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior. La presente Hoja pertenecería totalmente al Complejo de Gredos, este se caracteriza por:

- Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquisto-grauváquico potente, en el que se reconocen dos tramos, uno inferior con porfiroides (equivalente a la Formación Monterrubio de DÍEZ BALDA, 1986) y otro superior con niveles carbonatados (equivalentes a la Formación Aldeatejada de DÍEZ BALDA, 1986).
- Existencia de gneises ocelares del tipo «Ollo de Sapo» bajo la serie esquisto-grauváquica.
- Metamorfismo, en general, de baja presión, aunque hay relictos de presiones medias. Mayor extensión de las zonas de bajo grado.
- Gran extensión de las rocas plutónicas tardías.
- Localmente existen ortogneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) diferencian en el autóctono de la Zona Centro-Ibérica dos dominios tectónicos diferentes teniendo en cuenta las estructuras mayores de primera fase hercínica.

1. Dominio de los Pliegues Recumbentes, se caracterizan por la existencia de gneises glandulares en la parte baja de la secuencia, formaciones detríticas infra-ordovícicas con dolomías y calizas intercaladas sobre las cuales descansa discordantemente el Ordovícico inferior.

2. Dominio de los Pliegues Verticales, ocupa la mayor parte de la zona Centro-Ibérica y se caracteriza por la presencia de rocas precámbricas con una discordancia que separa dos grandes unidades, ausencia de Cámbrico medio y superior y naturaleza trangresiva del Ordovícico. En términos estructurales, se caracteriza por la presencia de estrechos sinclinales definidos por la Cuarcita Armoricana y anchos antiformes ocupados por rocas pre-ordovícicas.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y cabalgamientos, asociados a los cuales se desarrolla una o más esquistosidades penetrativas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil, provocando la fracturación del conjunto.

Los depósitos paleógenos son arcosas y conglomerados que corresponden a distintas facies proximales-medias de abanicos aluviales.

El Neógeno está representado por depósitos de grandes bloques, reflejo de la tectónica que estructuró los actuales relieves del sistema Central.

Los depósitos cuaternarios están relacionados con el encajamiento de la red fluvial actual, la cual tiende a adaptarse a la fracturación dominante. También tienen especial interés los depósitos de tipo glaciar.

2. ESTRATIGRAFÍA

Metasedimentos de carácter epizonal se localizan hacia el borde norte de la hoja, donde constituyen afloramientos de superficie inferior a 1 km², con frecuencia megaenclaves de algunas hectáreas de extensión y afectados por metamorfismo de contacto. Estos materiales están extensamente representados en la hoja de Guijuelo donde han sido estudiados por MONTESERIN *et al.*, 1993.

La intensa migmatización sufrida en el complejo anatéctico hace muy difícil el estudio e identificación del protolito metasedimentario a partir del cual se han generado los distintos granitoides de carácter anatéctico e inhomogéneo. No parece descabellado referir dicho protolito, tal y como DÍEZ MONTES *et al.*, in litt, exponen en la hoja de Piedrahita, a metasedimentos aflo-rrantes en áreas adyacentes.

2.1. METASEDIMENTOS

Para el conjunto de sedimentos precámbricos-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona Centroibérica, se han establecido recientemente, ÁLVAREZ NAVA *et al.*, (1988), tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño, al que se atribuye una edad Rifeense Superior-Vendiense; Grupo Ibor, al que se le asigna una edad Vendiense Superior y, Grupo Valdelacasa, con una edad Vendieense Superior-Cámbrico inferior. Este último Grupo comprende como

formaciones, que de muro a techo son: Fm. Monterrubio, Fm. Aldeatejada, Fm. Areniscas de Tamames, Fm. Calizas de Tamames y Fm. Pizarras del Endrinal.

El posible protolito que se puede identificar a partir de los materiales migmatíticos corresponderían a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, las cuales estarían enriquecidas en materiales cuarzo-feldespáticos en relación con los materiales que afloran hacia el NO y con la participación de un importante volumen de ortogneis (ortogneises tipo La Almohalla y gneises bandeados, materiales que se describen descritos en el apartado 2.2).

2.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio es una sucesión de más de 1.500 m de potencia constituida por pelitas y limolitas grises y verdes, pelitas microbandeadas, así como numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y conglomerados. Es frecuente observar la presencia de niveles de «porfiroides» (rocas porfídicas con participación ígnea) y areniscas con anfíbol. En dirección SE, los niveles de cuarcitas anfibólicas y de porfiroides, aumentan.

MONTESERIN *et al.*, (1993) indican para la zona de Guijuelo una relación compleja con los gneises bandeados.

Los metasedimentos de carácter epizonal situados hacia el borde norte de la Hoja se incluyen en esta Formación. Estos materiales son mayoritariamente pizarras y limolitas con alguna intercalación arenosa (15) afectados por metamorfismo de contacto. A escala microscópica presentan una textura granoblástica/granuda. La asociación granoblástica-lepidoblástica está formada por cordierita, biotita tabular muy alterada, plagioclasa, cuarzo y moscovita. Sobreimpuesta a esta asociación se observa una paragénesis con textura granuda formada por cordierita subidiomorfa poiquilitica incluyendo cuarzo y biotita, biotita inalterada xenomorfa, cuarzo y plagioclasa.

2.1.2. Formación Aldeatejada

Se sitúa por encima y concordantemente con la Fm. Monterrubio. Sus características litológicas son semejantes a las descritas para la Fm. Monterrubio, aunque varian las proporciones de litologías dentro de la columna sedimentaria. Para la Fm. Aldeatejada hay una gran predominancia de términos limolíticos y pelítico-arenosos, potentes niveles de pizarras microbandeadas y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos, así como la desaparición de los niveles de porfiroides.

2.2. GNEISES BANDEADOS Y ORTOGNEISES

Este tipo de materiales afloran en la hoja contigua de Piedrahita, por lo cual se cree conveniente incluir una pequeña descripción de su aspecto macroscópico y su composición mineral.

2.2.1. Gneises bandeados

Aflora en bolos de tamaño métrico con formas poco redondeadas y cuya morfología está condicionada por la estructuración que tienen.

El bandeado gneísico o esquistosidad está marcada por una alternancia de bandas biotíticas y bandas leucocráticas con un tamaño de grano medio y composición granítica. Este bandeado muestra una dirección predominante según N 40°E/40°E y en menor medida se observan direcciones según E-O/45°S. Estas orientaciones se pueden atribuir a la segunda fase de deformación hercínica.

Estos gneises están fuertemente migmatizados y dan lugar a la formación de un granitoide de grano medio-fino a medio, biotítico, de aspecto leucocrático. Cuando la migmatización es muy intensa se observa el gneise bandeado parcialmente asimilado y desestructurado, los contactos entre ambos materiales es gradual y es muy difícil poner un límite entre ambas rocas. Dentro del granitoide la orientación gneísica se sigue observando en menor medida y está marcada por la orientación de pequeños schlieren y restitas biotíticas.

Dentro de los gneises bandeados se observan pequeños fenocristales de feldespato potásico (1-2 cm). Dentro del granitoide las características más destacables son el tamaño de grano medio-fino, con una biotita de 1-2 mm. Esporádicamente se observan pequeños cristales de moscovita.

La composición mineral es la siguiente:

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El feldespato potásico puede llegar a ser un mineral accesorio. Como minerales accesorios presenta opacos, apatito, circón, cordierita, granate. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, pinnita y espinela.

2.2.2. Ortogneis de la Almohalla

Se trata de una roca de aspecto muy leucocrático, con un tamaño de grano medio-grueso, muestra un bandeado marcado por una alternancia de bandas biotíticas y bandas leucocráticas de composición cuarzo-feldespática, que se encuentran plegadas. Las glándulas de feldespato potásico son de 2-3 cm, con formas redondeadas o con formas alargadas en el sentido de la deformación.

Las formas estructurales que se pueden observar son pliegues de tamaño decimétrico con el plano axial subhorizontal, bandas miloníticas con un espesor aproximado de 5 cm y con dirección E-O, buzando unos 10° al N y pequeñas cizallas subverticales.

La composición mineral es la siguiente:

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios hay opacos (ilmenita), apatito y circón. Entre los minerales secundarios hay sericita, moscovita, clorita y opacos.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. *Cantos y bloques en matriz limo-arcillosa. Depositos morrenicos y fluvioglaciares (16, 17 y 18). Pleistoceno superior*

En la vertiente septentrional de las Sierras del Calvitero y la Serenita, se localizan una serie de depósitos, de espesor métrico, relacionados con las morfologías de génesis glaciar existentes en estas áreas.

Se trata de materiales compuestos por cantos y bloques, poco elaborados, englobados en una matriz arcillo-limosa más o menos abundante. En la Tesis Doctoral de Rubio, J. C. (1990), se diferencian dos episodios de actividad glaciar en el área, ambos localizados en el Pleistoceno Superior, criterio que se ha incorporado en la cartografía de esta hoja.

2.3.1.2. *Cantos en matriz areno-limosa. Glacis degradados (21). Pleistoceno superior*

En las vertientes septentrionales de las sierras situadas al Sur de la hoja (Calvitero y Serenita), tanto al Sur y Oeste de Béjar, como en las proximidades de Becedas, se localizan una serie de depósitos con morfología de glacis.

Están compuestos por cantos poco elaborados y mal clasificados, englobados en matriz arenosa y limosa, y que presentan un espesor que, en las zonas distales de las formas puede superar los 2-3 m.

2.3.1.3. *Gravas, arenas y limos. terrazas (19 y 20). Pleistoceno superior*

El río Tormes, en las proximidades de Barco de Ávila, presenta un conjunto de depósitos fluviales asociados, correspondientes a terrazas, compuestos por gravas dominantes con mayor o menor presencia de matriz areno-limosa y arcillosa.

Se han reconocido dos niveles, situados a +2 m y a +8-10 m. sobre el cauce actual. El nivel inferior también se ha reconocido en dos pequeños retazos en el valle del río Cuerpo de Hombre, al oeste de Béjar.

Se ha atribuido a estos depósitos una edad Pleistoceno Superior.

2.3.2. Pleistoceno-Holoceneo

2.3.2.1. *Cantos en matriz areno-limosa. Depositos aluvial-coluvial (22). Pleistoceno-Holoceneo*

Se trata de materiales depositados por mecanismos de génesis mixta aluvial-coluvial, compuestos por cantos heterométricos, poco elaborados en general, englobados en una matriz arenosa y limosa.

Pueden alcanzar una extensión areal muy importante, como sucede en la zona occidental de la hoja, en las proximidades de Peromingo, y en la parte oriental (EL Losar), aunque su espesor no sobrepasa los 2-3 m.

2.3.2.2. *Cantos y bloques con matriz arenolímosa. Canchales (23).* *Pleistoceno superior-Holoceno*

En las zonas con cotas más elevadas localizadas en la parte centromeridional de la hoja, se reconocen una serie de depósitos, atribuidos a canchales, compuestos por cantos angulosos y subangulosos, con muy escasa matriz, relacionados con génesis glaciar y/o periglaciar.

El espesor de estos materiales puede alcanzar los 2-3 m. en las zonas más distales del depósito.

2.3.2.3. *Cantos con matriz arenolímosa y arcillosa. Coluviones (25).* *Pleistoceno superior-Holoceno*

Asociados a algunos de los relieves positivos existentes en la hoja, se localizan en las laderas depósitos correspondientes a coluviales, formados por cantos poco elaborados, englobados en una matriz arenolímosa y arcillosa. Su espesor no rebasa habitualmente los 2 m.

2.3.2.4. *Fangos arcillosos. Turberas (24). Pleistoceno superior-Holoceno*

Relacionadas con las zonas altas de las sierras de Calvitero y Serenita, se han cartografiado zonas, de baja o nula pendiente local, que dan lugar a morfologías tipo nava, y que se encuentran ocupadas por materiales detríticos finos, limos y arcillas dominantes, con intercalaciones de niveles con abundante contenido en materia orgánica.

Su espesor no debe superar los 2-3 m, y pueden alcanzar extensiones hectométricas. SE atribuye una edad a estos depósitos del Plioceno Superior, pudiendo ser funcionales incluso hasta la actualidad.

2.3.3. Holoceno

2.3.3.1. *Cantos en matriz arenolímosa. Conos de deyección (26). Holoceno*

Asociados a las salidas de algunos barrancos, principalmente en el área al Sur de Valdefuentes de Sangusín, en la parte noroccidental de la hoja, se reconocen algunas morfologías de conos de deyección, con depósitos de cantos englobados en matriz arenosa y límosa. Su potencia es reducida, no superando los 2-3 m. en sus partes más distales, y se atribuyen al Holoceno.

2.3.3.2. Fangos arenolímosos y arcillosos. Zonas endorreicas y semiendorreicas (27). Holoceno

En relación con zonas de drenaje deficiente, de tipo endorreico o semiendorreico, o con áreas de influencia fluvial que pueden ser objeto de encharcamientos estacionales y/o temporales, se han cartografiado unos depósitos, compuestos por materiales de granulometría dominanteamente fina, arcillas, limos y arenas.

Pueden alcanzar un espesor métrico, y solamente se han cartografiado las que alcanzan una extensión areal más importante. Se les ha atribuido una edad holocena.

2.3.3.3. Gravas, arenas y arcillas. Aluviales y fondos de valle (28). Holoceno

Asociados a los principales cauces fluviales, se han cartografiado los depósitos correspondientes a aluviales y fondos de valle que, en ocasiones, pueden alcanzar una extensión superficial considerable.

Están formados por gravas, arenas y arcillas en proporción variable, siendo su edad holocena.

3. TECTÓNICA

En el área comprendida en la hoja de Béjar (553) se reconocen los efectos de las orogenias Hercínica y Alpina.

La orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos y metamórficos que afectan a los materiales Paleozóicos existentes en la hoja, así como de los eventos ígneos que dan lugar a la intrusión de los granitoides existentes y a los fenómenos de migmatización y anatexia que afectan a la zona. Asimismo, al final de esta orogenia se considera una etapa de fracturación frágil que afecta al basamento.

La orogenia Alpina afecta a la mayor parte de los materiales y da lugar a la fracturación del basamento granítico-metamórfico en bloques, con una reactivación de la fracturación hercínica. Esta orogenia es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno, habiendo funcionado la mayoría de las fallas que lo limitan en régimen inverso.

3.1. OROGENIA HERCÍNICA

La orogenia hercínica es la responsable de las principales estructuras de la hoja. La deformación producida es de carácter polifásico, distinguiéndose tres fases principales. Afecta a las rocas precámbricas y paleozóicas generando pliegues, foliaciones y deformación interna. Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase se produjo un metamorfismo programado del tipo de presión intermedia que alcanzó el grado medio-alto en los primeros estadios de la deformación D2. Posteriormente se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión durante D2, que pudo ser isotérmico y que se relaciona con un régimen extensional producido durante D2. Una tercera fase genera estructuras de replegamiento abiertas, sin esquistosidad o si la hay está poco desarrollada. Posteriormente hay una cuarta fase que repliega suavemente a las estructuras anteriores y que se refleja principalmente en los granitoides tardíos.

De un modo general se puede indicar que existen tres fases de deformación hercínicas importantes, otra de menor importancia y por último una etapa de fracturación denominada tardihercínica.

3.1.1. Primera fase de deformación hercínica (D1)

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S1 muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores y recristalizada por efectos del metamorfismo y procesos anatécticos. Los pliegues que se observan en áreas adyacentes (por ejemplo en la hoja de MAGNA de Guijuelo, 528) son de todos los ordenes y con la característica común de un plano axial subvertical con dirección de las charnelas NO-SE.

Esta primera fase deformativa, apenas se observa en esta hoja, todo ello debido principalmente a los procesos anatécticos que afectan a esta zona.

3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica (D2)

Esta segunda fase, segun DÍEZ BALDA *et al.* (1992), se caracteriza por la generación de anchas zonas de cizalla dúctiles subhorizontales y con una dirección de flujo NO-SE, que desplazó las partes superiores hacia el SE con respecto a las inferiores. Otras estructuras son pliegues de geometría muy variable con el plano axial subhorizontal, angulares y abiertos en áreas epizónicas. Pliegues apretados y en vaina en áreas mas profundas, normalmente asociados a una esquistosidad S2 que varía desde un bandeadado tectónico a una «schistosity».

DÍEZ BALDA *et al.* (1992) indican que estas zonas de cizalla corresponden a un régimen extensional. Esta extensión siguió a un engrosamiento, de al menos, la parte superior de la corteza, efectuando por acortamiento horizontal NE-SO y estiramiento en la dirección NO-SE, tanto horizontal como verticalmente. Dado que el proceso extensional se produjo entre las fases compresivas D1 y D3, este no puede atribuirse a un episodio post o tardiorogénico, siendo lo más probable que refleje el colapso de una corteza engrosada.

Recientemente, ESCUDER (1995) presenta evidencias de una tectónica extensional en el domo gneítico del Tormes, el cual representa a otro complejo anatético semejante al que se observa en esta zona.

En áreas epizónicas las macroestructuras de la deformación D2 no son muy evidentes. DÍEZ BALDA (1986) indica que son pliegues poco apretados con ángulos entre flancos de 90° a 130°, longitud de onda kilométrica, amplitud hectométrica y con plano axial subhorizontal. Debido al efecto de estas estructuras, la vergencia de las estructuras de primera fase cambia. Los pliegues menores son angulares, poco apretados, con ángulos entre los flancos que varía de 80° a 110°, longitud de onda decimétrica y amplitud centimétrica.

En las áreas meso-catazonales, los pliegues son isoclinales, más apretados, con ángulos entre los flancos que varían de 10° a 30°, a veces son fuertemente asimétricos con charnelas que presentan dispersión y que a menudo son curvas, siendo frecuente las formas cerradas (vaina).

En la hoja adyacente de Piedrahita, PEREIRA (1992) atribuye a esta D2 la gran mayoría de las estructuras que se observan en las rocas con estructuras migmatítico-anatécticas y en las que denomina granodioritas subautóctonas. También atribuye a esta fase la deformación de los cuerpos laminares de dichas granodioritas. Identifica dos tipos de estructuras, pliegues de plano axial subhorizontal y cizallas subhorizontales.

3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica (D3)

Esta tercera fase produce pliegues de todos los órdenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical que deforman a la S2, a la foliación de las rocas graníticas y a las isogradas metamórficas. Estos pliegues tienen un plano axial de dirección N 100°-120°E, vertical. También se relacionan con esta deformación D3 zonas y superficies de cizallas subverticales de dirección N 70°E y N 130°E y con desplazamiento sinistro, coherente con un acortamiento NNE-SSO, que es el mismo deducido para los pliegues y esquistosidades de tercera fase. En la zona oeste de la provincia de Salamanca, estas cizallas con direcciones según N 70°E y sinistra, cortan a las estructuras de tercera fase, siendo claramente posteriores a dicha deformación (D3).

Dentro del área de estudio, las estructuras que se pueden observar tienen una dirección generalizada según E-O y NE-SO. Se observan pliegues de plano axial subvertical con dirección NE-SO, zonas de cizalla subverticales con direcciones N 70°E y N 130°E y sentido dextro, este sistema de cizallas lleva asociado otro conjugado de menor intensidad con dirección NO-SE y sentido dextro. La lámina de granodiorita (5a) se encuentra replegada por esta tercera fase de deformación, formando un suave siniforme con el plano axial en dirección N 75°E y subvertical.

Las estructuras más evidentes atribuibles a esta tercera fase de deformación, las forma el leucogranito de nódulos, dando lugar a una siniforma y a una antiforma con una dirección para las trazas axiales de N 45° E (figuras 2 y 3). Tanto en la hoja de Béjar (553) como en la de Piedrahita (554), estas estructuras con dirección N 45°E y N 70°E se encuentran afectadas por una fase compresiva NE-SO, la cual da lugar a la formación de domos y cubetas. Estructuras semejantes han sido descritas para la parte oriental del Sistema Central por MACAYA *et al.* (1991) y por AZOR *et al.* (1994). Esta fase compresiva puede compararse con la tercera fase de deformación hercínica que se observa al Norte de esta hoja.

3.1.4. Cuarta fase de deformación hercínica (D4)

En gran parte de la zona centro-oeste del Sistema Central o en áreas adyacentes como la parte oeste de Salamanca (GIL TOJA *et al.*, 1985), se observa como las estructuras anteriores están ligeramente replegadas, originando pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, en rocas foliadas se forman kink-band, con los planos axiales verticales y con dirección norteada. Dentro de los granitoides se refleja en una débil orientación deformativa norteada marcada, principalmente, por los fenocristales de feldespato potásico y en menor medida por la biotita.

En la hoja de Béjar esta fase deformativa queda reflejada en los granitoides tardíos postcinemáticos, con la orientación de fenocristales de feldespato potásico y biotitas, los cuales presentan una dirección predominante N-S, subvertical.

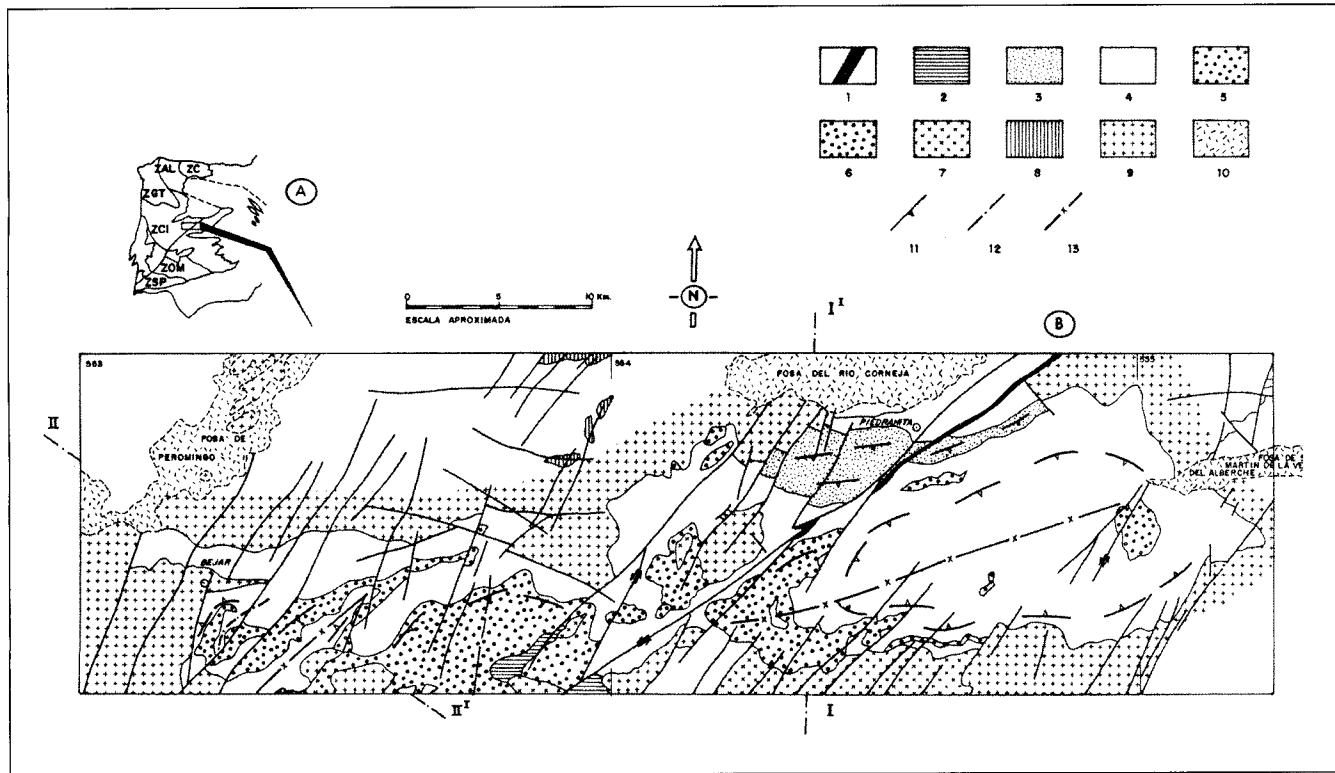


Figura 2. A) Situación del complejo anatéctico de Béjar-Piedrahita en el Macizo Hespérico. División en zonas según JULIVERT et al. (1972) y FARÍAS et al. (1987). ZC: Zona Cantábrica. ZAL: Zona Astur-occidental Leonesa. ZGT: Zona Galicia-Tras os Montes. ZCI: Zona Centro Ibérica. ZOM: Zona Ossa Morena. ZSP: Zona Sur Portuguesa. B) Esquema geológico del complejo anatéctico de Béjar-Piedrahita. 1: Dique de Plasencia-Alentejo. 2: Metasedimentos pre-ordovícicos. 3: Gneises y ortogneises. 4: Granitoide inhomogéneo. 5: Leucogranito de nódulos. 6: Granodiorita. 7: Granitos de dos micas. 8: Rocas básicas-intermedias. 9: Monzogranitos-granodioritas biotíticas, porfídicas. 10: Terciario y Cuaternario indiferenciado. 11: Traza de fábrica-foliatión. 12: Antiforma. 13: sinforma.

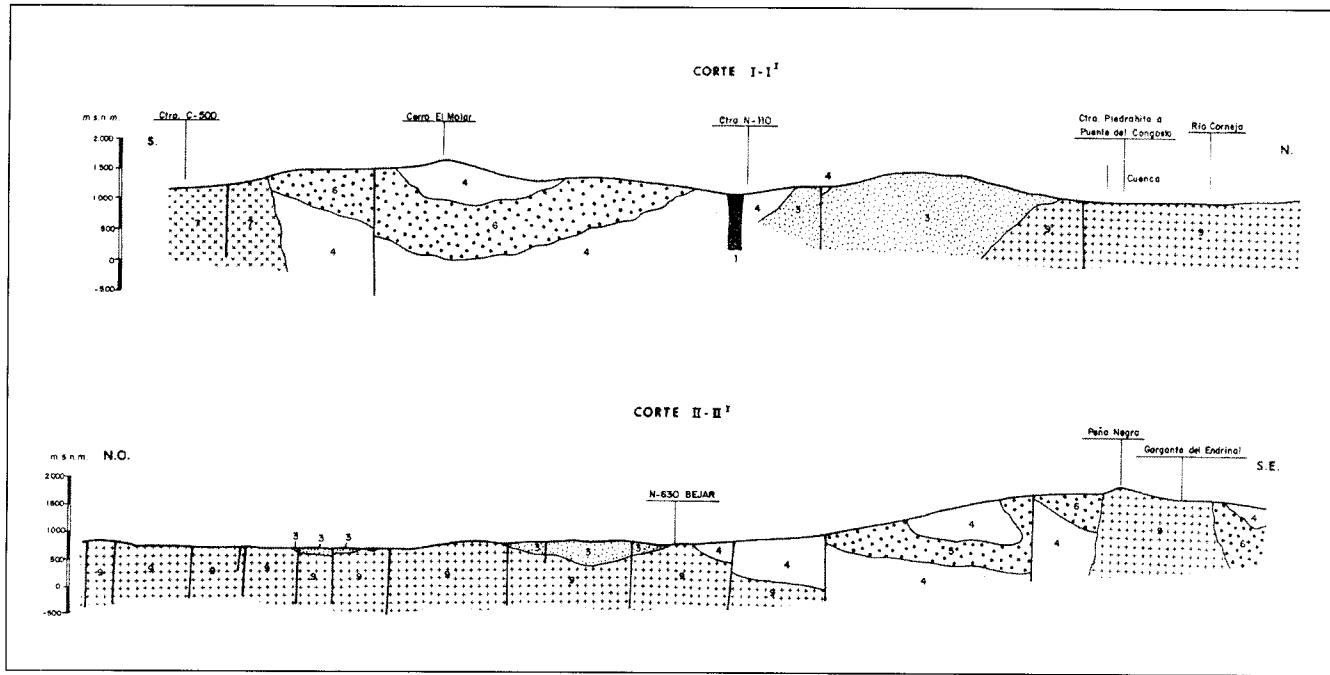


Figura 3. Cortes geológicos esquemáticos del Complejo Anatéctico de Béjar-Piedrahita.

3.1.5. Fracturación tardihercínica

A continuación de las deformaciones dúctiles se genera una densa red de fracturas y diques que afectan a todos los materiales ígneos y metamórficos en relación con las etapas tectónicas hercínicas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975) y también ha sido estudiada en diversos sectores del Sistema Central (UBANELL, 1981 a y b, 1982; DE VICENTE *et al.*, 1986; UBANELL y DOBLAS, 1987; 1990; DOBLAS y RUBIO, 1989). En relación directa con la zona de estudio, BABIN (1978) realiza un estudio de la tectónica tardihercínica de la región de Béjar-Piedrahita, dividiendo el área en tres dominios separados por dos grandes fracturas con dirección NE-SO. En el dominio central, la dirección media predominante es N 30°E, de menor importancia es la dirección N 30°O. En el dominio oriental las fracturas más importantes tienen dirección N 10-30°E y otra familia de dirección N 30°O. El dominio occidental, que comprende el NO de la Hoja, las direcciones que predominan son N-S a N 10°E.

En la cartografía se pueden apreciar varios sistemas de fracturas que se pueden agrupar de la siguiente manera:

- a) Fallas E-O.
- b) Fallas NE-SO.
- c) Fallas NO-SE.
- d) Fallas N-S a NNE-SSO.

a) Fallas E-O

En relación con estas fracturas se encuentran asociados diques de pórfidos. En áreas limítrofes situadas al Este, se encuentran diques de leucogranitos y microdioritas de grano fino, con unas direcciones comprendidas entre N 80°E y N 100°E.

Estas fracturas presentan, en general, un fuerte buzamiento entre 75° y 85°N, en cuyos planos se pueden observar estrías subhorizontales, que parecen indicar una componente principal de desgarre en estas fracturas. Llevan a menudo asociada una intensa cataclasis y episienitización.

Geomorfológicamente, estas fracturas dan origen a valles de dirección E-O, características de la Sierra de Gredos.

b) Fallas NE-SO

Este sistema de fracturas agrupa a unas bandas de cizalla de carácter dúctil-frágil cuya dirección media varía entre N 35°-50°E, con un buzamiento vertical o fuertemente inclinado hacia el N o S. Estas bandas de cizallas no tienen una gran anchura y muestran estructuras S-C.

Este sistema es el principal de la Hoja, del que cabe destacar el gran accidente de desgarre de la falla de Plasencia-Alentejo, que morfológicamente da lugar al valle del Jerte en la vecina hoja de Cabezuela del Valle. La longitud de esta estructura se estima en unos 550 km.

Paralelamente a este sistema, se encuentra otra familia de fallas distintas, son fracturas que en general están selladas por diques de cuarzo y que en topografía dan lugar a pequeños resalte topográficos, conocidos morfológicamente por «sierros» (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1971).

c) Fallas NO-SE

Se trata de un sistema conjugado del sistema de fallas principal (NE-SO), tienen una dirección que varía entre N 140°-150°, son totalmente frágiles. Estas fallas desarrollan cataclasitas y episienitización de las rocas. Dentro del área de estudio, se encuentran poco representadas.

d) Fallas N-S a N 30°E

Estas fallas tienen una dirección que varía de N-S a N 30°E, subverticales. Estas fallas normalmente están rellenas de cuarzo y a veces de leucogranitos de grano fino. En áreas adyacentes se encuentra asociada a estas fallas, diques de lamprófidos y también llevan asociada la formación de episienitas. CORRETGE (1971) indica que este sistema N-S son fracturas satélite de la falla de Plasencia-Alentejo, asociadas a ella genéticamente.

En su mayoría, todos los sistemas de fracturas han rejugado en tiempos alpinos.

No se puede establecer una cronología precisa entre las diferentes familias de fallas, no obstante, las más antiguas parecen ser las relacionadas con los diques de pórfidos (E-O) ya que son cortadas y, a veces, desplazados por los demás. Las fracturas N-S parecen ser las más modernas.

En conjunto a la relación entre los sistemas de fracturas y las descritas por diversos autores en otras partes del Sistema Central, el primer grupo de fracturas (2), asociado con los diques de pórfidos, podría corresponderse con la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE *et al.* (1986). Los sistemas de fallas NE-SO (b) y NO-SE (c) podrían corresponderse con la etapa Hiendelaencina de DE VICENTE *et al.* (1986).

Las fallas E-O y los diques de pórfidos asociados encajarían para UBANELL y DOBLAS (1988) en un esquema de «detachments» extensionales de escala cortical con una dirección media E-O a ONO-ESE, con un buzamiento extensional hacia el N o NNE.

3.2. OROGENIA ALPINA

A continuación de las etapas de deformación tardihercínicas, la región fue sometida a campos de esfuerzos en relación con los comienzos y desarrollo del ciclo tectónico Alpino, que dieron lugar a movimientos a lo largo de fallas y a la intrusión de una red filoniana formada por diques de tendencia alcalina.

Estas fallas, a menudo, representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas, con un movimiento distinto del que tuvieron durante el ciclo hercínico. De este modo, solo se deben tener en cuenta como alpinas las fracturas que afecten algún marcador alpino o posthercínico.

co, como por ejemplo los diques pérmicos o mesozoicos (sienitas, gabros del dique de Plasencia-Alentejo) y sedimentos terciarios y cuaternarios. Estas fracturas suelen tener una componente vertical importante, a menudo con componentes inversas y/o con desgarres, que dieron lugar a la ruptura del zócalo hercínico, con el levantamiento de una serie de bloques hasta cotas superiores a los 2.000 metros, que son las actuales del Sistema Central, y con un hundimiento de otros formando las cuencas receptoras de sedimentos terciarios y cuaternarios como son la fosa de Piedrahita y la cuenca de Amblés y dentro del área de la hoja, la pequeña cuenca de Peromingo situada en el cuadrante NO.

Dentro de la hoja así como en áreas adyacentes se pueden observar varios juegos de fracturas relacionados con el ciclo Alpino.

Un primer juego estaría sustituido por fracturas de directrices N-S a N 30°E principalmente y en menor cuantía por fracturas N 115°-150°E, subverticales. En relación con estas fracturas se produce la intrusión de diques de tendencia sienítica y la intrusión de diques de lampróficos. Se trata de fracturas profundas, pues estas rocas derivan de magmas mantélicos (DE LA NUÉZ *et al.*, 1982; MARTÍN PARRA *et al.*, 1991). Otro juego de fracturas está relacionado con la intrusión del dique de Plasencia-Alentejo, tiene una dirección NE-SO (aproximadamente N 55°E), que atraviesa la hoja en la esquina SE. Se trata de una fractura profunda de gran importancia y con un gran recorrido, aproximadamente unos 550 km.

Diversos autores (GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO, 1973; GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1974; SCHERMERHORN *et al.*, 1978; UBANEL, 1982) han estudiado el dique de Plasencia-Alentejo, al cual atribuyen una edad mesozoica (Triásico medio a Jurásico).

Estas fracturas son posteriormente reactivadas, de modo que el contacto del dique de Plasencia-Alentejo con el encajante está mecanizado en gran parte, debido a una fractura subparallel con componente de desgarre sinistro.

Con posterioridad a estas, se generan otros dos juegos de fracturas que afectan al contacto entre el zócalo granítico y los materiales terciarios de las cuencas de Piedrahita y principalmente a la cuenca del Valle de Ambles.

Un primer juego lleva una dirección que varía entre ONO-ESE a E-O y esta formado por fallas inversas de alto ángulo que buzan entre 70° y 80° al N, levantando los materiales del zócalo sobre los materiales terciarios.

Un segundo juego que afecta a los materiales terciarios, lleva una dirección NNE-SSO. Son fallas inversas de gran ángulo (subverticales a 70°-80° al O) y que parece que corresponden al rejuego de fracturas tardihercínicas al igual que las fracturas anteriores.

4. PETROGRAFÍA

En este capítulo se describen las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica de afloramiento y de las facies, texturas, composición mineralógica y petrogénesis).

4.1. ROCAS FILONIANAS

A excepción de los numerosos diques de cuarzo que se encuentran en la Hoja, las manifestaciones filonianas no son muy abundantes, relacionándose con el magmatismo tardí-postcineítico hercínico (pórvidos y aplitas) y con los eventos ígneos eoalpinos (diabásicas).

4.1.1. Diques de porfido granítico (1)

El único dique de pórvido granítico cartografiado en la Hoja se localiza hacia la mitad del borde oriental de la misma. Este dique de orientación N 85-90°/subvertical, se prolonga en la hoja adyacente de Piedrahita, con una longitud total de unos 3,5 km y potencias de varios metros.

Son rocas de color gris claro que al estar alteradas dan tonos rojizos y afloran en bolos pequeños, poco redondeados o con formas angulosas cuando el dique está afectado por fracturas. A escala de afloramiento se observa que presentan un zonado textural simétrico, las partes centrales con texturas porfídidas marcadas por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 1-3 cm y cristales de cuarzo de 3-7 mm y los bordes con texturas afaníticas. Este zonado textural es consecuencia de la diferente velocidad de enfriamiento entre los márgenes y el centro del dique. Es muy frecuente observar como los fenocristales de feldespato potásico están orientados según la dirección del dique.

Petrografía

Al microscopio se pueden observar las siguientes texturas:

- a) Porfídicas, con fenocristales idiomorfos a subidiomorfos, de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y en cristales de menor tamaño, finas placas de biotita que se encuentran englobados en una mesostasis compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y algo de clorita.
- b) Micrográficas o granofídica, la cual se desarrolla en los bordes de los fenocristales, principalmente de feldespato potásico y plagioclasa, dando lugar a intercrecimientos del cuarzo con ambos minerales.

Las características más destacables de los fenocristales son:

El cuarzo es idiomorfo a subidiomorfo, presentando formas hexagonales o redondeadas. Se encuentra en cristales o agrupaciones de 2 a 4 individuos. Suelen presentar golbos de corrosión, así como bordes redondeados, características típicas de rocas efusivas ácidas. Tiene inclusiones de biotitas. Presenta extinción ondulante, con procesos de poligonización.

El feldespato potásico se presenta con hábito anhedral, con macla de microclina y a veces de microclina-carlsbad y es poco pertítico. Forma los fenocristales de mayor tamaño. Tiene inclusiones de plagioclásas, biotita. Todas estas inclusiones se disponen de forma concéntrica, a modo de inclusiones de tipo Frasl. En los bordes y alrededores de estos fenocristales, se desarrolla la textura micrográfica y granofídica, con intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico.

La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos. Presentan la macla de la albita. Se encuentran parcialmente sustituidas por feldespato potásico, así como sericitizados y moscovitzados. Tiene inclusiones de biotita y apatito. En sus bordes se desarrolla la textura micrográfica o granofídica, dando lugar a intercrecimientos con el cuarzo.

La biotita se presenta con formas tabulares, pleocroica, de marrón-rojizo a amarillo claro, en cristales individuales. A veces se aprecia que está deformada, presentándose dicha mica doblada y con extinción ondulante. Tiene inclusiones de apatito y de circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos. Está poco cloritizada en algunos cristales llega a formar rutilo sagenítico.

La mesostasis está compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa que producen intercrecimiento entre ellos, dando lugar a la textura granofídica; y también hay pequeñas placas de biotita y moscovita.

4.1.2. Diques de aplitas (2)

Los diques aplíticos se encuentran escasamente representados en la Hoja. Se han cartografiado algunos de poca potencia (0,50-3 m) y de escaso desarrollo longitudinal (< 0,5 km), en las cercanías de Medinilla y en el cuadrante NO de la Hoja, próximos al límite norte de esta. Presentan direcciones N40-50 aunque ocasionalmente tienen direcciones norteadas o próximas a E-O y buzamientos variables.

Son leucogranitos, generalmente de grano fino a muy fino, donde destacan más gruesos cristales de cuarzo, que pueden mostrar variaciones a términos pegmatoides. Ocasionalmente se observan bandeados compositionales (\pm biotíticos de potencia centimétrica).

Petrografía

Al microscopio son rocas de textura granular, subidiomorfa equigranular. Sus componentes principales son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Como minerales accesorios se encuentran biotita, circón, opacos y apatito. Los minerales de alteración más frecuentes son clorita, moscovita, sericita y rutilo sagenítico.

Tanto el cuarzo como la microclina y la plagioclasa presentan tamaños variables. Los cristales de plagioclasa mayores suelen tener maclas de Karlsbad y de albita mientras que los cristales pequeños presentan solo la macla de la albita. Se observan cristales de biotita incluidos en los de plagioclasa, que altera a sericita y moscovita.

La microclina forma grandes cristales poiquiliticos subidiomorfos y otros más pequeños, intersticiales. Con frecuencia, es pertítica. Altera a moscovita. El cuarzo es xenomorfo y generalmente intersticial.

4.1.3. Diques de cuarzodioritas (3)

Únicamente se ha reconocido un dique de cuarzodiorita, el cual se sitúa en el cuadrante NE de la HOja, en las inmediaciones de Santibañez de Béjar. Su traza es sinuosa, de unos 5,5 km

de longitud, con una dirección media de N30-35, con buzamiento subvertical hacia el Sur y una potencia aprox. de 2-3 m. Es una roca de color gris verdoso, con una matriz de grano fino donde destacan fenocristales de plagioclasa que alcanzan 3 cm de longitud, aunque su tamaño más frecuente está en torno a 1 cm. Son alotriomorfos a subidiomorfos. En la matriz también destacan pequeños cristales de biotita y anfíbol.

Petrografía

En lámina delgada es una roca de textura profídica con matriz intergranular, cuyos componentes principales son plagioclasa, biotita y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, apatito y opacos. Como minerales de alteración aparecen clorita, sericita, opacos, esfena y epidota.

La plagioclasa forma fenocristales idiomorfos. Suele estar zonada a parches e incluir pequeños cristales de anfíbol. En el borde tienen zonación directa y rodean a anfíboles de tamaños grandes.

La matriz, de grano fino, está formada por plagioclásas subidiomorfas y xenomorfas, biotita, anfíbol y cuarzo.

El cuarzo es siempre intersticial y poiquilitico. Con frecuencia presenta formas ameboïdes debido a la corrosión que ejerce sobre los demás minerales.

Las plagioclásas de la matriz suelen ser de morfología tabular, con maclas de karlsbad y de albita, y tener zonado directo. En anfíbol y la biotita (en gran parte alterada a clorita) suelen ocupar las posiciones intergranulares. El anfíbol aparece también formando agregados polícrustalinos que pueden englobar pequeñas plagioclásas.

El apatito muestra hábito acicular.

4.1.4. Diabasas (4)

Los diques de diabasa afloran en Valdefuentes de Sangusín, al noroeste de la hoja de Béjar. Se han cartografiado dos diques paralelos distanciados entre si unos 600 m. que siguen una dirección en torno a N 80°E con buzamientos subverticales; el espesor varía entre 1-1,5 m. y su longitud puede superar los 2 km.

Se trata de una roca de grano muy fino de color gris muy oscuro y tono verdoso en la que se reconocen anfíboles, plagioclasa y biotita, localmente con textura diabásica.

Petrografía

Al microscopio la roca presenta una textura intergranular microgranular, con plagioclasa, biotita y anfíbol como minerales principales; apatito, opacos, cuarzo y circón como accesorios, junto a clorita, sericita, moscovita y opacos.

La plagioclasa aparece en cristales tabulares interconectados entre sí. Los espacios existentes entre ellos están ocupados por anfíbol y biotita. El cuarzo está presente en cantidades mínimas.

El anfíbol es de color verde pálido, incoloro o marrón claro verdoso, posiblemente hornblenda alterada a actinolita, tremolita y biotita.

El apatito es de hábito acicular y muy abundante.

4.1.5. Diques de cuarzo (5)

Este tipo de diques son los más frecuentes en la Hoja encontrándose por toda ella. Cortan a todas las intrusiones graníticas, casi siempre como últimos representantes de las manifestaciones filonianas. La potencia de estos diques es muy variable, desde pocos centímetros hasta 4-5 m.

Estos diques rellenan fracturas que afectan a todos los materiales y presentan una serie de características comunes muy constantes, las cuales son:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. No están mineralizados o al menos no se ha observado mineralización alguna.
- b) Presentan una dirección muy constante según NE-SO, a favor de fracturas con la misma dirección, las cuales según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales y discontinuos. Presentan una potencia muy variable desde 10-15 centímetros a 4-5 m.

En general, estos diques dan pequeños resalte topográficos, conocidos morfológicamente por «sierros» (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1971).

4.2. ROCAS GRANÍTICAS

Los granitoides que afloran en la Hoja se han clasificado en función de las relaciones existentes entre los plutones cartografiados y las fases de deformación hercínica, así como por las características petrológico-mineralógicas y geoquímicas más elementales de las facies predominantes. Se han distinguido dos grupos:

- Granitoides sincinemáticos.
- Granitoides tardicinemáticos y postcinemáticos.

4.2.1. Granitoides sincinemáticos

Se incluye dentro de este apartado los granitoides afectados por las principales deformaciones hercínicas, D2 y D3.

4.2.1.1. *Granitoides inhomogéneos, diatexíticos (6)*

Se incluyen dentro de este grupo aquellos granitoides que presentan estructuras de tipo migmatítico o inhomogeneidades texturales y composicionales. Como características petrológicas hay que resaltar la de poseer abundantes restos de materiales metasedimentarios (rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfibolitas principalmente), ortogneises glandulares gneises glandulares mesocráticos y gneises bandeados y, la de encontrarse dentro de las zonas regionales de sillimanita y sillimanita + feldespato potásico. Es decir, son rocas aflorantes en zonas de alto grado metamórfico, ligados con los procesos de migmatización cortical y producción de magmas graníticos, pudiéndose decir que se trata de granitoides para-autóctonos con zonas que están «*in situ*» y con zonas que se han desplazado muy poco desde su área de formación.

Este granitoide aflora en la mitad Sur de la hoja, continuándose al Este por la hoja de Piedra-hita (554) y al sur por la hoja de Cabezuela del Valle (576).

Las estructuras de tipo migmatítico que se pueden observar son, principalmente, de dos tipos, nebulíticas, schlieren y con bandeados estromáticos. Estas estructuras migmatíticas generalizadas, y que se pueden diferenciar en el campo, se pueden corresponder a distintos protolitos: las de tipo estromático si la roca afectada son metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico, pertenecientes a una serie muy rica en materiales cuarzofeldespáticos o gneises bandeados y, por otro lado, si las rocas afectadas son ortogneises glandulares o gneises bandeados pueden generar estructuras nebulíticas y, en menor medida, schlieren y estructuras oftálmicas de tipo «augen».

Cada una de estas estructuras migmatíticas presenta una serie de características propias, aunque resulta muy difícil marcar los límites exactos pues hay un paso gradual entre ambos tipos.

El granitoide inhomogéneo con estructura nebulítica y textura «grano de arroz», podría corresponderse con el granitoide tipo Layos descrito por BARBERO (1992) dentro del Complejo Anatáctico de Toledo y a las migmatitas mesocráticas de PEREIRA (1992) en el Complejo Anatáctico de Peña Negra. Este granitoide ocupa la gran mayoría de la superficie aflorante de las rocas anatácticas y aflora principalmente en la mitad Sur de la hoja, estando intruido por los granitoides tardíos.

Se caracteriza por aflorar en bolos redondeados de tamaño métrico (1-3 m), que cuando está fresco presenta un color gris azulado debido a la gran abundancia de cordierita, y cuando se altera adquiere tonos rojizos, formando suelos de color rojo. El tamaño de grano varía de medio (2.4 mm) a medio-gruesos (5-7 mm). Llama la atención el idiomorfismo que presentan los cristales de plagioclasa y FK, estos tienen un tamaño de arista que oscila entre 3-7 mm y que dan lugar a la textura «grano de arroz». La biotita se presenta en agregados de varios cristales con un tamaño de 2-5 mm. La moscovita es muy escasa o nula. La cordierita se presenta en prismas de 2-7 mm y puede estar alterados a micas de color verde (pinnita). De forma puntual, se pueden observar variedades con cierto carácter porfídico, caracterizadas por la presencia de fenocristales de feldespato potásico.

Dentro del granitoide inhomogéneo con estructura schlieren se caracteriza por aflorar en bolos poco redondeados, cuya morfología está condicionada por el bandeados migmatítico que presenta.

El bandeados está compuesto por una alternancia centimétrica (1-7 cm) de niveles leucocráticos de composición cuarzo-feldespática y niveles oscuros de carácter biotítico. Este bandeados puede ser continuo o bien desaparece dentro de un mismo afloramiento debido a los procesos de migmatización y anatexia.

Dentro de estos materiales, y más frecuentemente en los de estructura schlieren, se encuentran enclaves restíticos que quedan sin digerir de rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfibolitas que aparecen como restos boudinados de pequeñas dimensiones. Otros enclaves que se pueden observar son restitas bióticas con sillimanita y nódulos de cuarzo. También es frecuente observar acumulaciones de sillimanita de tamaño centimétrico o bien en prismas con tamaños de 3 x 1 cm.

Las orientaciones que se pueden observar corresponden a una foliación restítica marcada por el bandeados compositonal y por schlieren.

Dentro del núcleo de la antiforma, se observan unos materiales en los que aún se puede reconocer a un gneis glandular, fémico y que está migmatizado, presenta un bandeados milimétrico y pliegues de escala centimétrica. Estas características se aprecian muy bien en la carretera que va desde Candelario a El Travieso, en la zona comprendida entre las dos plataformas.

Por todo el granitoide inhomogéneo y con mayor abundancia en el granitoide con estructura shclieren, aparecen pequeñas masas centimétricas a métricas, con formas alargadas y, a veces, en pequeños cuerpos cartografiabiles de leucogranito cordierítico. Este tipo de granitoide se puede corresponder con los granitoides tipo Cervatos descritos por BARBERO (1992). Son rocas de aspecto leucocrático, con tamaño de grano medio y en las que resalta la presencia de abundantes prismas de cordierita, siempre alterados a micas verdes. Estos prismas, en general, se encuentra orientados con su máxima dimensión paralelamente a la forma de la masa donde se encuentran de la Sierra de Villafranca.

Con respecto a la edad de la migmatización, esta se puede determinar de forma relativa segun el grado de deformación y las relaciones con respecto a otros granitoides (leucogranito de nódulos, granitoides tardihercínicos). De manera generalizada, la esquistosidad de materiales que se están migmatizando, y por lo tanto destruyendose, es la correspondiente a la segunda fase de deformación hercínica (D2). Al estar la granodiorita afectada por la migmatización y como dicho cuerpo esta cortado por los granitoides tardihercínicos, los cuales no presentan estructuras de migmatización, se puede resumir que el proceso de migmatización puede iniciarse al final de la 2.^a fase y continua durante la 3.^a fase hercínica y su final es anterior a la intrusión de los macizos tardipostcinemáticos. PEREIRA (1992) y PEREIRA *et al.* (1992), realizan una isocrona para las granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz (figura 4) y obtiene una edad de 310 ± 6 m.a., e indica que dicha edad corresponde al pico térmico y a la edad de máxima producción anatáctica.

Petrografía

Entre los minerales principales de estas rocas estan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita. Como fases accesorias aparecen minerales opacos, apatito, circón, sillimanita,

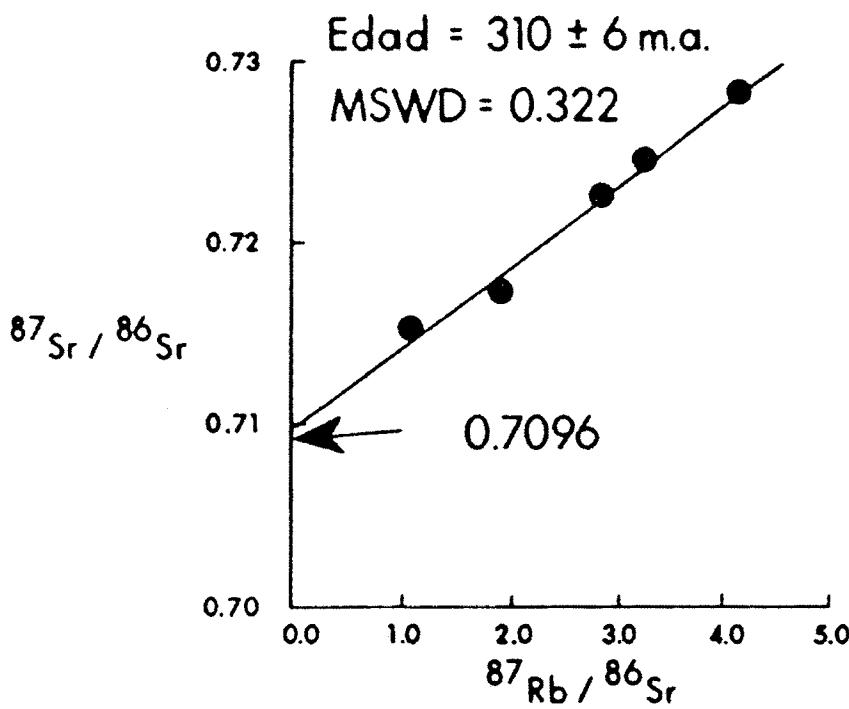


Figura 4. Isocrona formada por las granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz, en la hoja de Piedrahita (tomada de PEREIRA, 1992).

nita, andalucita, rutilo y granate. Finalmente como fases secundarias aparecen sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, minerales opacos esfena, feldespato potásico y pinnita.

La texturas más comunes son las inequigranulares de grano medio-fino a medio, pueden variar desde alotriomórficas a hipidiomórficas y a veces bastante idiomórficas. Tambien presentan texturas porfídidas debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico y, a veces, de plagioclasa. Los intercrecimientos de minerales no son muy abundantes, siendo la textura mirmequítica la más frecuente.

El cuarzo forma cristales anhedrales que estan subdivididos a individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante; tambien puede presentar texturas de recristalización con formas poligonales y puntos triples de unión. Otros tipos de cuarzo que se encuentran en menor proporción son, cuarzo en cristales pequeños con formas redondeadas, que estan incluidos en el feldespato potásico, plagioclasa y cordierita. Cuarzo mirmequítico se encuentra desarrollado en aquellas plagioclasicas que estan en contacto con feldespato potásico.

El feldespato potásico tiende a presentarse con hábito subhedral, aunque tambien en formas anhedrales o euheredrales, en menor cantidad en cristales anhedrales de carácter intersticial. Presenta macla de microclina y pertitas tipo «film», en láminas finas. Las inclusiones son de cuarzo, biotita y plagioclasa, que en los cristales de mayor tamaño se disponen según «Frasl». Su principal alteración es a moscovita, la cual presenta cristales anhedrales, con formas esqueléticas.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral, de 1-5 mm, con maclado polisintético, y puede estar zonada o sin zonar. Lo más característico de ella es su casi invariable composición de oligoclasa. Las inclusiones que tienen son de biotita, cuarzo, círcón y sillimanita. Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa albítica con textura mirmequítica, se desarrolla en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico, tiene formas lobuladas hacia el interior de los cristales de feldespato potásico. De forma ocasional se observa inclusiones de feldespato potásico formando parches antiperíticos.

La biotita puede aparecer como cristales independientes o formando agregados con formas irregulares de 2-5 cristales o bien en agregados lineales, finos y discontinuos que tienen a rodear los cristales de cuarzo y plagioclasa principalmente. Se presenta en cristales de hábito anhedral o subhedral, siempre con un tamaño inferior a 1 mm. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito y círcón que desarrolla halo pleocroico. Las biotitas incluidas en otros minerales presentan hábito subhedral, a veces con secciones hexagonales.

La cordierita se presenta en cristales de hábito anhedral a euheredral, con formas rectangulares, con un tamaño de 1-5 mm. Tiene un grado de alteración muy variable, así en el granitoide inhomogéneo con textura «grano de arroz», la cordierita está fresca y solo presenta alteración a pinnita en los bordes y grietas del cristal, en el resto del granitoide aparece parcial o totalmente transformada a pinnita o bien a un agregado de moscovita y biotita cloritizada. En general, presenta textura poiquilitica englobando a cuarzo con forma redondeada, biotita y sillimanita.

La sillimanita se presenta en sus dos variedades, así la variedad de fibrolita se encuentra asociada a la biotita y la variedad prismática se encuentra como inclusiones en la cordierita y en la plagioclasa.

La andalucita se encuentra en cristales de hábito anhedral, con pleocroismo que varía de incoloro a rosa pálido, y con los bordes ligeramente transformados a moscovita. En general, se encuentra asociada a la biotita, aunque también puede estar incluida en la cordierita y plagioclasa.

El granate es muy escaso y se presenta con formas redondeadas, con los bordes alterados a clorita y se encuentran incluidos en la plagioclasa.

El apatito, en general, se encuentra como inclusión en la biotita. Presenta hábito subhedral, con formas prismáticas aciculares y con formas redondeadas. El circon prácticamente sólo se encuentran como inclusiones en la biotita y menos frecuente en la plagioclasa, estas inclusiones son muy pequeñas y con hábito subhedral y producen halos pleocroicos.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentran clorita, rutilo sagenítico, minerales opacos, esfena y feldespato potásico, asociados a la degradación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita se encuentra pinnita, moscovita y biotita cloritizada. La moscovita es de carácter secundario y se ha formado a expensas de los feldespatos, biotita, cordierita y andalucita.

4.2.1.2. *Leucogranito de nódulos* (7)

Los afloramientos de este leucogranito se encuentran en la mitad Sur de la hoja, continuándose hacia el Este por la hoja de Piedrahita (554) y hacia el Sur por la hoja de Cabezuela del Valle (576). Aflora en cuerpos estrechos y de gran continuidad longitudinal que constuyen una sinforma y una antiforma, con una dirección de la traza axial NE-SO. También se observan otros afloramientos de menor extensión como continuación de la antiforma, así como otros afloramientos de escala no cartografiable, pero que tienen una gran continuidad longitudinal.

La morfología de estos cuerpos es laminar, tabular, encontrándose intercalados en el granitoide inhomogéneo (6). Muestran contactos subhorizontales y buzantes dando lugar a la sinforma y antiforma que se aprecian en el mapa geológico. Estos leucogranitos están intruidos por los granitoides tardíos.

A escala de afloramiento muestra las siguientes características: presenta una mesostasis cuarzo-feldespática con un tamaño de grano medio a medio-fino. Tiene un aspecto muy leucocrático y sin apenas biotita. De forma puntual, muestra concentraciones de turmalina. Los nódulos tienen un tamaño entre 1 a 5 cm, aunque pueden alcanzar los 10 cm., presentan formas prismáticas para los de menor tamaño y formas redondeadas para los de mayor tamaño. Estos nódulos están compuestos por un agregado de micas (biotita y micas verdes) y cuarzo. En los afloramientos estudiados en esta Hoja, así como en la vecina hoja de Piedrahita (DÍEZ MONTES *et al.*, 1993), no se ha detectado la presencia de cordierita, aunque PEREIRA (1992) señala la presencia de sillimanita y cordierita en los nódulos.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón, esfena, andalucita y, entre los minerales secundarios, se encuentran sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico y rutilo sage-nítico.

Las texturas que se pueden observar son holocristalina, inequigranular de grano fino a medio fino, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa, marcada por los cristales de plagioclasa.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, que están subdivididos a individuos menores con extinción ondulante y límites irregulares. También se encuentran en menor proporción como cristales pequeños y redondeados, incluidos en el feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico forma cristales de hábito anhedral con macla de microclinas. Es poco pertítico y tiene abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Se puede observar otro tipo de Fk de origen secundario con forma de husos y situado entre los planos (001) de la biotita.

La biotita se presenta en cristales aislados o bien en agregados de 2-4 cristales, tiene hábito anhedral, es pleocroica y muy pobre en inclusiones.

La esfena se encuentra en cristales redondeados, con un tamaño medio de 500 μ . La andalucita es muy escasa y se encuentra incluida en la moscovita.

4.2.1.3. *Granitoides de grano medio, biotíticos, porfidicos (8)*

Dentro de este grupo se ha diferenciado cartográficamente tres unidades o facies, las cuales son:

- 8a. Granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica.
- 8b. Granitoide heterogéneos, porfídicos.
- 8c. Granitoide de grano medio, biotítico, porfídico, con cordierita.

Este tipo de roca está dentro de las superficies Hoyos descrita por BEA (1985). Tiene afinidades granodioríticas y su morfología son cuerpos estratoides con un pequeño grado de alocancia y considera a estas masas como láminas subhorizontales de tamaño y potencia variable. Estas características se pueden apreciar muy bien en la hoja MAGNA adyacente de Piedrahita (554).

Estos granitoides afloran al SE de la hoja, continuándose hacia el Sur por la hoja de Cabezuela del Valle (576). Siempre se encuentra relacionado con el granitoide inhomogéneo (3), los

contactos entre ambos pueden ser graduales o intrusivos. PEREIRA (1992) obtiene una edad para estos materiales de $310 + 6$ m.a. (figura 3), con una relación de Sr87/Sr86 inicial de 0,7096; dicha edad corresponde con la del plutonismo sincinemático dominante en la zona Centro Ibérica (SERRANO PINTO *et al.*, 1987) y es concordante con la edad de las granodioritas de las superficies Hoyos de BEA (1985), con edades que oscilan entre 310 a 323 m.a.

4.2.1.3.1. GRANODIORITA DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICA, PORFÍDICA (8a)

Aflora en bolos poco redondeados con tamaño métrico, y menos frecuentemente en lajas a ras del suelo, siempre presenta una superficie irregular y rugosa, la cual está marcada por el gran tamaño y abundancia de fenocristales de feldespato potásico.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: la biotita es muy abundante, se presenta en cristales de 1-3 mm, fina y siempre se encuentra en agregados. La moscovita es muy escasa o nula, aparece de forma puntual y siempre muestra un carácter secundario. Los fenocristales de feldespato potásico marcan el carácter porfídico de la roca, estos son muy abundantes con un tamaño de 2-4 cm y con una separación entre cristales inferior a 5 cm. Estos fenocristales muestran un hábito subidiomorfo, con secciones rectangulares alargadas, donde la relación longitud/anchura puede llegar a 7. Las secciones rectangulares tienen la macla de carlsbad e inclusiones de biotita. Se puede identificar otro tipo de fenocristales de feldespato potásico de gran tamaño, mayor de 7 cm (»dientes de caballo», son idiomorfos a subidiomorfos, macla de carlsbad y con inclusiones de biotita y cuarzo. La plagioclasa se presenta en cristales de 3-7 cm, idiomorfos, con secciones cuadradas y rectangulares dando lugar a una textura muy característica (»grano de arroz»), cuando la roca está fresca estos cristales muestran tonos verdosos. El cuarzo se presenta en cristales de 2-3 mm, observándose otros de 4-6 mm, con formas redondeadas.

Esta granodiorita está afectada principalmente por fracturas al NE (N 40° E) que suelen estar llenas de cuarzo blanco.

En general, la granodiorita presenta una alteración importante, dando lugar a la formación de un suelo rojo. Cuando la roca está fresca presenta un color gris azulado.

De forma puntual, la roca muestra una foliación subhorizontal y que en la hoja adyacente de Piedrahita da lugar a una sinforma de fase 3 con el plano axial N 70° E. Esta foliación está marcada por la biotita y por los fenocristales de feldespato potásico. La fuerte recristalización que ha sufrido la roca hace que apenas queden datos estructurales y su estructura se obtenga por su forma cartográfica.

Los enclaves que se pueden observar son principalmente metasedimentarios (rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfoblitas), restitas biotíticas con sillimanita (3 cm) y nódulos de cuarzo (3,5 cm), de forma puntual se observan enclaves microgranudos.

Los diques que se pueden observar en esta granodiorita son de cuarzo blanco, no mineralizado y están asociados a la fracturación al NE. Tienen una potencia de 3-7 m que dan lugar a resaltes topográficos o en diques de 10-20 cm, no cartografiados.

4.2.1.3.2. GRANITOIDE HETEROGRÉNEO, PORFÍDICO (8b)

Este granitoide aflora al Sur de la hoja, formando el relieve de la sierra del Calvitero. Se continua hacia el Sur por la hoja de Cabezuela de Valle (576). En general, se puede definir como un monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: el tamaño de grano es medio (2-5 mm). Presenta una mesostasis xenomorfa, aunque puntualmente puede ser algo hipidiomorfa. La biotita tiene hábito subidiomorfo con secciones hexagonales y con un tamaño de 2-3 mm. Se puede observar otro tipo de biotita más escasa, con un tamaño de 5-8 mm y con secciones hexagonales. El carácter porfídico viene marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, con hábito subidiomorfo a idiomorfo (2 a 5 cm x 1 cm), pueden llegar a formar «dientes de caballo». Estos fenocristales se encuentran aislados, con una separación superior a los 10 cm.

En su contacto Este, con los granitoides tardíos (8), se puede observar una facies distinta que se caracteriza por una gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico, donde la separación es inferior a 5 cm.

La cordierita es muy abundante y se presenta en prismas de 5-7 mm, esta completamente retrogradada a un agregado de micas de color oscuro. Tambien es frecuente observar prismas de sillimanita (3 x 1 cm). La moscovita es bastante abundante y se puede apreciar su carácter secundario, desarrollada a partir de los silicatos de aluminio y de la cordierita; se presenta en cristales xenomorfos.

Es muy frecuente observar nódulos de cuarzo, con un tamaño muy variable y con formas redondeadas y alargadas.

Los enclaves que presentan son metamórficos y microgranudos.

4.2.1.3.3. GRANITOIDE DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO, PORFÍDICO, CON CORDIERITA (8c)

Este granitoide aflora en dos cuerpos pequeños al SE de la hoja y se continua hacia el Sur por la hoja de Cabezuela de Valle (576). Presenta una serie de características a escala de afloramiento algo diferentes a la facies común (8a), las cuales son:

Tal vez las dos características más destacables sean el aspecto leucocrático que presenta la roca en relación con facies común y la gran abundancia de prismas de cordierita de gran tamaño (1-2 cm) que dan a la roca un moteado característico.

Otras diferencias significativas son:

La biotita es de 1-3 mm, fina subidiomorfa y se presenta en cristales aislados. La moscovita es muy escasa o nula y presenta un carácter secundario. El feldespato potásico se presenta en fenocristales de 2-5 cm y pueden alcanzar los 7 cm, marcando así el carácter porfídico que presenta la roca. Estos fenocristales de feldespato potásico muestran secciones rectangulares con la macla de Carlsbad y con inclusiones de biotita, a veces muestran tonos rosados. El cuarzo se presenta en cristales de 2-4 mm o en individuos mayores de 4-7 mm, estos últimos son más escasos y con formas redondeadas.

La alteración que presenta la granodiorita da lugar a un suelo de color blanco, muy distinto al que se forma a partir de la facies común (8a).

Presenta una foliación según N-S a N 20°E, con un buzamiento de 40° al E, marcada por la biotita y fenocristales de feldespato potásico.

Los enclaves que presenta son microgranudos con una abundancia mayor que en la facies común (5a); restitas biotíticas y nódulos de cuarzo, los cuales no son muy frecuentes.

Petrografía

Dentro de este apartado se describe la petrografía de los granitoides de las facies 8a y 8c ya que ambas muestran las mismas características petrográficas y las únicas diferencias se presentan a escala de afloramiento.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son minerales opacos, apatito, circón, granate, cordierita, turmalina y xenotina. Como minerales secundarios se encuentra sericitita, moscovita, clorita, rutilo sageítico, esfena, feldespato potásico y pinnita.

Estas granodioritas muestran texturas holocrystalinas, inequigranulares de grano medio-grueso, alotriomorfas a hipidiomorfas porfídicas. La textura hipidiomorfa está marcada principalmente por los cristales de plagioclásas y en menor grado por el feldespato potásico, son estos cristales los que marcan la textura «grano de arroz» que se observa en el campo.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral que están subdivididos a individuos menores con extinción ondulante y límites irregulares; cuando el tamaño de grano es fino, el cuarzo tiende a presentar texturas de recristalización, con formas poligonales o puntos triples de unión. Cuando la deformación es importante, los granos de cuarzo presentan formas alargadas, a modo de ribbons de tamaño pequeño. También se encuentra, en menor proporción, cuarzo con hábito subhedral o formas redondeadas incluidas en el feldespato potásico, cuarzo mirmecítico y cuarzo como inclusión en la cordierita.

El feldespato potásico se encuentra formando cristales de hábito subhedral que marcan el carácter porfídico de la roca, tienen los bordes irregulares debido al desarrollo de cuarzo y plagioclasa. Tiene macla de microclina-carlsbad, es poco pertítico, con pertitas tipo «film». Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa. En menor proporción se encuentran como individuos de menor tamaño con carácter intersticial formando parte de la mesostasis. También se puede encontrar como pequeños parches antiperíticos en la plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales de hábito anhedral a subhedral. Tiene maclado polisintético y puede presentar zonación concéntrica. Su composición corresponde a oligoclasa y varía de An₂₀₋₃₀ para el núcleo y An₂₀₋₁₀ para las partes externas. Las inclusiones que tiene son de biotita, cuarzo, apatito, circón y granate.

Otros tipos de plagioclasa son: plagioclasa de carácter albítico, que se desarrolla en los contactos feldespato potásico-plagioclasa, suele presentar formas lobuladas hacia el interior de

los cristales de feldespato potásico y muestra textura mirmequítica, y plagioclasa como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, cuyos contornos tienen forma euhedral con bordes finos albíticos y anhedrales y sus núcleos están alterados a sericita.

La biotita se presenta en agregados de pocos cristales o bien en cristales aislados, tiene hábito anhedral y un tamaño que nunca supera 1 mm. Tiene un pleocroismo que varía de:

Ng-Nm: marrón rojizo a castaño oscuro.

Np: marrón claro, amarillento.

Los agregados de biotita son muy ricos en inclusiones de apatito, circón y minerales opacos. En general, la biotita está muy poco transformada a clorita.

La cordierita se presenta en cristales de hábito subhedral, con un grado de alteración muy variable, constituido por agregados de pinnita, moscovita y biotita; también es frecuente que incluya cuarzo. Cuando la cordierita está fresca, puede mostrar individuos maclados.

El apatito es el accesorio más habitual y se puede presentar con dos formas: apatito de hábito subhedral o formas redondeadas y que suele incluir a circones de tamaño muy pequeño, este tipo está más ligado a la biotita. Apatitos de hábito acicular, que se encuentran como inclusiones en la plagioclasa, este tipo es poco frecuente.

El circón se encuentra como inclusiones en biotita y plagioclasa. El granate es muy escaso y se encuentra como inclusión en plagioclasa, muestra hábito anhedral. La turmalina es otro accesorio muy escaso; se presenta con hábito anhedral y muestra un pleocroismo de verde oliva o casi incoloro.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano fino de sustitución sobre la plagioclasa. La moscovita se encuentra como producto de la transformación de la cordierita, plagioclasa y feldespato potásico. En los procesos de degradación de la biotita, se produce clorita, minerales opacos, esfena, rutilo sagenítico y feldespato potásico. En relación con la desestabilización de la cordierita, se produce pinnita, moscovita y biotita.

4.2.1.4. *Granitoides de grano medio y dos micas (9)*

Estos granitoides afloran en el cuadrante SE de la Hoja, en dos afloramientos separados. El primero de ellos se sitúa al Noroeste de la localidad de El Barco de Ávila, en lo alto del cerro Viñas (1322 m), y se trata de un granito de grano medio con dos micas. El segundo afloramiento está situado al Sur del anterior, continuándose por la hoja adyacente de Cabezuela del Valle (576), se trata de un leucogranito de grano medio, biotítico (\pm moscovita). Aunque en un principio estos afloramientos están separados, las características son las mismas. Se trata de una roca de aspecto leucocrático, félscica. El tamaño de grano varía de medio-fino a medio, con mesostasis xenomorfa. Se observan cuarzos con formas redondeadas (5 mm). La biotita se encuentra en cristales aislados, de 3 a 5 mm y hábito xenomorfo a subidiomorfo, dando cierto aspecto de textura «ala de mosca», y puede tener orlas de moscovita. La mos-

covita se presenta en cristales de tamaño muy variable, xenomorfos. La cordierita en prismas de 3 a 5 mm, está completamente retrogradada a un agregado de micas verdes.

En el afloramiento situado en el cerro Viñas, se pueden observar criterios de deformación por cizalla dúctil dextra, la dirección de los planos C es N 45°E/80°NO.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son opacos, apatito, circón, cordierita y sillimanita, y entre los minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita y biotita.

Las texturas que se observan son holocristalinas, inequigranulares de grano medio, alotriomorfas.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, subdividido en subgranos con límites y formas irregulares, con extinción ondulante. Cuando el granitoide se encuentra deformado, los cristales de cuarzo forman «ribbons» policristalinos, orientados según la fábrica de la roca. Otros tipos de cuarzo que se diferencian son: cuarzo mirmequítico y cuarzo con formas redondeadas, incluidos en el feldespato potásico.

El feldespato potásico se encuentra en cristales anhedrales, formando parte de la mesostasis, con macla de microclina y microclina-carlsbad. Tiene pertitas tipo «film» e inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, estas inclusiones suelen mostrar hábitos subhendrales.

La plagioclasa se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla de albita y como inclusiones tiene cuarzo, biotita. El contenido en anortita siempre es inferior al 10%. Cuando los cristales de plagioclasa están en contacto con el feldespato potásico, suelen mostrar texturas mirmequíticas.

La biotita se presenta, generalmente, en cristales aislados o bien en agregados de pocos individuos. Tiene hábito anhedral o algo subhedral y es pleocroica, con inclusiones de minerales opacos, apatito y circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita, principalmente, es de carácter secundario, desarrollada a partir de los feldespatos, cordierita y sillimanita. Los cristales son de hábito anhedral, con bordes simpleteíticos y con un tamaño muy variable.

La cordierita se presenta en cristales de 1-3 mm con hábito subhedral y está completamente retrogradada a un agregado de micas (moscovita + biotita), o bien está alterada a pinnita.

La sillimanita sólo se ha observado en muestras con deformación, donde este mineral se encuentra orientado y sufre procesos de transformación a moscovita.

El resto de los minerales accesorios se encuentran como inclusiones en los minerales principales, en especial sobre la biotita.

4.2.1.5. *Granitoide de grano medio, biotítico, porfidico (10)*

Este granitoide aflora en el SE de la hoja, en un afloramiento pequeño de aproximadamente 1 km² y se continua hacia el E por la hoja de Piedrahita (554). Unicamente presenta contacto intrusivos sobre el granitoide inhomogeneo (3).

La calidad de los afloramientos es muy mala y en casi todos es lehm granítico, por lo cual se describen las características observadas en la hoja MAGNA de Piedrahita.

Se trata de un granitoide de grano medio, biotítico, porfidico. La biotita tiene un tamaño de 2-3 mm es fina, subidiomorfa y, a veces, se pueden observar secciones hexagonales. El carácter porfidico de la roca esta marcado por fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm que muestran secciones rectangulares y tienen inclusiones de biotita. El cuarzo es de 2-3 mm; hay otros individuos más escasos de 4-7 mm que resaltan sobre la mesostasis. La cordierita se presenta en prismas de 4-7 mm, siempre se encuentra alterada a un agregado de micas verdes. De forma puntual se observa moscovita que tiene carácter secundario.

Aflora en bolos aislados o en lajas a ras del suelo y cuando se altera da lugar a un suelo de color blanco.

El granitoide presenta una foliación con una dirección que varia de N 45°E a N 80°E y con buzamiento vertical.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son opacos (ilmenita), apatito, circón, sillimanita y cordierita. Como minerales secundarios hay sericita, moscovita, pinnita, clorita y rutilo sagenítico.

Las texturas que pueden observarse en este granitoide son holocristalinas, inequigranulares de grano medio, alotriomorfas, porfídicas.

El cuarzo está formando cristales de hábito anhedral que suelen estar divididos a individuos menores con extinción ondulante o bien en cristales con carácter intersticial. Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son cuarzo mirmequítico, cuarzo micrográfico y cuarzo incluido en el feldespato potásico que suele tener formas a veces subhedrales.

El feldespato potásico es microclina. Se pueden diferenciar dos familias según el tamaño que presenten. Feldespato potásico de 8-12 mm que da a la lámina delgada un carácter microporfidico, y feldespato potásico formando parte de la mesostasis. Ambos presentan las mismas características, hábito subhedral, macla de carlsbad y son poco pertíticos; cuando tienen pertitas son del tipo «film». Los microfenocristales son ricos en inclusiones de plagioclásas que se disponen según texturas de «Frasl». Tambien incluye a biotita, cuarzo y apatito.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con la macla de la albíta, a veces con un ligero zonado. Cuando está en contacto con feldespato potásico, desarrolla formas lobuladas con textura mirmequítica. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita y sill-

manita y a veces, incluye a cordieritas. Las plagioclasas incluidas en los microfenocristales de feldespato potásico muestran hábito anhedral.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos, con un tamaño de 0,5-1 mm. Tiene pleocroismo de marrón rojizo a amarillo claro, e inclusiones de apatito y circones que desarrollan halos pleocroicos y opacos.

La cordierita aparece como pequeños cristales de hábito subhedral, totalmente pinnitizados o bien sustituidos por moscovita y biotita que generalmente está cloritizada.

La sillimanita se puede encontrar como fibrolita asociada con la biotita o bien en prismas aciculares incluidos en la plagioclasa.

El apatito forma cristales de hábito anhedral a subhedral, constituyendo prismas gruesos a aciculares o bien con formas redondeadas que pueden incluir circones. Por lo general, se encuentran incluidos en las biotitas, aunque también en los feldespatos, con hábito prismático acicular en este caso.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentra clorita, minerales opacos (ilmenita), rutilo asociado a la retrogradación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita, se encuentra pinnita, moscovita y biotita cloritizada. La moscovita es de origen secundario y se forma a expensas de los feldespatos (plagioclasa + feldespato potásico, sillimanita, cordierita y biotita). La moscovita forma láminas irregulares.

4.2.1.6. *Leucogranitos bióticos cordieríticos (11)*

Los afloramientos de esta unidad se encuentran próximos a la mitad oriental del límite norte de la hoja, prolongándose a la vecina hoja de Guijuelo, donde han sido descritos por MONTESERIN *et al.* (1991) como una variedad de los granitos porfídicos de El Risco, equivalente al Granito Precoz de FRANCO *et al.* (1986). Forman parte del denominado Plutón de El Risco que se ha emplazado en los sedimentos de la Fm. Monterrubio con los que tiene contactos netos discordantes. El límite sur del plutón, cartografiado en la Hoja de estudio, está definido por el contacto de los leucogranitos, bióticos cordieríticos con los monzogranitos-granodioríticos bióticos porfídicos (13b y 13d) y las rocas básicas intermedias, cuya intrusión habría sido posterior a la de los leucogranitos. Estos localmente y en la proximidad al contacto presentan una acusada fábrica deformativa dúctil (foliación) de dirección próxima a N 90 y buzamientos variables entre 40 y 90 grados al norte.

Son rocas de tamaño de grano medio a medio-grueso, generalmente heterogranulares (aunque algunos afloramientos son relativamente equigranulares y de color crema claro a blanquecino. Es característica la tendencia de la biotita a formar láminas finas subidiomorfas, o pequeños agregados de hasta 0,5 cm homogéneamente distribuidos en la roca. Es relativamente frecuente la presencia de heterogeneidades pegmatíticas de tamaño centímetro. Una característica notable de esta unidad es la presencia de enclaves de varios metros de tamaño formados por un agregado de grano medio grueso, formados mayorita-

riamente por agregados cordierítico-micáceos y cuarzo y feldespatos intersticiales en menor proporción.

Microscópicamente se clasifican como leucogranitos biotíticos cordieríticos, de textura hetero-granular inhomogénea, mayoritariamente formados por cuarzo feldespato potásico, plagioclasa y cordierita. Como componentes accesorios se encuentran biotita, espinela, apatito, opacos, circón, andalucita, sillimanita. Las fases minerales secundarias observadas son biotita verde, clorita, sericita, esfena, moscovita y rutilo sagenítico.

El cuarzo puede formar monocristales o agregados de cuarzo, poiquiliticos al igual que la microclina. En muestras con fábrica deformativa se observan dominios granoblásticos con recristalización de cuarzo y feldespatos, y formación de puntos triples.

La biotita se encuentra frecuentemente alterada a biotita verde, rutilo y esfena. A veces se encuentra formando parte de pequeños nódulos con andalucita, sillimanita y cordierita.

La moscovita es de carácter secundario en su mayor parte, formada a partir de la alteración de feldespatos.

La cordierita incluye ocasionalmente biotita y plagioclasa y más frecuentemente espinela verde.

Según MONTESERIN *et al.* (op. cit) se pueden observar biotitas con crecimiento de cordierita (a veces sillimanita) y sustituciones entre plagioclasa y microclina, cuyo origen se asocia a la intrusión de los monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas.

4.2.2. Granitoides tardi-postcinemáticos

Dentro de este apartado se describen los granitoides posteriores a la 3.^a Fase de deformación hercínica que, en general, no presentan una fábrica deformativa apreciable y que cortan las estructuras atribuidas a las tres principales fases de deformación hercínica.

4.2.2.1. Rocas básicas intermedias (12)

Constituyen una serie de enclaves y megaenclaves que raras veces alcanzan 1 km² de superficie y excepcionalmente los 2 km²; aparecen dispersos en las granodioritas-monzogranitos biotíticos del tercio norte de la hoja y son más abundantes hacia su vértice NE, en los alrededores de El puente del Congosto, donde también aparecen dispuestos a lo largo del contacto entre las citadas granodioritas-monzogranitos biotíticos y los leucogranitos de Santibáñez de Béjar.

Las rocas básicas de este sector de la hoja (alrededores del Puente de Congosto), han sido estudiados por FRANCO, P. (1980) y por el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca (1983), incluyendo estas rocas dentro de la Serie Appinítica. Posteriormente FRANCO, P. *et al.* (1986) y FRANCO, P. *et al.* (1987) estudian los afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas del extremo occidental de la Sierra de Ávila y de la zona de El

Mirón (Extremo SO de la hoja n.º 529, Sta. María del Berrocal), aportando datos geoquímicos y análisis de minerales.

Los afloramientos de estas rocas están constituidos por bolos de tamaño métrico o menores, en los que se observan núcleos de roca básica original incluidos en una mesostasis inequigranular porfídica y bandeada, producto de la mezcla o hibridación entre las rocas básicas y la granodiorita-monzogranito biotítico.

Dentro de la hoja se han reconocido distintos tipos texturales-composicionales que varían entre cuarzo-diorita, tonalita y gabro; los dos primeros aparecen en distintos puntos de la hoja de Béjar (Ledrada, Sanchotello, El Tejado, etc.), mientras que los gabros son casi exclusivos de los cuerpos básicos de El Puente del Congosto.

4.2.2.1.1. SECTOR LEDRADA-SANCHOTELLO

• Cuarzo-monzdioritas

En afloramiento se muestran como rocas de grano fino a medio-fino constituidas fundamentalmente por plagioclasa, cuarzo y biotita, con fenocristales de plagioclasa de hasta 7×4 mm; también destacan de la mesostasis cristales de cuarzo de hasta 3 mm de individuos biotita negra de 2-3 mm.

Hacia el contacto con los monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas se reconocen fenómenos de hibridación y mezcla, aflorando en estos puntos una variedad con tendencia granodiorítica, de aspecto heterogéneo y bandeado; la roca es de grano medio a medio fino y está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Presenta fenocristales feldespáticos abundantes y de morfología variada, cuyos tamaños están comprendidos entre 1,5-2,5 m y excepcionalmente alcanzan hasta 6 cm de longitud.

Petrografía

Al microscopio las cuarzo-monzdioritas presentan una textura granuda porfídica con matriz equigranular. Como minerales principales presenta, plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico, junto a, apatito, circón y opacos como accesorios y biotita verdes, esfena, sericitita, epidota, clorita y moscovita, como secundarios.

La matriz está compuesta por pajuelas y cristales xenomorfos de biotita y pequeños cristales de tendencia acicular generalizada de plagioclasa, con cuarzo intersticial o poiquilitico.

Los cristales de plagioclasa son tabulares, idiomorfos, zonados a veces en parches en el núcleo y con jenado directo en el borde.

El feldespato potásico aparece como fenocristal poiquilitico no observándose como constituyente de la matriz.

Hacia zonas próximas al contacto con los monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos se observan fenómenos de hibridación y mezcla magmática, dando lugar a rocas de textura granular subidiomorfa e inequigranular que al microscopio presenta, cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, como minerales principales y apatito, circón, opacos, allanita como accesorios. Clorita, sericitas, esfena y epidota son minerales secundarios.

- **Tonalitas**

Al sur de Peromingo, en el paraje denominado «El Quebrajano» afloran un conjunto de masas redondeadas de hasta 5-6 m de diámetro en las que se reconocen fenómenos de mezcla entre la roca básica y los monzogranitos-granodioritas, dando lugar a inhomogeneidades en los que alternan de forma irregular, texturas de grano muy fino que envuelven fenocristales feldespáticos de hasta 2-3 cm y roca de grano medio-medio grueso, con predominio de colores negro-verdosos a gris oscuro.

La variedad de grano fino presenta fenocristales de plagioclasa de hasta 2 cm, prismas de anfibol de hasta 8 mm y cristales de biotita de hasta 3 mm.

Petrografía

Al microscopio la roca presenta una textura granular porfídica con matriz equigranular. Los minerales principales son, plagioclasa, cuarzo y biotita, junto a anfibol verde, apatito, circón, opacos y esfena como accesorios y biotita verde, esfena, sericitas y clorita como minerales secundarios.

La matriz está formada por plagioclasa, biotita y cuarzo. La primera es fundamentalmente tabular, y la biotita es xenomorfa y aparece corroída por cuarzo. Localmente se observan concentraciones de pequeños cristales de anfibol desde claro a transparente, en parte sustituido por biotita. Como fenocristales se observan individuos idiomorfos de plagioclasa, tabulares, zonados a parches o sin zonar, con maclado de albite y que presentan abundantes inclusiones de biotita, esfena y apatito. También, esporádicamente, se observan fenocristales tardíos de cuarzo que incluyen a la matriz.

La facies híbrida presenta una textura granular subidiomorfa y heterograngular con cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales principales, junto a anfibol, apatito, circón, opacos, feldespato potásico, allanita, como accesorios y clorita sericitas y esfena como minerales secundarios. Esta facies presenta fenocristales de plagioclasa idíos y subidiomorfos y una matriz constituida por plagioclasa, biotita y cuarzo intersticial; presenta, además, un cuarzo posterior, poiquilitico, de tamaño de grano mayor que el observado en la roca básica original.

4.2.2.1.2. ROCAS BÁSICAS DE EL PUENTE DEL CONGOSTO

Además de los afloramientos de rocas básicas del sector de Ledrada-Sanchotello, en la mitad oriental de la Hoja aparecen frecuentes megaenclaves de rocas básicas-intermedias, generalmen-

te de extensión inferior a 1 km² localizándose los más extensos en las proximidades de Santibáñez de Béjar, Puente del Congosto y El Tejado. En general, son masas híbridas de gabros, tonalitas, granodioritas y cuarzodioritas, que son el resultado de la mezcla e hibridación de magmas básicos con los magmas graníticos regionales. Estos procesos han causado una apreciable complejidad morfológica y composicional de los cuerpos que no constituyen, en ningún caso, masas homogéneas y continuas, si bien los afloramientos de tendencia más básica (gabros) se sitúan hacia el vértice NE de la Hoja, próximos a la localidad de Puente del Congosto.

Estas rocas afloran característicamente, en «bolos» por alteración concéntrica. Las relaciones de contacto de los cuerpos básicos-intermedios con los monzogranitos-granodioritas del entorno son complejas. Frecuentemente se observan contactos graduales o difusos, típicos de hibridación de magmas, aunque en algunos afloramientos como en el campo de fútbol de Santibáñez, el monzogranito-granodiorita es claramente intrusivo sobre las rocas básicas intermedias. Alternativamente, como ocurre en los afloramientos situados al Sur de Puente del Congosto, se aprecian diques de rocas básicas en el monzogranito-granodiorita, que muestran además bordes de enfriamiento. Estos fenómenos se pueden interpretar como representativos de varios pulsos intrusivos de carácter básico en relación al monzogranito-granodiorita, o por el contrario, pueden ser indicativos de la relativa coetaneidad del emplazamiento de ambas unidades.

A pesar de su pequeña extensión, los cuerpos de rocas básicas intermedias muestran gran variedad composicional, lo que determina el aspecto del afloramiento. En general, son rocas oscuras de color verde a gris, variablemente alteradas, de grano medio a grueso, y más raramente de grano fino. A escala de afloramiento, también presentan gran variedad textural, desde tipos porfídicos, con grandes megacristales de plagioclasa de hasta 4-5 cm, tabulares xenomorfos/subidiomorfos, definiendo estructuras de flujo magmático.

Petrográficamente se han distinguido gabros, tonalitas y cuarzo dioritas.

Gabros

Presentan una textura heteroacumulada. Los componentes principales son: plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfibol, flogopita. Como fases accesorias se distinguen biotita, magnetita y circon. Minerales secundarios son carbonatos, clorita, biotita, serpentina, talco y magnetita.

Los minerales «cumulo» son olivino y clinopiroxeno en proporciones variables. El ortopiroxeno no se presenta con mayor frecuencia con hábitos subidiomorfos a idiomorfos en cristales alargados. La plagioclasa es subidiomorfa.

Los minerales posteriores son anfibol y flogopita, ambos de carácter intersticial y poiquilitico.

Tonalitas

Muestran una textura subidiomorfa inequigranular a microporfídica. Están formados fundamentalmente por plagioclasa, anfibol, biotita y cuarzo. Como minerales accesorios se encuen-

tran feldespato potásico, rutilo, opacos, apatito, monacita y clinopiroxeno. Minerales secundarios son sericita, prehnita, clorita, esfena, leucoxeno y minerales titanados.

Los únicos minerales idiomorfos son anfíbol y biotita. La plagioclasa y el cuarzo son xenomorfos y poiquiliticos.

En algunas muestras existen, aunque escasos, microfenocristales de plagioclases.

El anfíbol es el mineral mafico más abundante, incluye plagioclasa, aunque algunos cristales de esta adaptan sus bordes a los cristales de anfibol. Este es verde claro a incoloro y poco pleocroico. Aparece en monocristales tabulares y puede estar maclado. Sustituye parcialmente al clinopiroxeno y el mismo es sustituido por biotita. Tambien se altera a clorita y minerales titanados.

La biotita aparece en cristales aislados subidiomorfos a xenomorfos, o bien formando parte de algun agregado a anfibol, con el que muestra crecimientos simpleteíticos o al que puede incluir ocasionalmente.

La plagioclasa forma cristales poiquiliticos de tamaños diversos, que presentan zonaciones directas y maclas de albita y peridina. Incluye cuarzo.

El cuarzo es poiquilitico e intersticial.

Cuarzodioritas

Son rocas de textura heterogranular, cuyos componentes principales son plagioclases, biotita y anfibol. Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, circón, apatito y opacos. Entre los minerales secundarios aparecen sericita, clorita y esfena.

La textura se caracteriza por un armazón de plagioclases, que en general muestran sus bordes en contacto, estando los intersticios ocupados por minerales maficos y por cuarzo tardio intersticial y piquilitico.

El anfibol parece sustituir a otro anfibol, de origen temprano al quedar incluido en biotita, la cual a su vez esta incluida en plagioclasa.

Apatito, circón y opacos son muy abundantes.

4.2.2.2. Monzogranitos-granodioritas biotitas porfídicas (13)

Constituyen la unidad más extensamente representada en la hoja, ocupando algo más de la mitad de su superficie.

Esta unidad comprende distintos tipos de monzogranitos-granodioritas, caracterizadas, fundamentalmente, por variaciones respecto al desarrollo y distribución de los megacristales de feldespato, tamaño de grano, grado de homogeneidad, etc.

Este grupo de rocas se incluiría dentro de la superficies Alberche de BEA (1985), caracterizadas por ser rocas de afinidades granodioríticas. Son plutones intrusivos, alóctonos, de contactos verticales y que muestran orientaciones N-S, marcadas por los fenocristales de feldespato potásico. Por lo tanto, este tipo de rocas se pueden asociar con la cuarta fase de deformación hercínica.

Dentro de la hoja de Béjar han podido diferenciarse cuatro facies de esta unidad con dimensión y sentido cartográfico:

- Monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas, de grano medio con megacristales escasos (13a).
- Monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas de grano medio con megacristales abundantes (13b).
- Monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas de grano medio-grueso con megacristales muy abundantes (13c).
- Monzogranito-granodiorita biotítica porfídica heterogénea (13d).

Los contactos entre estas facies son graduales, generalmente difusos y sus características petrográficas esenciales, a excepción de la facies heterogénea, son muy similares.

Constituyen extensos macizos rocosos formados por masas alomadas de varios metros de longitud y bolos también de tamaño métrico.

4.2.2.1. MONZOGRANITOS-GRANODIORITAS BIOTÍTICAS PORFÍDICOS CON MEGACRISTALES ESCASOS (13A)

Esta facies ocupa una extensión algo superior a los 4 km² de superficie entre las localidades de Peromingo y Valverde de Valdelacasa, en un área muy recubierta por suelos.

Los mejores afloramientos, en forma de lisos de hasta 15 × 15 m de superficie y bolos de hasta 3 m de diámetro, se observan en los alrededores de Peromingo: se trata de una roca de color gris algo azulada, de tamaño de grano medio de cuya mesostasis, integrada por cuarzo, feldespato y biotita, destacan escasos megacristales de feldespato potásico de 1,5-2 cm de longitud que por zonas pueden ser relativamente más abundantes.

El cuarzo en esta facies es más abundante que en la variedad rica en megacristales de feldespato (12b), y está presente tan solo como constituyente de la mesostasis, en cristales de 3-5 mm y a veces como agregados de estos: la biotita, en individuos de entre 1 y 3 mm, aparece en cristales aislados y más común formando finos agregados.

Petrografía

Al microscopio esta facies presenta una textura granular, subidiomorfa-alotriomorfa, inequigranular porfídica, con cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, como minerales

principales junto a apatito, circón, opacos, rutilo sagenítico y ex-cordierita como accesorios y clorita, moscovita, esfena y sericitia como minerales de alteración.

El cuarzo forma agregados policristalinos a veces con tendencia idiomorfa que incluyen pequeñas plagioclasas y biotitas; tambien aparece intersticial.

La plagioclasa se observa en grandes cristales tabulares con zonado alternante y maclados (Albita) que en las zonas de borde pueden mostrar un zonado directo.

La biotita aparece como individuos aislados o finos agregados, en ocasiones alterada a moscovita: esta ultima tambien se observa como producto de alteración de plagioclasas y en los pseudomorfos de cordierita que, en número escaso, aparecen, en ocasiones semiincluidos en plagioclasa.

El feldespato potásico suele ser abundante, intersticial y poiquilítico; localmente corroe la biotita y puede presentar reajustes en los contactos con plagioclasa.

4.2.2.2.2. MONZOGRANITOS-GRANODIORITAS BIOTÍTICAS PORFÍDICAS, DE GRANO MEDIO CON MEGACRISTALES ABUNDANTES (13B)

Aflora en bolos de tamaño métrico, poco redondeados con una superficie irregular, rugosa, formando extensos berrocales; con menor frecuencia aflora en lajas a ras de suelo.

A escala de afloramiento este granitoide se caracteriza por tener un tamaño de grano medio (2-4 mm), biotítico, porfídico. El cuarzo se presenta en cristales de 2-4 mm, con forma redondeada, a veces se observan cristales de cuarzo de 5-7 mm que sobresalen sobre el resto de los componentes de la mesostasis. La biotita se caracteriza por ser de 2-3 mm, fina, en cristales aislados más raro en pequeños agregados. El carácter porfídico está marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 2-4 cm y cuya separación media es de 10 a 15 cm, tienen hábito subidiomorfo-idiomorfo, formas rectangulares con la macla de «Carlsbad» y con una relación longitud/anchura de 2 a 3 o bien con formas hexagonales que presentan zonados paralelos a los bordes marcados por las inclusiones de biotita según «Frasl». Estos fenocristales presentan tonos rosados y, a veces, tienen los bordes de los fenocristales poco definidos. De forma ocasional se observan prismas de cordierita, aunque estos pueden llegar a ser bastante abundantes.

Al SO de la hoja, en el relieve que da lugar al pico de Peña Negra (1637 m), se pueden observar diferenciaciones hacia términos no porfídicos o bien hacia leucogranitos biotíticos y donde son frecuentes las orientaciones subhorizontales marcadas por los fenocristales de feldespato potásico.

Este granitoide muestra orientaciones marcadas por los fenocristales de feldespato potásico y en menor medida por la biotita y enclaves microgranudos segun N-S, N 20°E y N 170°E, con buzamientos verticales. También se observan buzamientos subhorizontales.

Los enclaves que se pueden observar son metamórficos y microgranudos. Estos últimos son los más abundantes en relación con los primeros.

Las fracturas que se pueden observar tienen dirección al NE y, en general, producen fenómenos de episienitización sobre el granitoide y suelen presentar rellenos de cuarzo.

Petrografía

La mineralogía principal esta compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclásica) y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, cirón y minerales opacos. Como minerales secundarios hay sericita, moscovita, epidota-clinozoisita, clorita, esfena, rutilo sagenético.

El cuarzo se presenta en cristales de 1-3 mm, hábito anhedral, con límites irregulares y extinción ondulante. Normalmente se presenta en agregados de varios cristales, dando lugar a formas redondeadas de 2-5 mm. En menor proporción se encuentra cuarzo mirmecítico, desarrollo en los bordes albíticos de las plagioclasa. Un tipo de cuarzo poco frecuente se encuentra en el plano de macla tipo carlsbad de los cristales de feldespato potásico, estos cuarzos presentan formas cóncavo-convexas.

El feldespato potásico, en general, tiene un tamaño de 4-10 mm que da un cierto carácter porfídico a la roca, estos cristales tienen un hábito subhedral-euhedral, macla de carlsbad, son poco pertíticos y las únicas pertitas que presentan son del tipo film. También se encuentra como cristales de menor tamaño formando parte de la mesostasis (1-2 mm), hábito enhedral y, a veces, presenta la macla de la microclina. Las inclusiones que presentan son de plagioclasa y biotita. Son muy raras las inclusiones de cuarzo.

La plagioclasa forma cristales de hábito subhedral-euhedral con un tamaño de 2-7 mm y llegan a alcanzar los 10 mm. Es el mineral que mayor idiomorfismo presenta de todos los componentes. Tiene un maclado polisintético (albita) y presenta una zonación concéntrica, que es más patente en los cristales de mayor tamaño y mayor idiomorfismo. Son muy frecuentes los crecimientos en sinneusis de 2-4 cristales. Su composición corresponde a oligoclasa. En general, los cristales tienen desarrollados unos bordes anhedrales albíticos, mirmecíticos y que tienen formas lobulados cuando están en contacto con feldespato potásico. Las inclusiones más frecuentes son de apatito con hábito acicular y biotita.

La biotita es el único mineral máfico de esta roca. Tiene hábito anhedral, subhedral. El tamaño es de 1-2 mm, se presenta en agregados de 2-4 cristales o bien en cristales aislados. El pleocroismo varía de:

Ng, Nm. marrón rojizo oscuro.

Np marrón amarillento a casi incoloro.

Como inclusiones tiene apatitos con hábito de prismas cortos o acicular y circones que desarrollan halos pleocroicos. Esta muy poco alterada a clorita, opacos (ilmenita), esfena y rutilo sagenítico.

El cirón es uno de los minerales accesorios mas frecuentes y casi siempre se encuentra como pequeñas inclusiones euhedrales en la biotita, desarrollando halos pleocroicos.

El apatito aparece como inclusiones principalmente en las biotitas y en menor proporción en las plagioclásas. Se presenta con hábito prismático corto y acicular.

Los minerales opacos se presentan como inclusiones alotriomorfas en la biotita o bien en agregados policristalinos.

En relación con las transformaciones secundarias se encuentran agregados de grano muy fino de sericita, moscovita (prehnita) y epidota, zoisita y clinozoisita formando sustituciones en las plagioclásas. Este proceso tiende a desarrollarse en la parte central de las plagioclásas. En el proceso de cloritización de la biotita se produce clorita, opacos (ilmenita, rutilo sagenético) y esfena. Tanto la ilmenita como la esfena tienden a desarrollarse entre los planos de exfoliación (001).

4.2.2.2.3. MONZOGRANITO-GRANODIORITA BIOTÍTICO PORFÍDICA, DE GRANO MEDIO-GRUESO CON MEGACRISTALES MUY ABUNDANTES (FACIE DE EL LOSAR) (13c)

La relación con el monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico no se observa, pero pueden ser facies de una misma unidad de intrusión.

Aflora en bolos de tamaño métrico y redondeados, en grandes lomos de ballenas y en inselbergs. En general, muestra una superficie redondeada y lisa que le diferencia del granitoide anterior.

A escala de afloramiento se caracteriza por tener un tamaño de grano medio a medio-grueso y carácter porfídico. El cuarzo se presenta con un tamaño de 2-5 mm y forma redondeada. La biotita tiene un tamaño de 2-4 mm es subidiomorfa a idiomorfa, aislada, fina o bien con cierta textura en libro. Los fenocristales de feldespato potásico, que marcan el carácter porfídico, tienen un tamaño de 2-4 cm. Son idiomorfos, con secciones rectangulares, cuadradas y hexagonales y muy ricos en inclusiones de biotitas dispuestas según texturas de «Frasl». Se pueden observar acumulaciones de fenocristales de feldespato potásico, en bolsadas.

Petrográficamente presenta las mismas características que el monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (8a).

4.2.2.2.4. MONZOGRANITO-GRANODIORITA BIOTÍTICO PORFÍDICO HETEROGÉNEO (13d)

Esta variedad de los monzogranitos-granodioritas biotíticas porfídicas que constituyen la litología dominante en la Hoja, se encuentra en las inmediaciones del borde norte de la Hoja, entre las localidades de Santibáñez y La Cabeza de Béjar.

La facies más común o litotipo de esta unidad está constituido por un monzogranito-granodiorita biotítico-porfídico, de grano medio-grueso a grueso, con megacristales dispersos. Los megacristales pueden alcanzar tamaños de 7-8 cm apareciendo muy destacados en la matriz, aunque el tamaño medio es de 4 cm. Son idiomorfos o subidiomorfos y aunque en general no muestran una orientación preferente, en ocasiones, pueden definir una fábrica planar subhorizontal. Otras veces, la fábrica es prácticamente isotrópica.

Dentro de estas facies se identifican zonas de mezcla y diferenciaciones de tipo leucocrático de grano medio-fino y tipos granodioríticos-tonalíticos de grano medio-grueso. Estos términos más granodioríticos presentan abundantes enclaves de tamaños decimétricos de composición cuarzo-diorítica-tonalítica. Son también frecuentes los enclaves de cuarzo restítico de hasta 10 cm de tamaño, de morfología irregular, a veces envueltos en coronas biotíticas de 1 cm de espesor de biotita. Son frecuentes los agregados biotíticos, que llegan a mostrar tamaños de 3-4 cm.

La variedad leucocrática es un granito de grano fino a medio-fino, con megacristales dispersos. Es una roca de color gris claro, con una mesostasis de grano fino donde destacan, dispersos en ella, megacristales subidiomorfos/alotriomorfos, de feldespato potásico que alcanzan los 4 cm de longitud aunque su tamaño medio está en torno a los 2 cm. También destacando de la matriz se aprecian granos de cuarzo de hábito alotriomorfo entre 0,5 cm y 1 cm. El cuarzo de la mesostasis es intersticial. La biotita aparece, característicamente, en individuos aislados y de tamaño fino. El contacto de esta variedad con el litotipo de la unidad es transicional pero muy rápido, en ocasiones neto.

Petrografía

En lámina delgada, la variedad más común de esta unidad es una roca de textura subidiomorfa cuyos componentes principales son plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico. Como minerales accesorios se encuentran círcón, apatito y opacos. Fases minerales secundarios frecuentes son clorita, esfena y sericitita. La plagioclasa es el mineral más frecuente y de mayor tamaño. Puede estar zonada en parches o concéntricamente. Incluye biotita.

El cuarzo es de hábito intersticial, incluyendo poiquiliticamente plagioclasa y biotita. Esta última se presenta en pequeños cristales xenomorfos o placas de mayor tamaño de morfología tabular, que pueden estar aislados o formar agregados. Incluye grandes apatitos.

En lámina delgada, la variedad más granítica, presenta una textura alotriomorfa inequigranular. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), biotita y plagioclasa. Como minerales accesorios se encuentran apatito, círcón, opacos, esfena. Clorita, moscovita y sericitita aparecen como fases minerales secundarias.

El cuarzo es intersticial, y corroe a la biotita y a la plagioclasa.

La microclina es poiquilitica y generalmente xenomorfa. Ocasionalmente se observan algunos cristales mayores. Su hábito es subidiomorfo a xenomorfo. En general, no se encuentra zonada. Presenta maclas de karlsbad y de albite o periclina. Incluye pequeños cristales de biotita. En los contactos con la microclina se desarrollan, con frecuencia, mirmequititas.

4.2.2.3. *Granito biotítico con cordierita (14)*

Constituye masas de extensión inferior a 1 km² que, de forma aislada, se localizan en el cuadrante NO de la hoja de Béjar. Produce suaves elevaciones topográficas con recubrimiento de suelos. En afloramiento se observan masas irregulares y bloques de tamaños no superiores a 1 m, generalmente de aristas vivas.

El contacto con los monzogranitos-granodioritas biotitas porfídicas no se ha observado, debido al extenso recubrimiento, aunque en algún caso aparece limitado por fracturas. Por similitudes litológicas con otros tipos aflorantes en este sector del Sistema Central, se consideran contemporáneos con los monzogranitos-granodioritas o ligeramente posteriores respecto a esta unidad.

Se trata de una roca leucocrática de tonos amarillentos por alteración, de grano medio-fino, cuya mesostasis es por zonas homogénea y equigranular o incorpora cristales de feldespato de hábito tabloide o redondeado y tamaños en torno a 1 cm.

El cuarzo es translúcido y aparece en individuos aislados de 3 mm de tamaño o formando agregados cristalinos de hasta 5-6 mm de tamaño. La biotita es la única mica presente de visu; aparece en cristales individuales con tamaño de 1-2 mm y también, con menor frecuencia en gregados de hasta 0,5-0,7 mm². También se observan megacristales feldespáticos de una longitud promedio en torno a los 2 cm, relativamente abundantes por zonas aunque escasos en conjunto.

Petrografía

Al microscopio presenta una matriz granular subidiomorfa inequigranular de tendencia porfídica con una composición mineralógica principal constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita junto a opacos, apatito, circón y cordierita como minerales accesorios y sericitita, clorita, moscovita y rutilo sagenítico como productos secundarios.

El cuarzo es generalmente intersticial aunque también se observa cuarzo poiquilitico de mayor tamaño, y cuarzo globoso que forma fenocristales; en ocasiones se observan corrosiones en plagioclásas asociadas a cuarzo y cristales de feldespato cuya forma aparece condicionada a la presencia de cuarzo globoso.

Los cristales de mayor tamaño son de plagioclasa que suelen estar zonados y aparecer con crecimientos en seneusis. También se observan en ocasiones cristales de tamaños similares de feldespato potásico subidiomorfo poiquilitico y de cuarzo.

La cordierita generalmente escasa, suele aparecer en cristales idiomorfos que, en ocasiones condicionan las formas de cristales de cuarzo y del feldespato potásico y moldean parcialmente a los de biotita.

5. GEOCRONOLOGÍA

5.1. ISOCRONA Rb-Sr SOBRE LOS GRANITOS DE EL LOSAR

Se ha realizado una isocrona de 6 puntos sobre las muestras de los granitos de El Losar (tabla 5.I). Cinco de esas muestras ajustan en una línea, mientras que otra (AD-2) se desplaza notablemente, bien sea debido a heterogeneidad isotópica inicial, o bien a los efectos de alteración deutérica o meteórica. Por tanto, la hemos excluido de los cálculos geocronológicos. La isocrona calculada sobre las muestras AD-1, AD-3, AD-4, AD-5 y AD-6 da una edad de 301 ± 27 m.a. (figura 5.1.), con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,71177 \pm 0,00111$, y un

Tabla 1. Relación de muestras utilizadas para la isocrona

| Muestra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|---------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|
| AD-1 | 118 | 82 | 4,2081 | 0,729788 |
| AD-2 | 153 | 114 | 3,8900 | 0,726869 |
| AD-3 | 114 | 138 | 2,3835 | 0,721586 |
| AD-4 | 92 | 143 | 1,8678 | 0,719772 |
| AD-5 | 117 | 96 | 3,5221 | 0,726879 |
| AD-6 | 929 | 1.402 | 1,9003 | 0,720000 |

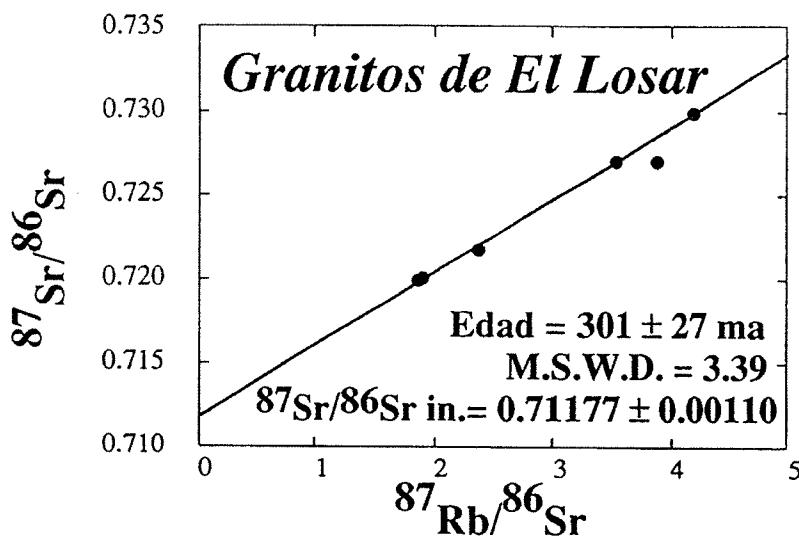


Figura 5. Relación de muestras utilizadas para la isocrona.

MSWD de 3,39. El alto valor de \pm (± 27 ma) se debe a que las muestras tienen un rango de variación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ muy limitado, desde 1,87 a 4,2. El valor de MSWD, que mide la dispersión de los puntos frente a la línea de regresión, es bajo a pesar de que se trata de granitos anatécticos producidos a partir de una fuente isotópicamente heterogénea. Esto indica dos cosas: 1) el ajuste de la isocrona es bueno, lo que permite utilizar el valor de 301 m.a. con confianza; 2) el granito ha tenido una historia magmática larga capaz de producir una considerable homogeneización de la fuente.

Los valores de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son muy elevados, y característicos de granitos producidos por anatexia de materiales corticales. Es destacable que los granitos del área con similar edad (ejemplo, Pedrobernardo, BEA et al., 1994) tienen valores de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy parecidos.

6. GEOQUÍMICA

6.1. INTRODUCCIÓN

Todos los análisis se han realizado en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

- Los elementos mayores se han analizado por Fluorescencia de Rayos X, con una precisión relativa en torno al 1% para una concentración de analito del 1%.
- Los elementos traza y las tierras raras se han determinado por ICP-Masas con una precisión relativa de 2,5% para una concentración de 10 ppm de analito.
- Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se han determinado por ICP-MS con una precisión relativa mejor de 1,2% a 2σ . Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se han determinado por TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) con una precisión en torno a 0,002% a 2σ .
- Los análisis químicos de minerales se han realizado con microsonda electrónica con una precisión relativa en torno a 1,5% para una concentración de analito de 1%.

En la confección de los diagramas tipológicos y de variación se han considerado dos grupos de rocas: el primero comprende todas las muestras de la Hoja de Béjar (mitad Norte), excepto las pertenecientes al conjunto litológico Béjar-Candelario, que se han separado en un segundo grupo.

(En la página 70 se representa la simbología utilizada en los diagramas para cada tipo de roca.)

Sobre estas muestras se han realizado:

- Diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$.
- Diagrama tipológico de (DEBON y LE FORT, 1982).
- Diagramas de variación de elementos mayores frente a la sílice.
- Diagramas de variación de elementos traza frente a la sílice.
- Diagramas de tierras raras normalizadas a condrito (utilizando los valores condríticos de ANDERS y EBIHARA, 1982).
- Se han realizado análisis químicos de biotitas, moscovitas, flogopita, anfíbol, piroxeno, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita, granate, ilmenita y turmalina.
- Con las muestras de la serie AD-1 a AD-6 (roca total) se ha realizado una isocrona Rb/Sr.

6.2. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

6.2.1. Rocas básicas e intermedias (12)

De este grupo se dispone de 3 muestras (tabla 6.I), de referencia LS-9004 (cuarzodiorita), LS-9017 (tonalita) y LR-9505 (gabro). Presentan un quimismo ligeramente aluminíco con un ISA

(mol Al_2O_3 /[CaO + Na₂O + K₂O]) > 1, excepto el gabro que es menos alumínico y más férrico, magnésico y cárlico que las otras dos. La relación Fe/(Fe + Mg) es también bastante más baja (figuras 6.1, 6.2, 6.4).

Para casi todos los elementos traza la tonalita y la cuarzodiorita se suelen proyectar en los diagramas de variación en el mismo conjunto que el resto de las muestras de la Hoja, mientras que el gabro se proyecta separadamente, presentando mayores concentraciones de los elementos de la primera serie de transición (V, Ni, Cu, Zn), concentraciones más pequeñas de Li, Rb, Be, Sn, Ti y Pb y bajas concentraciones de elementos HFS (High Field Strength) como Ga, Nb, Ta, Zr, Hf, U y Th (figura 6.6.).

En cuanto a las tierras raras (figura 6.8.), estas tres muestras presentan una abundancia moderada, siendo la cuarzodiorita la más enriquecida y el gabro el más empobrecido. Los perfiles condíticos son poco fraccionados ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 10,1$ para la tonalita, 15,8 para la cuarzodiorita y 6,2 para el gabro), con una fraccionación discontinua, presentando una pendiente más acusada desde las tierras raras ligera a las tierras raras medias (La-Gd) que desde éstas a las pesadas (Gd-Lu), cuyo perfil es prácticamente plano. La anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N^* \text{Gd}_N)$) es pequeña en tonalita y cuarzodiorita ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,6$) e inexistente en el caso del gabro ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$).

Las características geoquímicas de estas rocas, especialmente de las más silílicas, son indicativas de que han sufrido un fuerte proceso de contaminación por materiales corticales.

6.2.2. Monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos (13)

De este grupo se dispone de 12 muestras (tabla 6.I), todas ellas muy similares en la composición elementos mayores, excepto la LS-9019, definida como un monzogranito episienitizado, que está notablemente enriquecida en Na frente al resto. La muestra LS-9012 y LS-9028 son las menos silílicas y las más ricas en Ti, Fe y Mg. Todo el conjunto es moderadamente alumínico y presenta una relación Fe/(Fe + Mg) muy constante en torno a 0,6 (Figuras 6.1, 6.2, 6.4).

En los diagramas de variación de los elementos traza las muestras de este grupo suelen dar una nube (figura 6.6), aunque para algunos elementos (Sr, Sc, V, Zn, Ga, Y...) se observa una alineación de los puntos que expresa la variación modal de biotita y no significa, necesariamente, que exista una relación genética entre las rocas. El monzogranito episienitizado presenta un ligero empobrecimiento en Rb (debido posiblemente a la destrucción de la biotita durante la episienitización) y Cs y enriquecimiento en Sc, V, Zn, Ga, Y, Zr y Th. La muestra AD-9017 presenta ligeros enriquecimientos en Sr, Sc, Ga, Y y en los metales de la primera serie de transición (V, Ni, Cu, Zn), también estos elementos están ligeramente enriquecidos en las muestras menos silílicas (LS-9012 y LS-9028). Es además de destacar el enriquecimiento en Cu (cerca de 60 ppm) de la muestra LS-9008 (megacristales escasos), esta muestra presenta también los mayores contenidos en U del conjunto.

Respecto a las tierras raras (figura 6.8.), todas las muestras presentan prácticamente las mismas características, con una abundancia moderada donde sólo destacan, una vez más, las muestras LS-9019 y AD-9017 cuyos contenidos son ligeramente más altos. Los perfiles con-

dríticos son todos ellos muy parecidos entre sí y muy parecidos a los del grupo de rocas intermedias y básicas y, en general, a todos los de las muestras de esta Hoja; presentan una fraccionación muy moderada (media de La_N/Lu_N en torno a 10), mayor desde las tierras raras ligeras a las medias que desde éstas a las pesadas, donde el perfil se hace prácticamente plano. También las muestras LS-9019 y AD-9017 destacan por una fraccionación algo mayor, pero la diferencia es insignificante. La anomalía negativa de Eu es también muy similar en todas las muestras y siempre poco acusada (valor medio $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,5$).

6.2.3. Granitos bióticos con cordierita

Se dispone de 2 muestras (tabla 6.I.), referenciadas como LS-9006 y LS-9014. Son rocas muy silílicas, bastante alumináticas (ISA en torno a 1,13) y pobres en Ti, Fe y Mg, con una relación $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 0,7$. La composición de elementos mayores es muy parecida en ambas muestras, de forma que en los diagramas de variación se proyectan siempre juntas (figuras 6.1, 6.2, 6.4).

La composición de elementos traza es también muy similar (figura 6.6). Presentan sólo ligeros enriquecimientos de Sr, Sc, V, Zn, Y y Ti, destacando la muestra LS-9014 que está más enriquecida en Ta.

La concentración de tierras raras es moderada (figura 6.8). Los perfiles condriíticos de las dos muestras son tan similares que prácticamente se superponen. Muestran una fraccionación pequeña (La_N/Lu_N en torno a 10,5) y una anomalía negativa de Eu poco acusada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0,4-0,5$).

6.2.4. Leucogranito biótico cordierítico de Santibáñez de Béjar (11)

Se dispone de una sola muestra (tabla 6.I.), de referencia LR-9513. Se trata de una roca muy peralumínica (ISA = 1,54), pobre en Ti, Mg, Mn y muy pobre en Ca y Fe, con una relación $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ muy alta ($> 0,7$). Es, además una roca muy rica en K (figuras 6.1, 6.2, 6.4).

Respecto a los elementos traza (figura 6.6), esta muestra presenta empobrecimiento en prácticamente todos ellos: Li, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V, Zn, Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Hf y Th.

La concentración de tierras raras es también muy baja, con un perfil condriítico apenas fraccionado ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 3,9$) y una anomalía negativa de Eu muy pequeña ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0,7$) (figura 6.8).

Todas estas características, especialmente el empobrecimiento en elementos traza junto con la casi inexistente anomalía negativa de Eu, hace pensar que se trata de un granito anatético, formado fundamentalmente a partir de movilizados feldespáticos.

6.2.5. Granitos de El Losar (13c)

Se dispone de 6 muestras (tabla 6.I.), de referencia AD-1 a AD-6, de las que se ha realizado también una isocrona Rb/Sr (ver figura 5.1). Se trata de una serie granítica en la que existen

dos muestras (AD-4 y AD-6) de composición casi intermedia ($\text{SiO}_2 \approx 66\%$) y las otras 4 son bastante ácidas. Todas estas rocas son moderadamente alumínicas ($\text{ISA} > 1$).

En los elementos mayores los dos conjuntos composicionales presentan características diferentes. Las dos muestras más básicas presentan enriquecimiento en Ti, Fe, Mg y Mn, siendo también las más ricas en P y las más cárnicas; la muestra AD-4 es la más enriquecida en Na y la más empobrecida en K. En todos los casos la relación $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ es muy constante, en torno a 0,6 (figuras 6.1, 6.2, 6.4).

En los elementos traza no hay diferencias significativas entre los dos grupos de rocas salvo que las dos muestras menos silícicas presentan un ligero enriquecimiento en Sr, Sc, Ga, Y y los elementos de la primera serie de transición (Ni, V, Cu, Zn) (figura 6.6).

En las tierras raras la concentración absoluta es moderada y similar en todas las muestras (figura 6.8). En los perfiles condriticos se observan diferencias entre las muestras AD-1, AD-2, AD-5 y AD-6 y las muestras AD-3 y AD-4: (1) las primeras presentan perfiles graníticos normales, con poca fraccionación ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 4,9-10,5$) y una anomalía negativa de Eu moderada ($\text{Eu/Eu}^* = 0,3-0,6$), de estas muestras la AD-6 es la que presenta la mayor fraccionación y la menor anomalía de Eu y con un tramo tierras raras medias-tierras raras pesadas (Gd-Lu) prácticamente plano. (2) Las otras dos muestras presentan perfiles condriticos más fraccionados hasta el Ho, pero a partir de aquí la pendiente sube de nuevo; este efecto hay que valorarlo a la hora de considerar las relaciones La/Lu. El enriquecimiento en tierras raras pesadas puede ser explicado por la presencia de minerales que acumulen tales elementos, dada la ausencia de granate modal, suponemos que se trata de xenotima. Otra diferencia es la disminución de la anomalía negativa del Eu que, en el caso de la muestra AD-3 llega a ser casi inexistente ($\text{Eu/Eu}^* = 0,8$), este hecho apunta a que se trate de una roca muy feldespática, como parece también indicar el enriquecimiento en K y Sr, empobrecimiento en Rb y alta relación K/Rb, observados en esta muestra.

6.2.6. Conjunto litológico Béjar-Candelario

Se ha agrupado en este conjunto los granitoides muy heterogéneos para facilitar la lectura de los diagramas. Los datos analíticos se encuentran en la Tabla 6.I.

6.2.6.1. Granodioritas de grano grueso-medio biotíticas porfídicas con cordierita (8)

Se han estudiado tres muestras (AD-9011, AD-9065, AD-9091), todas ellas muy alumínicas ($\text{ISA} = 1,27-1,42$), ricas en Ti, Fe, Mg y P, y con alta relación $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. De las tres muestras, la AD-9011 es la menos silícica y la más enriquecidas en los elementos mencionados, también la más peraluminica y la más potásica (figuras 6.1, 6.3, 6.5).

En los elementos traza (figura 6.7), la muestra menos silícica es también la más empobrecida en Li, Cs, Ga, Ta, Zr, Hf, Sn, Ti y U pero es la más rica en Sr, Sc, V, Ni, Y y Pb, siendo, además, muy rica en Ba ($\text{Ba} \approx 1.100 \text{ ppm}$). En general, las tres muestras presentan una composición en elementos traza compatible con su naturaleza granodiorítica y comparable a la que muestran, salvo alguna excepción, los granitoides del resto de la Hoja de Béjar (553).

Tanto las concentraciones absolutas de tierras raras como sus perfiles condriticos son también comparables a los del resto (figura 6.9). Los perfiles de las tres muestras son similares entre sí, con una fraccionación moderada y continua desde las tierras raras ligeras a las pesadas ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 13,6\text{-}16$) y una anomalía de Eu moderada ($\text{Eu/Eu}^* = 0,4$ en AD-9065 y AD-9091) o pequeña ($\text{Eu/Eu}^* = 0,6$) en la muestra AD-9011, que, probablemente sea la muestra más feldespática, como apunta su alta relación K/Rb.

6.2.6.2. Leucogranito de nódulos (7)

Se dispone de dos muestras, de referencia AD-9022 y AD-9031. Son muy silílicas y muy pobres en Ti, Fe, Mg, Mn y Ca, particularmente la AD-9031, que es la más evolucionada. Ambas muestras son extremadamente peralumínicas, sobre todo la menos silícica, con un ISA=1,56. Es también de destacar la alta relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ y el enriquecimiento en P en los dos casos, este último hecho es muy corriente en granitos muy peralumínicos del área (Bea, et al., 1994) (Figuras 6.1., 6.3., 6.5.).

En relación a los elementos traza (figura 6.7), es de señalar el ligero enriquecimiento en Rb, Cs y Sn y el lógico empobrecimiento en Sr y Ba, que habrán sido previamente fraccionados por los feldespatos, así como el empobrecimiento en los metales de la primera serie de transición (Sc, V, Ni, Cu, Zn), fraccionados por la biotita. Existe también un empobrecimiento moderado en Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo y Th.

La concentración en tierras raras es notablemente inferior a la del resto de los granitos de la Hoja (figura 6.9), en casi un orden de magnitud; los perfiles condriticos son también bastante diferentes a aquéllos. Los espectros son poco fraccionados ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 3,6\text{-}9,6$) debido al enriquecimiento diferencial de tierras raras ligera frente a pesadas, hecho relacionado con la fraccionación de monacita. La anomalía negativa de Eu es bastante más acusada ($\text{Eu/Eu}^* \approx 0,4$).

6.2.6.3. Granitoide inhomogéneo y granito de dos micas (6, 9)

Se ha estudiado una muestra de cada tipo: el granitoide inhomogéneo tiene de referencia AD-9090 y el granito de dos micas AD-9010. Ambas son muy peraluminosas, particularmente la migmatita ($\text{ISA} > 1,8$) que, aún teniendo la misma proporción de Al, es más pobre en álcalis. Esta muestra es también más rica en Ti, Fe y Mg. El granito de dos micas presenta sólo un ligero enriquecimiento en P. La relación $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ es alta en los dos casos (6) (figuras 6.1, 6.3, 6.5).

En cuanto a los elementos traza (figura 6.7), las dos rocas muestran concentraciones bastante altas de Li y Cs. El granitoide inhomogéneo está, además, enriquecido respecto al granito de dos micas, en Sc, V, Ni, Cu, Zn y Mo y empobrecida en Ta, Zr, Hf, Sn y Ti.

Las tierras raras presentan una abundancia moderada (figura 6.9), menor en el granito de dos micas. Los espectros condriticos están poco fraccionados ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 12,7\text{-}15,1$) y tienen una anomalía negativa de Eu moderadamente acusada ($\text{Eu/Eu}^* = 0,4$ en el granito de dos micas y 0,6 en la migmatita).

Tabla 6.1. Análisis químicos de la Hoja de Béjar (553). Elementos mayores

| Referencia | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO* | MgO |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|
| AD-1 | 70,92 | 0,54 | 14,11 | 3,18 | 1,07 |
| AD-2 | 71,77 | 0,42 | 13,95 | 2,46 | 0,83 |
| AD-3 | 70,80 | 0,45 | 13,96 | 2,42 | 0,87 |
| AD-4 | 66,37 | 0,78 | 15,74 | 4,27 | 1,58 |
| AD-5 | 71,46 | 0,44 | 13,92 | 2,57 | 0,85 |
| AD-6 | 65,91 | 0,73 | 16,70 | 4,17 | 1,59 |
| AD-9006 | 71,48 | 0,39 | 13,91 | 2,56 | 0,76 |
| AD-9010 | 70,44 | 0,37 | 15,81 | 2,10 | 0,78 |
| AD-9011 | 65,45 | 0,98 | 15,98 | 4,97 | 1,72 |
| AD-9017 | 61,45 | 1,29 | 16,12 | 6,08 | 3,27 |
| AD-9022 | 73,03 | 0,16 | 15,27 | 2,15 | 0,62 |
| AD-9031 | 75,45 | 0,21 | 13,51 | 0,94 | 0,18 |
| AD-9065 | 69,21 | 0,82 | 14,49 | 4,35 | 1,57 |
| AD-9090 | 68,09 | 0,79 | 15,75 | 5,04 | 2,05 |
| AD-9091 | 67,64 | 0,68 | 15,62 | 3,60 | 1,43 |
| LR-9019 | 63,64 | 0,96 | 15,32 | 5,51 | 2,09 |
| LR-9501 | 72,19 | 0,47 | 13,80 | 2,67 | 0,91 |
| LR-9502 | 70,39 | 0,58 | 14,38 | 3,33 | 1,21 |
| LR-9505 | 51,21 | 0,65 | 13,65 | 10,22 | 14,16 |
| LR-9507 | 71,19 | 0,52 | 13,79 | 3,05 | 1,02 |
| LR-9512 | 72,42 | 0,39 | 13,92 | 2,18 | 0,76 |
| LR-9513 | 72,31 | 0,18 | 16,17 | 1,31 | 0,37 |
| LS-9004 | 64,52 | 0,96 | 16,09 | 4,87 | 2,34 |
| LS-9006 | 73,48 | 0,28 | 13,47 | 1,67 | 0,49 |
| LS-9008 | 71,99 | 0,43 | 13,93 | 2,47 | 0,88 |
| LS-9009 | 73,15 | 0,41 | 13,47 | 2,35 | 0,83 |
| LS-9012 | 65,90 | 0,77 | 15,90 | 4,32 | 1,84 |
| LS-9014 | 73,38 | 0,31 | 13,65 | 1,84 | 0,55 |
| LS-9017 | 68,44 | 0,64 | 14,38 | 3,59 | 1,30 |
| LS-9028 | 68,87 | 0,56 | 15,03 | 3,74 | 1,44 |
| LS-9032 | 70,82 | 0,53 | 13,70 | 3,02 | 1,16 |

FeO* = todo el Fe como FeO.

| | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
|--|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| | 0,06 | 1,72 | 3,43 | 3,99 | 0,16 | 0,48 | 99,66 |
| | 0,05 | 1,60 | 3,52 | 4,30 | 0,15 | 0,68 | 99,73 |
| | 0,04 | 1,62 | 3,21 | 4,82 | 0,18 | 1,17 | 99,54 |
| | 0,07 | 3,02 | 3,90 | 3,11 | 0,31 | 0,82 | 99,97 |
| | 0,05 | 1,54 | 3,47 | 4,19 | 0,19 | 1,07 | 99,75 |
| | 0,07 | 2,79 | 3,42' | 3,89 | 0,27 | 0,81 | 100,35 |
| | 0,05 | 1,67 | 3,56- | 4,20 | 0,14 | 0,79 | 99,51 |
| | 0,05 | 1,42 | 3,60 | 4,37 | 0,35 | 0,96 | 100,25 |
| | 0,04 | 1,52 | 2,88 | 4,86 | 0,44 | 0,89 | 99,73 |
| | 0,10 | 4,02 | 3,22 | 2,98 | 0,47 | 0,91 | 99,91 |
| | 0,04 | 0,35 | 2,94 | 4,54 | 0,40 | 0,35 | 99,85 |
| | 0,02 | 0,24 | 3,80 | 4,21 | 0,43 | 0,70 | 99,69 |
| | 0,05 | 1,47 | 3,03 | 3,20 | 0,37 | 0,85 | 99,41 |
| | 0,06 | 0,79 | 2,31 | 3,43 | 0,20 | 1,12 | 99,63 |
| | 0,06 | 1,73 | 3,42 | 4,16 | 0,41 | 1,04 | 99,79 |
| | 0,08 | 2,15 | 5,18 | 2,97 | 0,40 | 1,12 | 99,42 |
| | 0,05 | 1,35 | 3,35 | 4,34 | 0,22 | 0,34 | 99,69 |
| | 0,05 | 1,89 | 3,37 | 3,81 | 0,30 | 0,31 | 99,62 |
| | 0,15 | 6,16 | 1,84 | 1,17 | 0,10 | 0,54 | 99,85 |
| | 0,06 | 1,66 | 3,21 | 4,40 | 0,20 | 0,69 | 99,79 |
| | 0,04 | 1,13 | 3,03 | 4,99 | 0,13 | 0,96 | 99,95 |
| | 0,03 | 0,28 | 3,08 | 4,99 | 0,34 | 0,63 | 99,69 |
| | 0,09 | 3,47 | 3,23 | 3,31 | 0,34 | 0,53 | 99,75 |
| | 0,04 | 1,03 | 3,39 | 4,33 | 0,14 | 0,89 | 99,21 |
| | 0,05 | 1,36 | 3,28 | 4,13 | 0,19 | 1,21 | 99,92 |
| | 0,05 | 1,37 | 3,33 | 4,09 | 0,20 | 1,11 | 100,36 |
| | 0,07 | 2,93 | 3,59 | 3,34 | 0,30 | 0,55 | 99,51 |
| | 0,04 | 1,07 | 3,42 | 4,17 | 0,16 | 1,22 | 99,81 |
| | 0,06 | 2,17 | 3,40 | 4,73 | 0,25 | 0,63 | 99,59 |
| | 0,06 | 2,31 | 3,45 | 3,64 | 0,21 | 0,69 | 100 |
| | 0,06 | 1,79 | 3,24 | 4,23 | 0,20 | 0,90 | 99,65 |

Tabla 6.2. Normas CPIW

| Referencias | Q | Cor | Ort | Ab | An |
|--------------------|----------|------------|------------|-----------|-----------|
| AD-1 | 29,390 | 1,420 | 23,760 | 29,240 | 7,550 |
| AD-2 | 29,540 | 0,960 | 25,640 | 30,050 | 7,020 |
| AD-3 | 28,610 | 0,960 | 28,940 | 27,600 | 6,970 |
| AD-4 | 21,760 | 1,220 | 18,520 | 33,250 | 13,060 |
| AD-5 | 30,220 | 1,350 | 25,080 | 29,740 | 6,480 |
| AD-6 | 21,410 | 2,450 | 23,070 | 29,050 | 12,120 |
| AD-9006 | 29,340 | 0,820 | 25,130 | 30,500 | 7,460 |
| AD-9010 | 28,620 | 3,440 | 25,990 | 30,660 | 4,790 |
| AD-9011 | 23,250 | 4,320 | 29,020 | 24,630 | 4,720 |
| AD-9017 | 16,240 | 1,430 | 17,760 | 27,480 | 17,020 |
| AD-9022 | 36,420 | 5,530 | 26,900 | 24,940 | 0,000 |
| AD-9031 | 36,740 | 2,720 | 25,040 | 32,360 | 0,000 |
| AD-9065 | 33,100 | 4,310 | 19,170 | 25,990 | 4,940 |
| AD-9090 | 35,110 | 7,380 | 20,560 | 19,820 | 2,650 |
| AD-9091 | 25,570 | 3,370 | 24,870 | 29,280 | 5,980 |
| LR-9019 | 12,840 | 0,640 | 17,830 | 44,530 | 8,180 |
| LR-9501 | 31,240 | 1,670 | 25,800 | 28,510 | 5,290 |
| LR-9502 | 29,620 | 2,010 | 22,650 | 28,690 | 7,460 |
| LR-9505 | 0,000 | 0,000 | 6,950 | 15,650 | 25,660 |
| LR-9507 | 29,780 | 1,220 | 26,220 | 27,390 | 6,990 |
| LR-9512 | 31,670 | 1,810 | 29,770 | 25,890 | 4,800 |
| LR-9513 | 34,260 | 5,740 | 29,700 | 26,250 | 0,000 |
| LS-9004 | 20,730 | 1,710 | 19,690 | 27,520 | 15,100 |
| LS-9006 | 34,310 | 1,700 | 26,010 | 29,160 | 4,210 |
| IIS-9008 | 32,500 | 2,070 | 24,710 | 28,100 | 5,580 |
| LS-9009 | 33,500 | 1,560 | 24,340 | 28,370 | 5,530 |
| LS-9012 | 21,990 | 1,790 | 19,930 | 30,670 | 12,700 |
| LS-9014 | 34,350 | 1,970 | 24,980 | 29,340 | 4,320 |
| LS-9017 | 23,010 | 0,320 | 28,220 | 29,050 | 9,220 |
| LS-9028 | 26,480 | 1,730 | 21,640 | 29,370 | 10,150 |
| LS-9032 | 29,530 | 1,030 | 25,300 | 27,740 | 7,670 |

| Hy | OI | II | Mag | Ap | ISA |
|-----------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|
| 6,460 | 0,000 | 1,030 | 0,770 | 0,380 | 1,111 |
| 5,010 | 0,000 | 0,800 | 0,600 | 0,360 | 1,073 |
| 5,020 | 0,000 | 0,870 | 0,590 | 0,430 | 1,073 |
| 8,920 | 0,000 | 1,490 | 1,040 | 0,740 | 1,083 |
| 5,210 | 0,000 | 0,850 | 0,630 | 0,460 | 1,106 |
| 8,850 | 0,000 | 1,390 | 1,010 | 0,640 | 1,171 |
| 5,050 | 0,000 | 0,750 | 0,630 | 0,340 | 1,062 |
| 4,440 | 0,000 | 0,710 | 0,510 | 0,830 | 1,275 |
| 9,920 | 0,000 | 1,880 | 1,210 | 1,050 | 1,365 |
| 14,980 | 0,000 | 2,470 | 1,480 | 1,120 | 1,096 |
| 4,430 | 0,000 | 0,300 | 0,520 | 0,950 | 1,566 |
| 1,490 | 0,000 | 0,400 | 0,230 | 1,020 | 1,250 |
| 8,960 | 0,000 | 1,580 | 1,070 | 0,890 | 1,416 |
| 11,240 | 0,000 | 1,520 | 1,240 | 0,480 | 1,859 |
| 7,760 | 0,000 | 1,310 | 0,880 | 0,980 | 1,271 |
| 11,800 | 0,000 | 1,850 | 1,350 | 0,960 | 1,043 |
| 5,410 | 0,000 | 0,900 | 0,650 | 0,520 | 1,137 |
| 6,930 | 0,000 | 1,110 | 0,810 | 0,710 | 1,161 |
| 35,650 | 8,590 | 1,240 | 2,480 | 0,240 | 0,895 |
| 6,190 | 0,000 | 1,000 | 0,740 | 0,480 | 1,096 |
| 4,470 | 0,000 | 0,750 | 0,530 | 0,310 | 1,148 |
| 2,560 | 0,000 | 0,340 | 0,320 | 0,810 | 1,545 |
| 11,420 | 0,000 | 1,840 | 1,190 | 0,810 | 1,118 |
| 3,260 | 0,000 | 0,540 | 0,410 | 0,340 | 1,141 |
| 5,150 | 0,000 | 0,830 | 0,600 | 0,460 | 1,172 |
| 4,860 | 0,000 | 0,780 | 0,570 | 0,480 | 1,130 |
| 9,680 | 0,000 | 1,480 | 1,050 | 0,720 | 1,125 |
| 3,600 | 0,000 | 0,600 | 0,450 | 0,380 | 1,166 |
| 7,470 | 0,000 | 1,230 | 0,880 | 0,600 | L023 |
| 8,150 | 0,000 | 1,070 | 0,910 | 0,500 | 1,129 |
| 6,500 | 0,000 | 1,020 | 0,740 | 0,480 | 1,080 |

Tabla 6.3. Análisis químicos de la Hoja de Béjar (553). Elementos trazas

| Referencias | Li | Rb | Cs | Be | Sr | Ba | |
|-------------|--------|---------|--------|-------|---------|---------|--|
| AD-1 | 70,027 | 155,990 | 8,676 | 2,699 | 103,841 | 260,400 | |
| AD-2 | 55,806 | 156,175 | 7,651 | 2,547 | 116,575 | 383,674 | |
| AD-3 | 45,158 | 116,272 | 8,245 | 3,030 | 137,702 | 651,214 | |
| AD-4 | 69,795 | 143,447 | 8,752 | 3,640 | 177,956 | 415,432 | |
| AD-5 | 63,215 | 139,244 | 12,66 | 3,895 | 109,670 | 371,372 | |
| AD-6 | 58,807 | 104,472 | 8,021 | 2,766 | 152,673 | 721,377 | |
| AD-9006 | 48,495 | 130,089 | 7,738 | 2,412 | 100,678 | 339,021 | |
| AD-9010 | 107,79 | 204,219 | 13,111 | 4,185 | 186,260 | 393,614 | |
| AD-9011 | 38,582 | 138,702 | 5,504 | 1,922 | 171,342 | 1092,48 | |
| AD-9017 | 50,132 | 142,469 | 4,829 | 2,679 | 285,767 | 616,471 | |
| AD-9022 | 178,50 | 168,045 | 26,111 | 3,220 | 28,322 | 115,727 | |
| AD-9031 | 69,828 | 169,892 | 14,373 | 1,959 | 32,538 | 118,852 | |
| AD-9065 | 93,718 | 111,249 | 14,178 | 3,766 | 107,212 | 386,943 | |
| AD-9090 | 76,469 | 119,295 | 9,607 | 3,905 | 133,374 | 547,195 | |
| AD-9091 | 98,951 | 162,101 | 14,308 | 2,398 | 152,541 | 552,827 | |
| LR-9019 | 56,765 | 14,998 | 1,557 | 4,062 | 140,612 | 426,384 | |
| LR-9501 | 66,567 | 122,112 | 9,682 | 4,407 | 80,241 | 397,954 | |
| LR-9502 | 68,616 | 150,926 | 9,485 | 2,631 | 125,329 | 482,587 | |
| LR-9505 | 21,429 | 45,907 | 6,209 | 0,639 | 245,522 | 293,570 | |
| LR-9507 | 48,413 | 131,511 | 6,567 | 2,940 | 118,238 | 489,263 | |
| LR-9512 | 57,218 | 157,828 | 9,531 | 2,175 | 106,618 | 458,782 | |
| LR-9513 | 39,733 | 152,300 | 4,625 | 2,020 | 53,702 | 251,016 | |
| LS-9004 | 54,955 | 145,398 | 8,405 | 2,810 | 238,961 | 650,921 | |
| LS-9006 | 73,649 | 153,763 | 11,160 | 3,789 | 93,854 | 448,476 | |
| LS-9008 | 55,886 | 142,461 | 7,883 | 4,413 | 109,380 | 463,243 | |
| LS-9009 | 86,152 | 145,142 | 11,242 | 4,606 | 90,927 | 372,567 | |
| LS-9012 | 69,692 | 104,209 | 3,812 | 3,509 | 369,271 | 596,673 | |
| LS-9014 | 81,931 | 140,583 | 12,110 | 3,466 | 83,312 | 440,125 | |
| LS-9017 | 61,919 | 121,020 | 8,544 | 2,897 | 146,779 | 888,925 | |
| LS-9028 | 92,621 | 157,626 | 10,635 | 4,071 | 129,218 | 386,224 | |
| LS-9032 | 79,911 | 157,002 | 13,624 | 3,701 | 118,907 | 481,724 | |

| | Sc | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn |
|--|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 9,414 | 37,284 | 18,911 | 90,626 | 7,605 | 2,959 | 66,861 |
| | 7,652 | 29,325 | 14,494 | 92,400 | 6,195 | 3,304 | 54,023 |
| | 6,766 | 30,327 | 15,654 | 83,904 | 6,388 | 2,729 | 50,087 |
| | 12,570 | 59,023 | 29,399 | 98,789 | 11,08 | 15,976 | 85,022 |
| | 7,249 | 30,987 | 16,415 | 96,109 | 6,355 | 3,426 | 55,603 |
| | 10,855 | 54,850 | 26,064 | 75,195 | 13,15 | 9,452 | 79,207 |
| | 6,962 | 25,869 | 15,569 | 111,73 | 6,480 | 1,982 | 50,359 |
| | 4,714 | 22,481 | 11,613 | 98,029 | 4,553 | 3,010 | 71,241 |
| | 17,235 | 84,487 | 51,569 | 85,692 | 24,418 | 20,854 | 121,457 |
| | 14,732 | 96,921 | 68,996 | 79,273 | 39,334 | 16,329 | 107,005 |
| | 3,876 | 9,448 | 6,037 | 103,52 | 3,492 | 3,483 | 58,914 |
| | 3,346 | 11,572 | 8,607 | 79,097 | 3,224 | 2,429 | 36,190 |
| | 9,362 | 71,144 | 47,340 | 99,127 | 23,829 | 22,490 | 116,657 |
| | 15,046 | 95,497 | 75,878 | 100,15 | 39,143 | 33,791 | 110,383 |
| | 8,215 | 47,260 | 23,622 | 63,348 | 9,268 | 11,235 | 89,335 |
| | 12,853- | 71,991 | 37,930 | 29,648 | 15,248 | 3,506 | 101,687 |
| | 6,292 | 30,614 | 17,923 | 89,650 | 7,695 | 5,934 | 67,490 |
| | 8,764 | 38,724 | 24,546 | 97,457 | 9,794 | 6,747 | 74,223 |
| | 18,726 | 120,321 | 313,20 | 92,094 | 235,66 | 46,68 | 102,632 |
| | 8,107 | 34,267 | 23,103 | 104,02 | 8,728 | 10,05 | 59,482 |
| | 5,845 | 24,663 | 15,037 | 116,94 | 6,973 | 2,322 | 52,316 |
| | 4,778 | 9,116 | 7,562 | 89,498 | 2,771 | 2,718 | 42,578 |
| | 11,798 | 67,983 | 42,422 | 100,55 | 43,825 | 7,353 | 100,58 |
| | 4,531 | 15,467 | 10,493 | 95,556 | 4,845 | 3,913 | 43,487 |
| | 6,883 | 26,826 | 18,680 | 92,315 | 8,540 | 56,89 | 79,371 |
| | 5,895 | 26,085 | 17,873 | 78,435 | 8,049 | 3,645 | 63,576 |
| | 11,655 | 56,824 | 32,399 | 61,663 | 12,435 | 14,750 | 82,377 |
| | 4,517 | 17,043 | 11,373 | 99,549 | 4,974 | 11,638 | 46,308 |
| | 9,765 | 46,673 | 24,861 | 94,219 | 10,167 | 9,028 | 71,973 |
| | 9,596 | 41,047 | 24,334 | 99,854 | 9,066 | 7,971 | 63,737 |
| | 8,285 | 36,430 | 22,774 | 81,711 | 9,453 | 5,926 | 59,300 |

Tabla 6.3. Análisis químicos de la Hoja de Béjar (553). Elementos trazas (continuación)

| Referencias | Ga | Y | Nb | Ta | Zr |
|-------------|--------|--------|--------|-------|---------|
| AD-1 | 19,027 | 47,068 | 13,027 | 1,494 | 158,049 |
| AD-2 | 18,134 | 27,297 | 10,482 | 1,334 | 127,818 |
| AD-3 | 17,073 | 12,850 | 8,785 | 1,217 | 117,693 |
| AD-4 | 23,471 | 30,516 | 15,472 | 1,718 | 193,109 |
| AD-5 | 19,079 | 19,453 | 11,033 | 1,786 | 140,046 |
| AD-6 | 20,695 | 21,084 | 14,181 | 1,339 | 155,472 |
| AD-9006 | 17,331 | 27,699 | 9,820 | 1,251 | 121,817 |
| AD-9010 | 20,926 | 9,007 | 11,214 | 1,642 | 107,770 |
| AD-9011 | 20,653 | 23,104 | 15,249 | 1,120 | 66,218 |
| AD-9017 | 21,159 | 31,530 | 17,282 | 1,217 | 153,144 |
| AD-9022 | 17,642 | 6,922 | 7,601 | 1,511 | 54,062 |
| AD-9031 | 17,078 | 5,850 | 10,494 | 1,823 | 68,584 |
| AD-9065 | 22,312 | 20,494 | 13,985 | 1,690 | 79,253 |
| AD-9090 | 21,235 | 12,456 | 13,472 | 1,361 | 65,228 |
| AD-9091 | 21,439 | 16,783 | 14,463 | 1,718 | 166,408 |
| LR-9019 | 29,349 | 25,973 | 19,413 | 1,789 | 245,371 |
| LR-9501 | 17,718 | 13,459 | 11,973 | 1,741 | 133,484 |
| LR-9502 | 19,955 | 20,347 | 14,361 | 1,554 | 159,314 |
| LR-9505 | 12,531 | 14,196 | 5,189 | 0,389 | 51,449 |
| LR-9507 | 18,314 | 22,852 | 12,828 | 1,558 | 154,952 |
| LR-9512 | 17,089 | 17,360 | 8,460 | 1,209 | 149,262 |
| LR-95t3 | 14,542 | 8,514 | 6,755 | 0,935 | 52,741 |
| LS-9004 | 19,974 | 24,429 | 12,922 | 1,239 | 152,565 |
| LS-9006 | 18,424 | 12,602 | 11,231 | 1,818 | 124,694 |
| LS-9008 | 18,085 | 28,567 | 11,557 | 1,575 | 134,231 |
| LS-9009 | 17,725 | 15,548 | 11,479 | 1,717 | 131,598 |
| LS-9012 | 20,724 | 24,925 | 14,883 | 1,529 | 184,877 |
| LS-9014 | 18,304 | 11,633 | 11,924 | 6,232 | 129,215 |
| LS-9017 | 19,058 | 17,950 | 12,191 | 1,312 | 146,351 |
| LS-9028 | 19,536 | 26,796 | 12,594 | 1,714 | 152,222 |
| LS-9032 | 17,421 | 19,401 | 11,368 | 1,618 | 137,973 |

| Hf | Mo | Sn | Tl | Pb | U | Th |
|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| 4,660 | 0,122 | 4,977 | 1,004 | 28,328 | 4,026 | 18,252 |
| 3,723 | 0,074 | 4,407 | 0,940 | 30,919 | 3,125 | 15,747 |
| 3,652 | 0,130 | 5,626 | 0,906 | 27,450 | 1,603 | 9,988 |
| 5,305 | 0,459 | 5,673 | 0,963 | 19,507 | 4,376 | 14,411 |
| 4,154 | 0,110 | 8,161 | 0,989 | 24,876 | 3,227 | 12,767 |
| 4,211 | 0,218 | 5,150 | 0,911 | 21,164 | 1,922 | 13,593 |
| 3,657 | 1,016 | 4,970 | 0,885 | 31,444 | 4,303 | 14,092 |
| 3,240 | 0,516 | 9,836 | 1,490 | 25,337 | 4,163 | 8,076 |
| 1,729 | 1,023 | 3,907 | 0,917 | 32,587 | 2,851 | 17,770 |
| 3,510 | 1,732 | 2,666 | 0,761 | 13,484 | 2,793 | 12,524 |
| 1,823 | 0,403 | 13,569 | 1,179 | 21,607 | 4,380 | 1,805 |
| 2,248 | 0,384 | 12,797 | 1,107 | 21,965 | 5,727 | 3,359 |
| 2,174 | 0,974 | 7,549 | 1,053 | 21,204 | 3,626 | 17,337 |
| 1,923 | 1,208 | 6,302 | 0,847 | 24,593 | 3,385 | 8,485 |
| 4,667 | 0,971 | 9,892 | 1,339 | 27,906 | 5,346 | 17,212 |
| 6,872 | 0,444 | 6,286 | 0,480 | 11,618 | 2,670 | 22,020 |
| 3,997 | 0,121 | 9,122 | 1,119 | 26,935 | 3,342 | 10,117 |
| 4,597 | 0,514 | 5,850 | 1,063 | 22,627 | 2,972 | 15,602 |
| 1,598 | 0,951 | 1,211 | 0,365 | 4,435 | 0,470 | 2,328 |
| 4,634 | 1,278 | 9,733 | 1,027 | 27,852 | 5,461 | 15,433 |
| 4,359 | 0,426 | 5,404 | 1,008 | 28,704 | 3,659 | 18,864 |
| 1,629 | 0,386 | 5,379 | 1,008 | 34,047 | 3,499 | 2,620 |
| 3,635 | 0,447 | 5,662 | 0S99 | 18,778 | 1,631 | 16,881 |
| 3,929 | 0,444 | 7,336 | 1,129 | 26,236 | 4,726 | 12,275 |
| 3,904 | 0,878 | 13,181 | 1,006 | 26,245 | 9,054 | 14,282 |
| 4,107 | 0,442 | 7,704 | 1,123 | 26,295 | 2,991 | 12,096 |
| 5,141 | 0,575 | 6,010 | 0,687 | 24,031 | 3,107 | 16,948 |
| 4,027 | 0,455 | 9,735 | 1,142 | 26,023 | 4,022 | 11,674 |
| 3,995 | 1,097 | 6,320 | 0,930 | 24,889 | 3,707 | 11,426 |
| 4,442 | 0,556 | 9,071 | 1,060 | 23,612 | 3,796 | 15,172 |
| 4,080 | 1,025 | 9,740 | 1,034 | 24,905 | 4,486 | 13,181 |

Tabla 6.4. Análisis químicos de la Hoja de Béjar (553). Tierras raras

| Referencias | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd |
|-------------|--------|---------|--------|--------|-------|-------|-------|
| AD-1 | 28,746 | 66,484 | 7,983 | 29,245 | 7,160 | 0,628 | 7,261 |
| AD-2 | 28,191 | 65,321 | 7,516 | 26,568 | 5,870 | 0,765 | 4,899 |
| AD-3 | 20,367 | 49,327 | 5,666 | 20,456 | 4,171 | 0,935 | 3,103 |
| AD-4 | 35,985 | 79,092 | 9,493 | 34,805 | 7,210 | 1,136 | 5,617 |
| AD-5 | 22,480 | 57,415 | 6,163 | 22,004 | 4,932 | 0,729 | 4,101 |
| AD-6 | 28,992 | 69,135 | 7,942 | 29,550 | 6,198 | 1,112 | 5,014 |
| AD-9006 | 22,475 | 51,771 | 6,190 | 22,085 | 5,208 | 0,640 | 4,568 |
| AD-9010 | 13,206 | 30,900 | 3,769 | 14,184 | 3,348 | 0,457 | 3,018 |
| AD-9011 | 40,771 | 100,565 | 11,430 | 42,755 | 9,084 | 1,611 | 7,111 |
| AD-9017 | 54,844 | 116,561 | 13,923 | 50,740 | 9,637 | 1,583 | 7,677 |
| AD-9022 | 3,393 | 7,695 | 1,109 | 4,491 | 1,433 | 0,193 | 1,589 |
| AD-9031 | 6,324 | 14,254 | 1,923 | 7,192 | 1,992 | 0,250 | 1,781 |
| AD-9065 | 30,761 | 76,043 | 9,175 | 34,762 | 7,552 | 0,949 | 5,998 |
| AD-9090 | 22,718 | 55,401 | 5,751 | 21,121 | 4,371 | 0,724 | 3,414 |
| AD-9091 | 27,341 | 63,447 | 8,138 | 29,434 | 6,350 | 0,792 | 4,670 |
| LR-9019 | 35,196 | 83,058 | 9,559 | 35,308 | 7,218 | 1,040 | 5,827 |
| LR-9501 | 15,154 | 35,408 | 4,375 | 16,083 | 3,663 | 0,516 | 3,203 |
| LR-9502 | 30,950 | 79,117 | 8,040 | 28,445 | 5,954 | 0,809 | 4,902 |
| LR-9505 | 12,179 | 26,309 | 3,339 | 12,681 | 2,824 | 0,911 | 2,637 |
| LR-9507 | 27,104 | 74,279 | 7,360 | 26,199 | 5,767 | 0,746 | 4,836 |
| LR-9512 | 26,412 | 64,538 | 7,211 | 25,546 | 5,586 | 0,587 | 3,943 |
| LR-9513 | 5,485 | 13,492 | 1,685 | 6,251 | 1,796 | 0,394 | 1,748 |
| LS-9004 | 46,264 | 101,157 | 12,071 | 44,131 | 8,440 | 1,342 | 6,228 |
| LS-9006 | 19,718 | 44,508 | 5,021 | 17,659 | 3,821 | 0,512 | 3,107 |
| LS-9008 | 33,020 | 68,033 | 8,725 | 31,588 | 7,048 | 0,983 | 5,984 |
| IIS-9009 | 19,064 | 44,181 | 5,188 | 18,779 | 4,242 | 0,536 | 3,457 |
| LS- 9012 | 38,659 | 90,450 | 9,920 | 35,160 | 7,295 | 1,087 | 5,790 |
| LS-9014 | 17,493 | 38,324 | 4,501 | 15,954 | 3,509 | 0,451 | 3,015 |
| LS-9017 | 24,818 | 59,890 | 6,573 | 23,498 | 4,899 | 0,953 | 4,117 |
| LS-9028 | 31,337 | 71,776 | 8,178 | 29,411 | 6,248 | 0,798 | 5,203 |
| LS-9032 | 24,207 | 57,247 | 6,503 | 23,289 | 4,898 | 0,727 | 4,071 |

| | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | La _N /Lu _N | Eu/Eu* |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------|--------|
| | 1,178 | 7,598 | 1,544 | 4,434 | 0,699 | 4,243 | 0,619 | 4,921 | 0,267 |
| | 0,793 | 4,830 | 0,895 | 2,611 | 0,418 | 2,652 | 0,390 | 7,670 | 0,439 |
| | 0,438 | 2,298 | 0,425 | 1,477 | 0,358 | 2,685 | 0,396 | 5,404 | 0,800 |
| | 0,807 | 4,635 | 0,895 | 3,307 | 0,686 | 3,809 | 0,494 | 7,792 | 0,548 |
| | 0,637 | 3,703 | 0,661 | 1,881 | 0,296 | 1,929 | 0,297 | 7,951 | 0,497 |
| | 0,735 | 4,245 | 0,771 | 2,092 | 0,305 | 1,850 | 0,286 | 10,608 | 0,609 |
| | 0,785 | 4,876 | 0,926 | 2,618 | 0,399 | 2,354 | 0,347 | 6,815 | 0,401 |
| | 0,387 | 1,967 | 0,309 | 0,792 | 0,112 | 0,706 | 0,106 | 12,743 | 0,441 |
| | 1,011 | 5,184 | 0,842 | 2,155 | 0,310 | 1,894 | 0,270 | 16,023 | 0,613 |
| | 1,064 | 5,914 | 1,069 | 2,863 | 0,402 | 2,424 | 0,344 | 17,115 | 0,562 |
| | 0,261 | 1,552 | 0,264 | 0,674 | 0,106 | 0,690 | 0,101 | 3,597 | 0,386 |
| | 0,277 | 1,397 | 0,226 | 0,531 | 0,083 | 0,474 | 0,073 | 9,580 | 0,406 |
| | 0,811 | 4,466 | 0,746 | 1,966 | 0,277 | 1,637 | 0,236 | 13,600 | 0,432 |
| | 0,493 | 2,668 | 0,459 | 1,153 | 0,174 | 1,087 | 0,162 | 15,068 | 0,571 |
| | 0,651 | 3,437 | 0,609 | 1,611 | 0,241 | 1,419 | 0,214 | 13,815 | 0,444 |
| | 0,900 | 5,359 | 1,004 | 2,756 | 0,401 | 2,462 | 0,389 | 9,577 | 0,490 |
| | 0,485 | 2,747 | 0,512 | 1,445 | 0,229 | 1,429 | 0,235 | 6,990 | 0,465 |
| | 0,715 | 3,911 | 0,694 | 1,856 | 0,274 | 1,659 | 0,258 | 12,631 | 0,459 |
| | 0,412 | 2,442 | 0,480 | 1,365 | 0,218 | 1,360 | 0,210 | 6,154 | 1,020 |
| | 0,746 | 4,367 | 0,806 | 2,231 | 0,347 | 2,280 | 0,351 | 8,216 | 0,434 |
| | 0,591 | 3,288 | 0,595 | 1,764 | 0,286 | 1,820 | 0,276 | 10,009 | 0,385 |
| | 0,287 | 1,871 | 0,320 | 0,918 | 0,147 | 0,971 | 0,151 | 3,894 | 0,672 |
| | 0,869 | 4,533 | 0,823 | 2,207 | 0,339 | 2,062 | 0,306 | 15,835 | 0,565 |
| | 0,449 | 2,475 | 0,435 | 1,245 | 0,195 | 1,232 | 0,188 | 11,013 | 0,453 |
| | 0,973 | 5,667 | 1,024 | 2,735 | 0,426 | 2,653 | 0,385 | 8,984 | 0,462 |
| | 0,521 | 2,962 | 0,543 | 1,554 | 0,242 | 1,599 | 0,239 | 8,427 | 0,431 |
| | 0,865 | 4,773 | 0,866 | 2,354 | 0,350 | 2,207 | 0,345 | 12,066 | 0,513 |
| | 0,429 | 2,278 | 0,408 | 1,165 | 0,186 | 1,152 | 0,178 | 10,311 | 0,423 |
| | 0,602 | 3,503 | 0,634 | 1,778 | 0,276 | 1,720 | 0,255 | 10,130 | 0,647 |
| | 0,795 | 4,729 | 0,873 | 2,519 | 0,386 | 2,546 | 0,376 | 8,751 | 0,429 |
| | 0,634 | 3,609 | 0,670 | 1,891 | 0,308 | 1,930 | 0,289 | 8,859 | 0,500 |

TABLA DE SÍMBOLOS UTILIZADOS EN LAS FIGURAS (6.1 a 6.9)

| | |
|---|------------------|
| Rocas Básicas e intermedias | Círculos negros |
| Monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos | Círculos blancos |
| Granitos biotíticos con cordierita | Cruces |
| Leucogranito biotítico de Santibáñez de Béjar | Aspa |

En el conjunto litológico Béjar-Candelario:

| | |
|---|-------------------|
| Granodioritas biotíticas porfídicas | Cuadrados blancos |
| Leucogranitos de nódulos | Cuadrados negros |
| Granitoide inhomogéneo | Cruz |
| Granito de dos micas | Aspa |

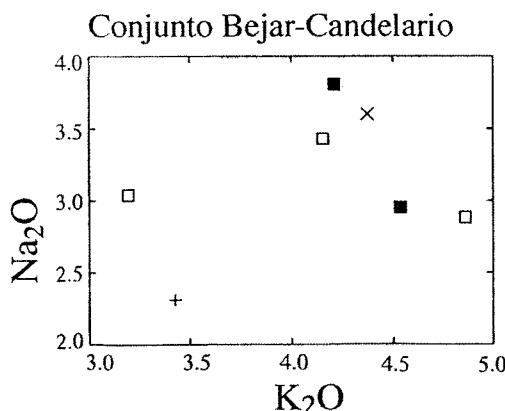
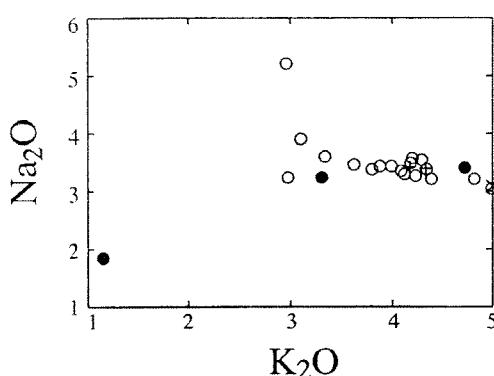


Figura 6.1. Diagrama binario $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

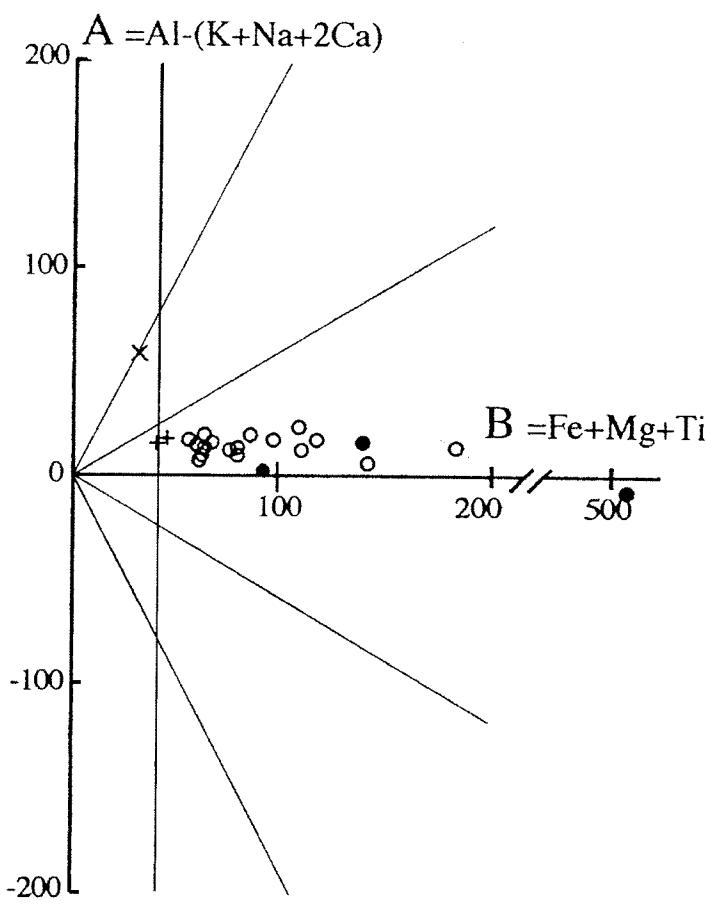


Figura 6.2. Diagrama tipológico de Debon & Le Fort (1982).

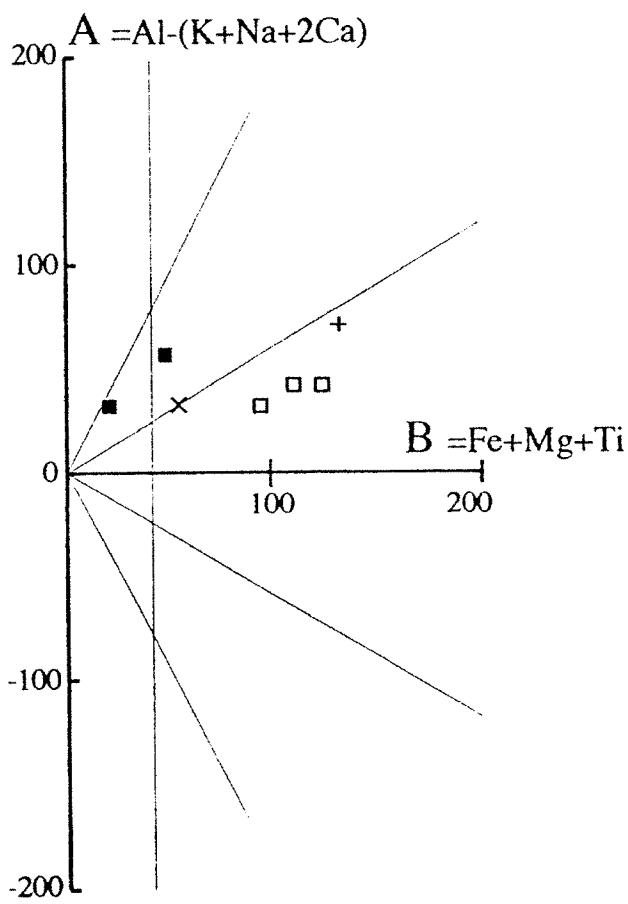


Figura 6.3. Diagrama tipológico de Debon & Le Fort (1982), para el conjunto litológico de Béjar-Candelario.

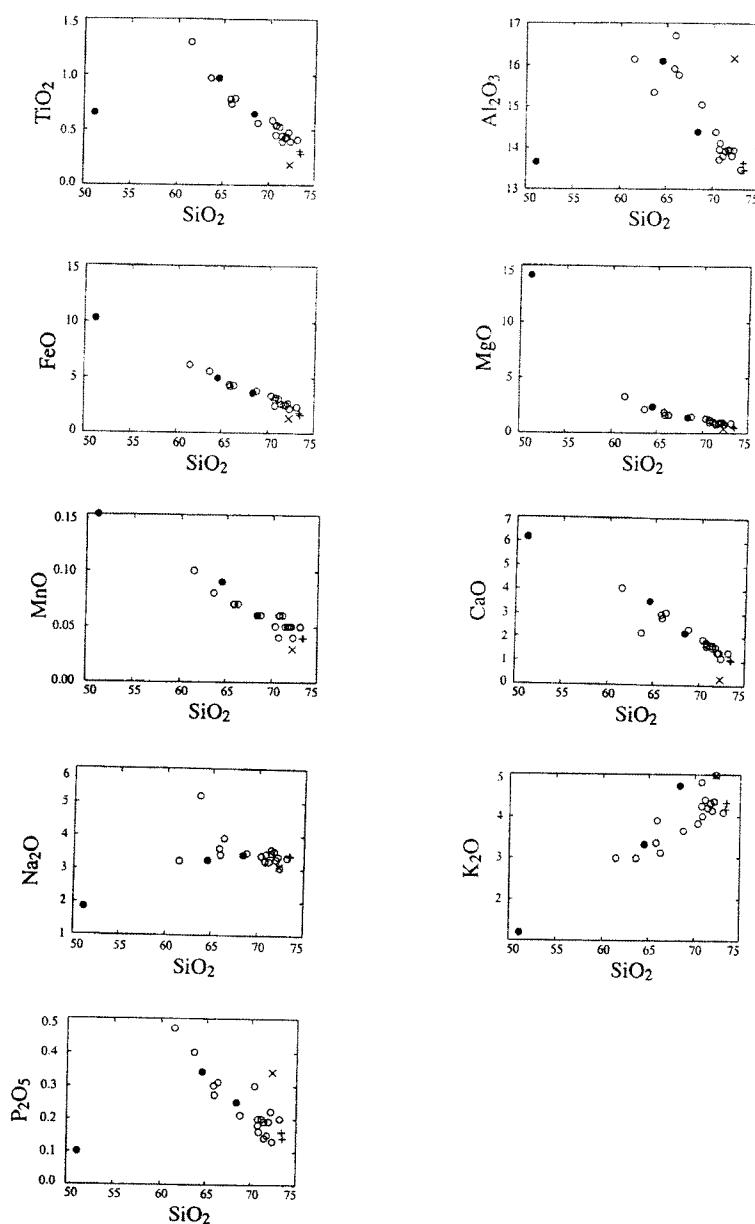


Figura 6.4. Diagramas binarios de $\text{SiO}_2/$. Elementos mayores.

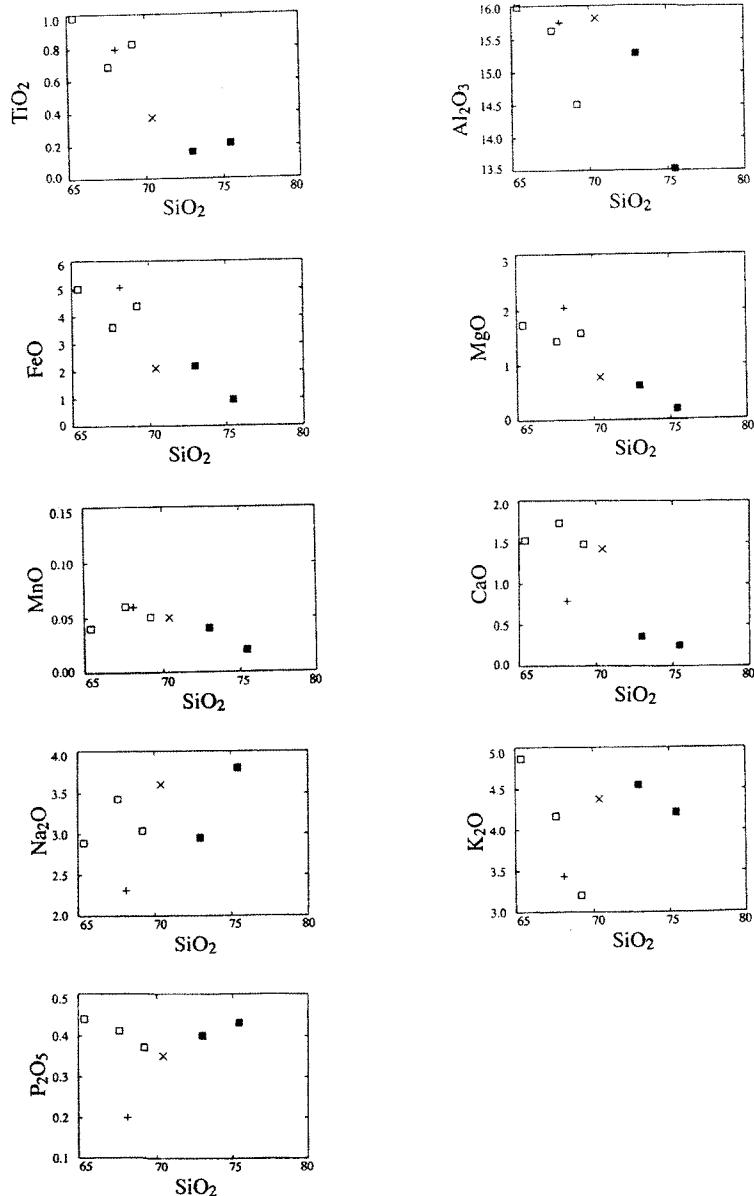


Figura 6.5. Diagramas binarios de $\text{SiO}_2/$. Elementos mayores, correspondientes al conjunto litológico de Béjar-Candelario.

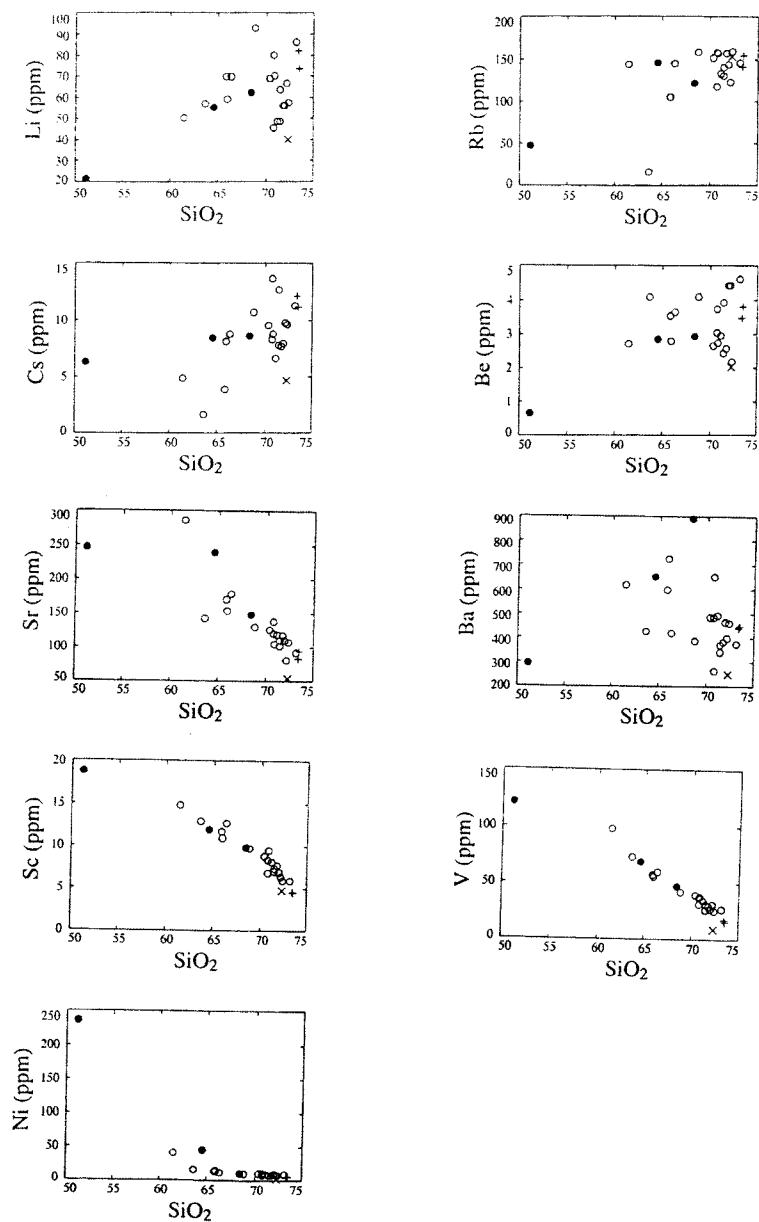


Figura 6.6. Diagramas binarios de SiO_2 /Elementos trazas.

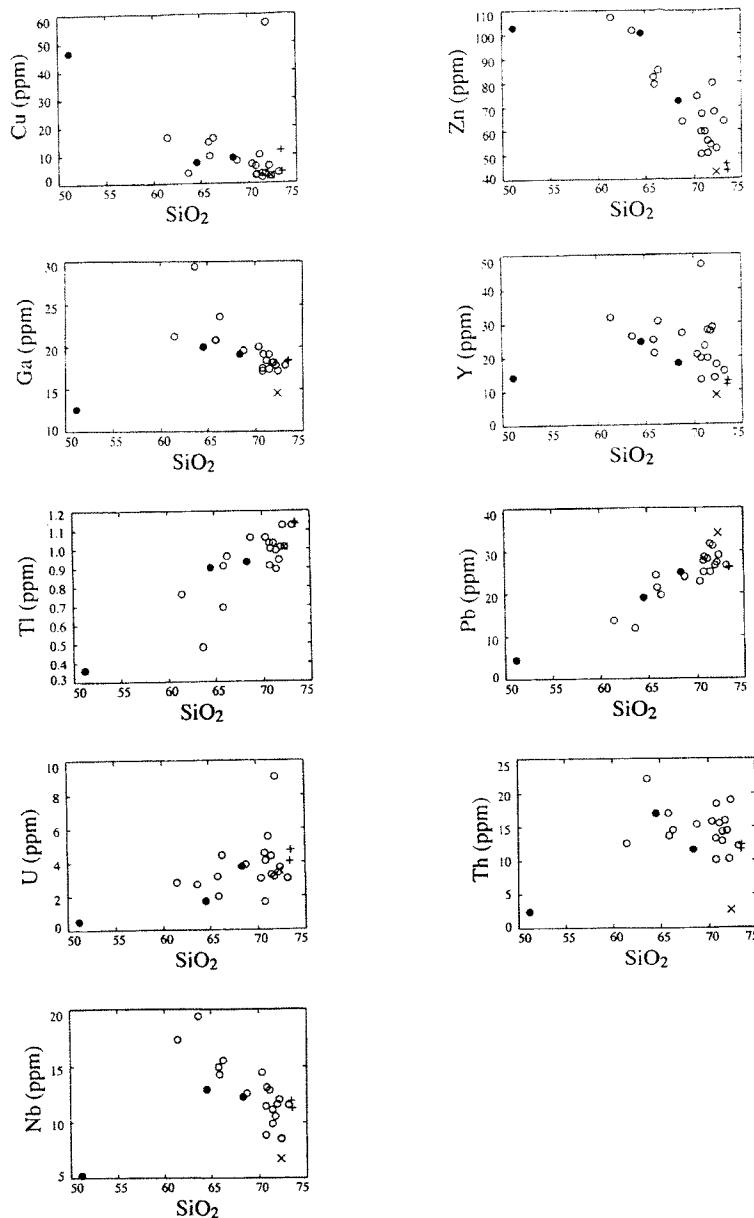


Figura 6.6. Diagramas binarios de $\text{SiO}_2/$. Elementos trazas (continuación).

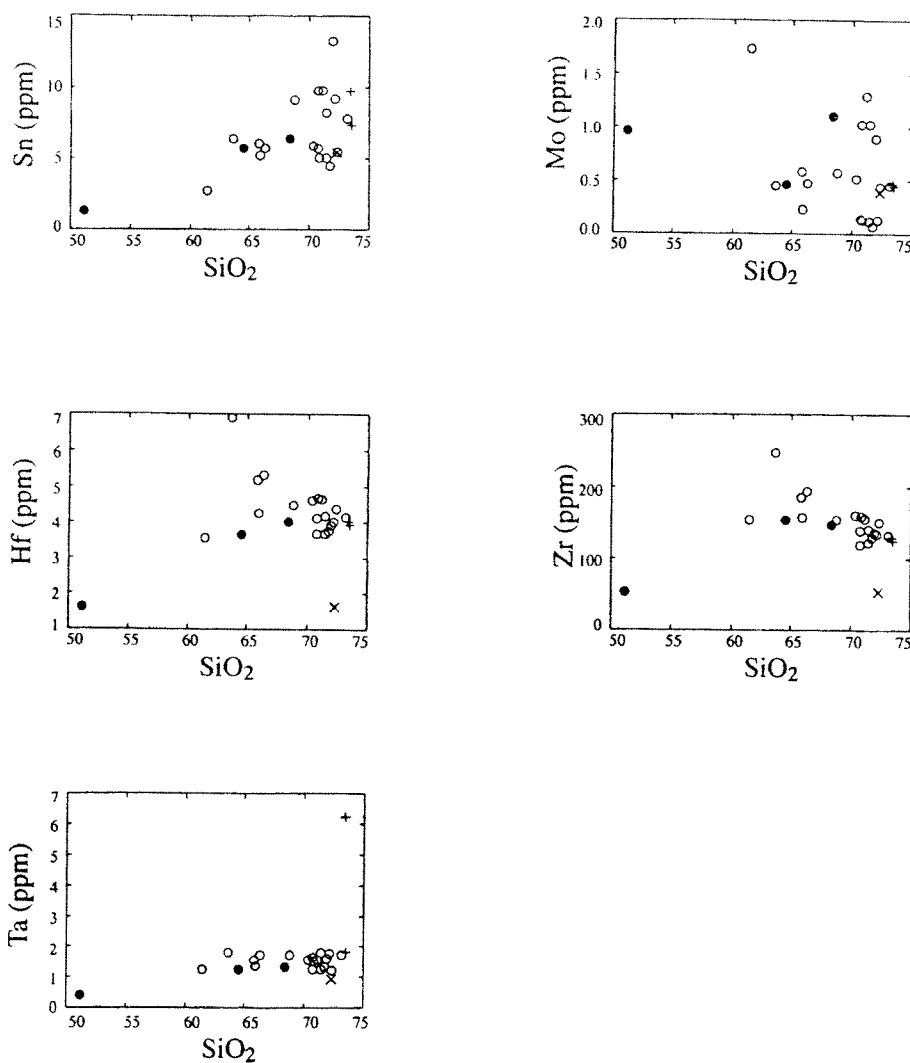


Figura 6.6. Diagramas binarios de SiO_2 / Elementos trazas (continuación).

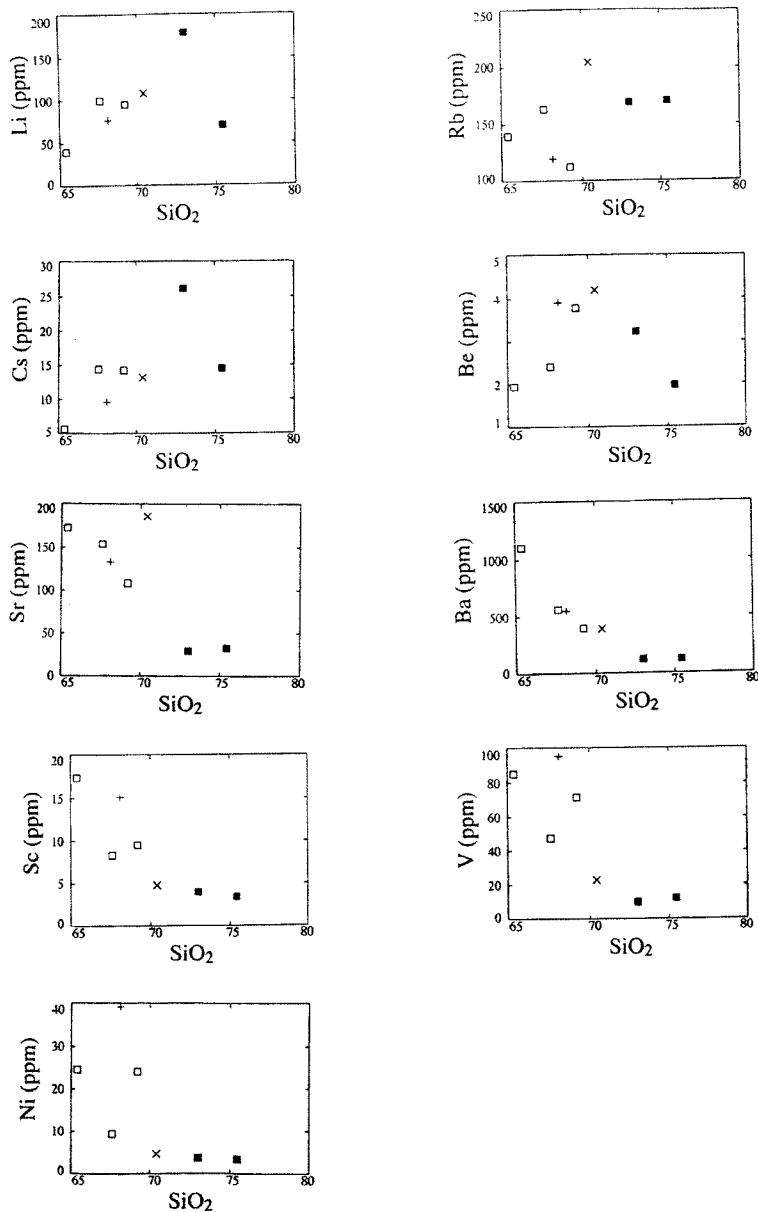


Figura 6.7. Diagramas binarios de SiO_2 /Elementos trazas, correspondientes al conjunto litológico de Béjar-Candelario.

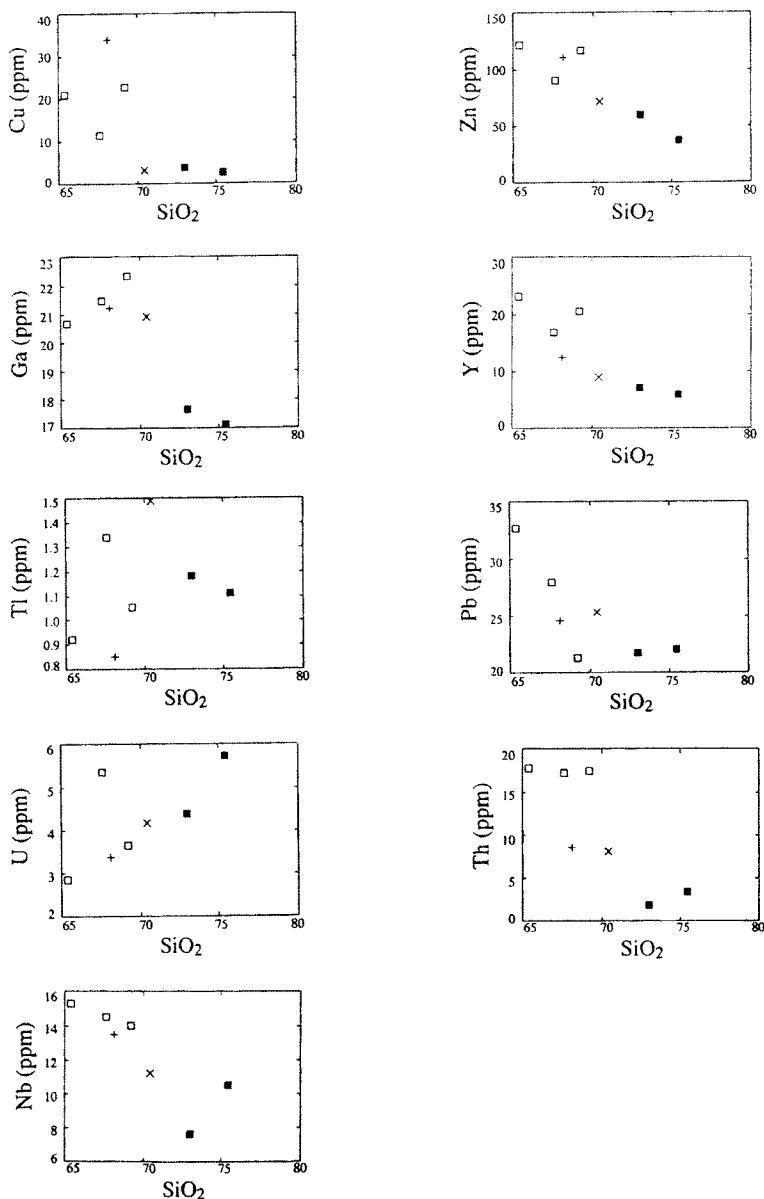


Figura 6.7. Diagramas binarios de $\text{SiO}_2/$. Elementos trazas, correspondientes al conjunto litológico de Béjar-Candelario (continuación).

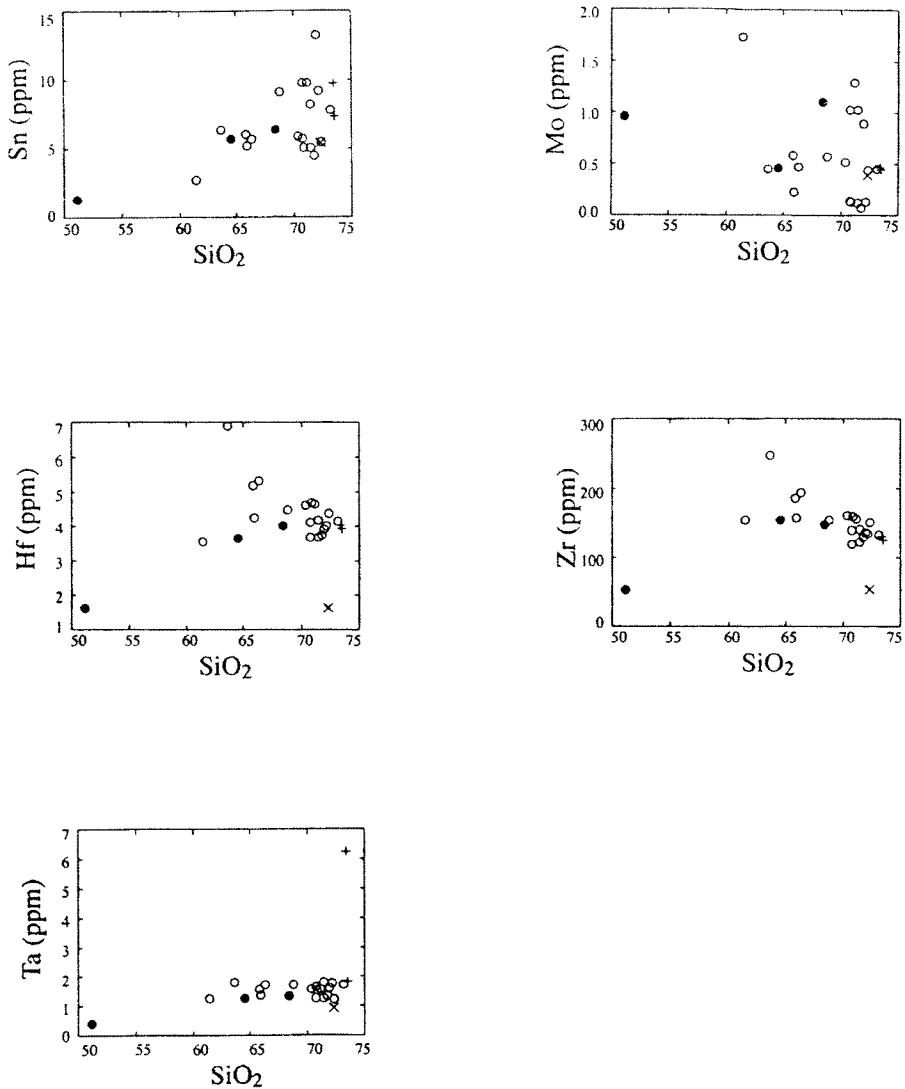


Figura 6.7. Diagramas binarios de $\text{SiO}_2/$. Elementos trazas, correspondientes al conjunto litológico de Béjar-Candelario (continuación).

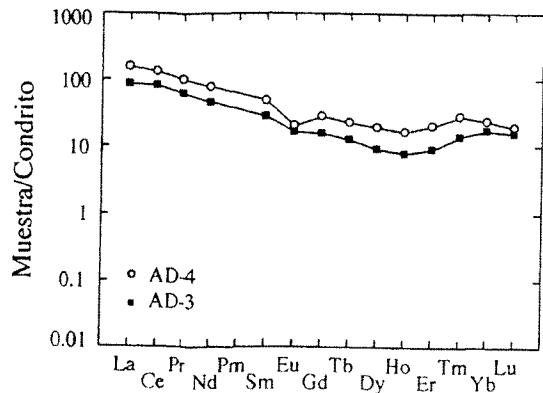
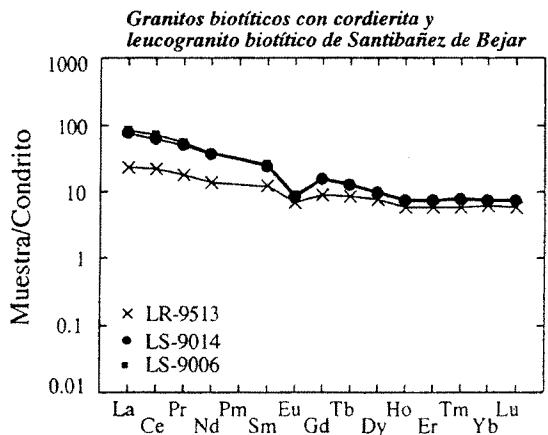
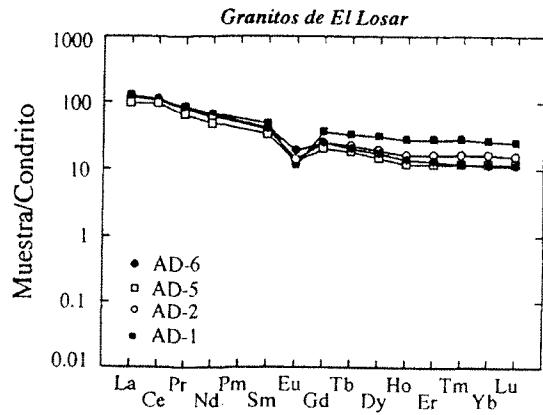
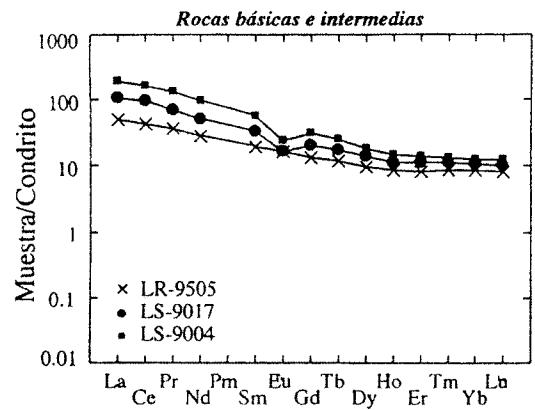


Figura 6.8. Diagramas de Tierras Raras.

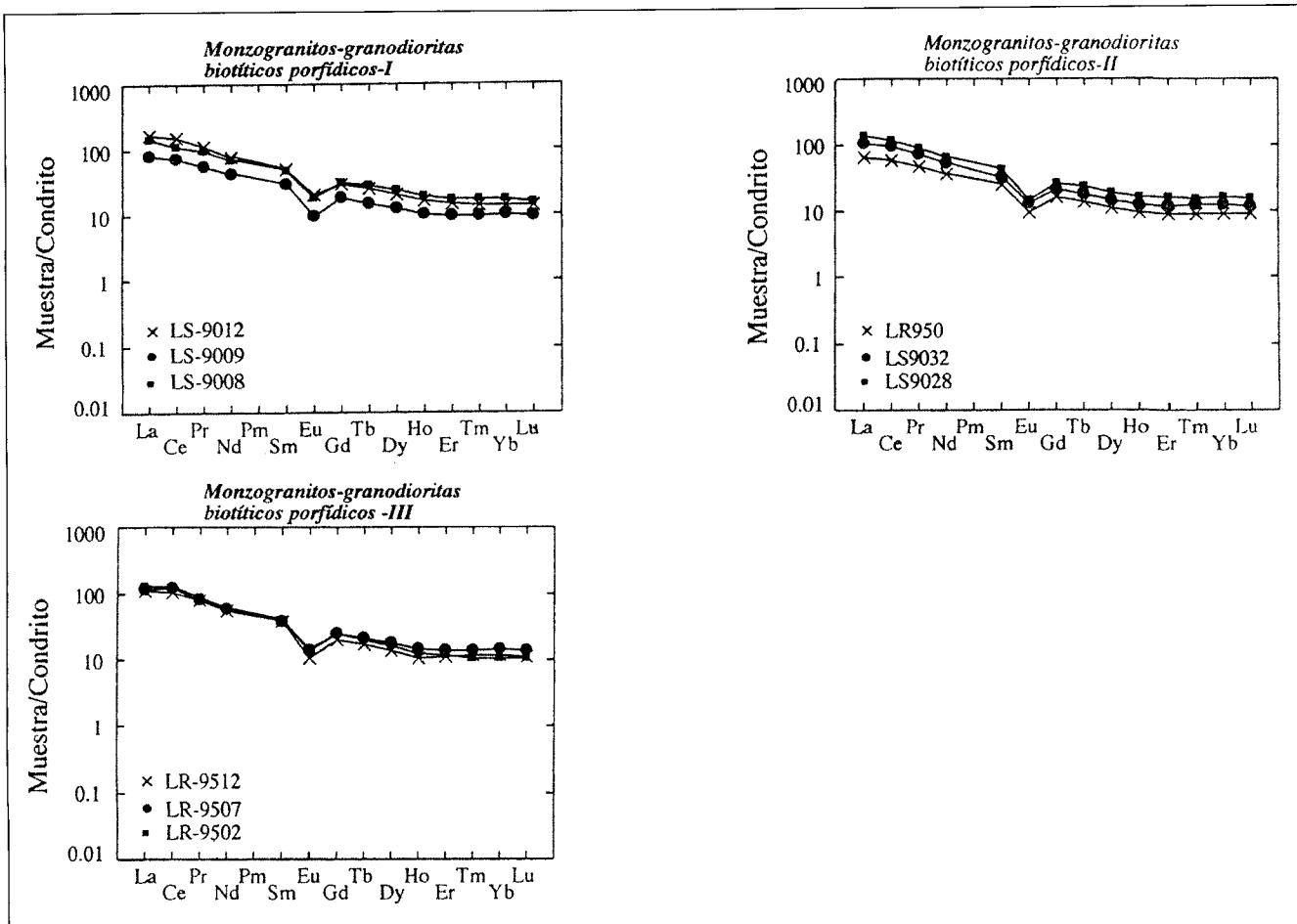


Figura 6.8. Diagramas de Tierras Raras (continuación).

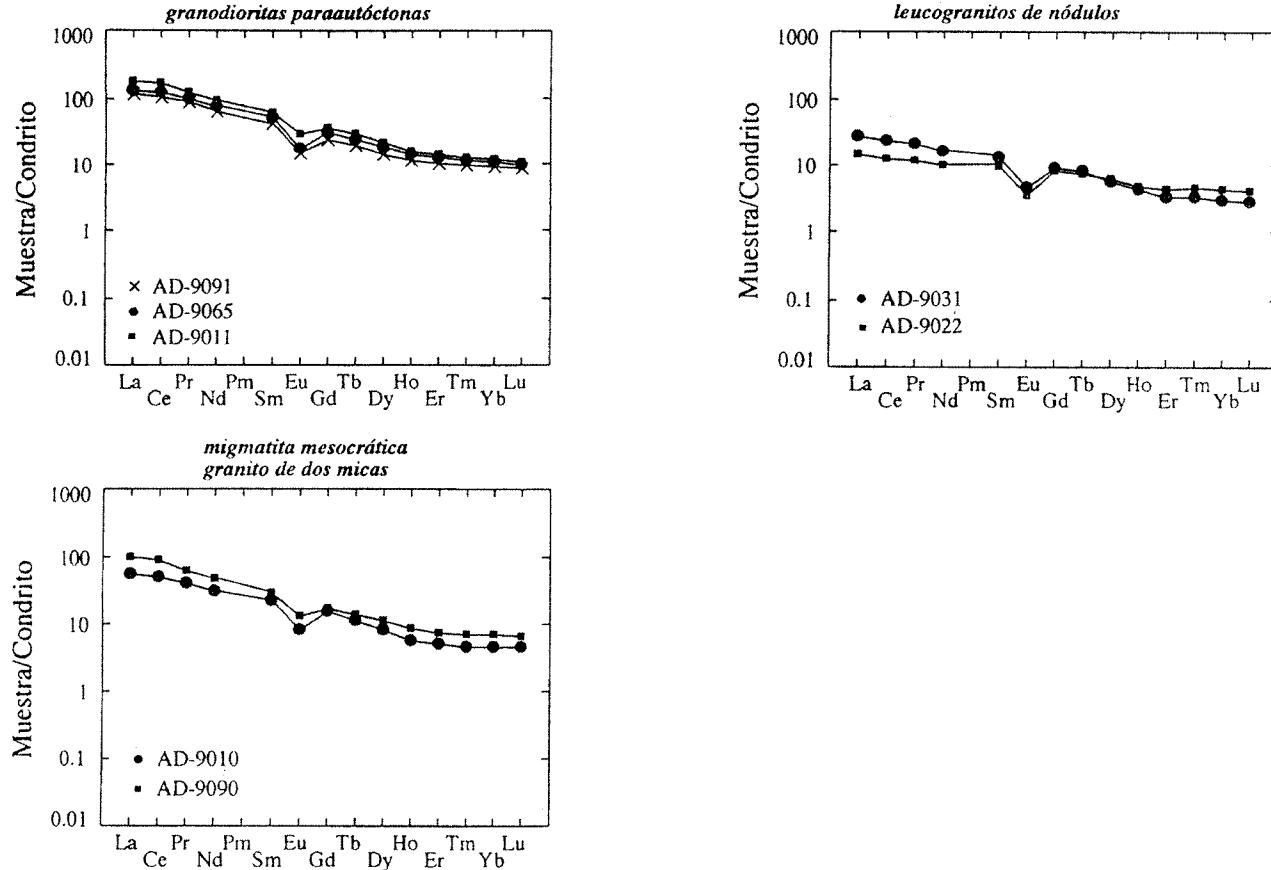


Figura 6.9. Diagramas de Tierras Raras para el conjunto litológico de Béjar-Candelario.

6.3. GEOQUÍMICA MINERAL

A continuación se describen brevemente las características más importantes de los minerales analizados. Los datos obtenidos se muestran en la tabla 6.5.

Muestra AD-6

Se han analizado biotita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es poco aluminosa y moderadamente magnesiana. La plagioclasa está zonada, con núcleos en torno a An_{46-48} y bordes en torno a An_{30-35} . La fase potásica del feldespato potásico es muy pobre en componente albítico.

Muestra AD-9011

Se han analizado biotita, cordierita, moscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es aluminosa y moderadamente magnesiana. La cordierita es moderadamente magnesiana, y tiene un elevado contenido en sodio, lo que es una característica típica de las cordieritas en equilibrio con un fundido magmático. La moscovita es muy pobre en Ti y Fe, y parece totalmente secundaria. La plagioclasa está moderadamente zonada, con núcleos en torno a An_{35-38} y bordes en torno a An_{30} . La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos variables de componente albítico.

Muestra AD-9022

Se han analizado biotita, moscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es pobre en Ti, muy aluminosa y ferrosa. La moscovita es pobre en Ti y Fe, y parece totalmente secundaria. La plagioclasa consiste en oligoclasa ácida ($An \approx 12-15\%$). La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos bajos del componente albítico.

Muestra AD-9090

Se han analizado biotita, cordierita, moscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es rica en Ti, muy aluminosa y bastante magnesiana. La cordierita es moderadamente magnesiana, y tiene contenidos moderados de Na, característica común de cordieritas de rocas anatáticas. La moscovita es pobre en Ti y Fe, y parece totalmente secundaria. La plagioclasa está zonada, con núcleos de andesina ácida, An_{35-40} , y bordes de oligoclasa, An_{20-22} . La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos bajos del componente albítico.

Muestra LR-9505

Se han analizado, anfíbol, flogopita, ortopiroxeno, plagioclasa e ilmenita. El anfíbol está muy zonado y presenta un notable cambio de composición en el mismo cristal. Los núcleos de los cristales suelen estar formados por un anfíbol cálcico, rico en Ti, de afinidades kersutíticas. Este anfíbol está zonado pasando gradualmente a un anfíbol cálcico de tipo hornblenda. Las

coronas externas de los anfíboles están constituidas por anfíbol magnesiano de tipo cummingtonítico, cuyo contacto con el anfíbol cálcico del centro del cristal es discontinuo. Estas características son muy comunes en rocas básicas contaminadas por asimilación de material cortical. El ortopiroxeno, también una fase características de dichas rocas, consiste en una hiperstena magnesiana. La mica es también magnesiana, consistente en una biotita flogopítica. La ilmenita es manganesifera, típicamente magmática. La plagioclasa está muy zonada, con núcleos en torno a An_{88-82} y bordes en torno a An_{44} .

Muestra LR-9512

Se han analizado biotita, moscovita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es aluminosa y moderadamente magnesiana. La moscovita es pobre en Ti y Fe, y parece totalmente secundaria. La plagioclasa consiste en oligoclasa o andesina ácida ($An \approx 23-39\%$). La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos bajos en componente albítico.

Muestra LS-9004

Se han analizado biotita, turmalina, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es poco aluminosa y moderadamente magnesiana. La turmalina es una variedad de chorio magnesiano. La plagioclasa está muy zonada, con núcleos en torno a An_{60-50} y bordes en torno a An_{30-35} . La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos moderados de componente albítico.

Muestra LS-9028

Se han analizado biotita, plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es moderadamente aluminosa y magnesiana. La plagioclasa está muy zonada, con núcleos en torno a An_{40} , aunque se han identificado algunos cristales con An_{72} , y bordes en torno a An_{25-28} . La fase potásica del feldespato potásico tiene contenidos muy bajos de componente albítico.

Tabla 6.5. Composición de minerales de la Hoja n.º 553, Béjar

| Muestra | Mineral | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO |
|---------|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| AD-6 | biotita | 35,54 | 4,27 | 15,71 | 21,57 |
| AD-6 | biotita | 36,23 | 4,03 | 16,14 | 21,75 |
| AD-6 | biotita | 36,29 | 3,86 | 16,82 | 20,78 |
| AD-6 | biotita | 36,21 | 3,75 | 15,79 | 21,32 |
| AD-6 | biotita | 35,76 | 3,41 | 16,30 | 21,17 |
| AD-6 | Feldespato-K | 64,91, | 0,01 | 18,24 | 0,02 |
| AD-6 | Feldespato-K | 64,03 | 0,01 | 18,18 | 0,03 |
| AD-6 | plagioclasa1 borde | 65,36 | 0,01 | 18,68 | 0,00 |
| AD-6 | plagioclasa1 centro | 61,64 | 0,00 | 24,25 | 0,02 |
| AD-6 | plagioclasa2 centro | 59,14 | 0,00 | 25,46 | 0,03 |
| AD-6 | plagioclasa2 borde | 61,51 | 0,01 | 23,76 | 0,04 |
| AD-6 | plagioclasa3 | 60,76 | 0,03 | 24,52 | 0,00 |
| AD-6 | plagioclasa4 centro | 60,33 | 0,01 | 24,84 | 0,03 |
| AD-6 | plagioclasa borde | 62,21 | 0,01 | 23,45 | 0,04 |
| | | | | | |
| AD-9011 | biotita | 34,85 | 4,15 | 18,40 | 21,24 |
| AD-9011 | biotita | 35,19 | 3,59 | 18,76 | 20,80 |
| AD-9011 | biotita | 34,87 | 3,90 | 18,52 | 21,15 |
| AD-9011 | biotita | 36,45 | 0,05 | 20,05 | 18,22 |
| AD-9011 | biotita | 35,19 | 4,12 | 18,59 | 21,27 |
| AD-9011 | biotita | 35,02 | 3,39 | 19,25 | 20,80 |
| AD-9011 | cordierita (alterada) | 40,64 | 0,02 | 29,06 | 8,31 |
| AD-9011 | cordierita | 47,32 | 0,00 | 31,67 | 10,51 |
| AD-9011 | cordierita | 48,47 | 0,00 | 32,29 | 10,64 |
| AD-9011 | cordierita | 47,88 | 0,00 | 35,33 | 9,82 |
| AD-9011 | cordierita | 48,41 | 0,02 | 32,61 | 10,68 |
| AD-9011 | Feldespato-K | 64,59 | 0,00 | 18,70 | 0,01 |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,13 | 0,02 | 18,76 | 0,03 |
| AD-9011 | moscovita | 48,58 | 0,02 | 32,57 | 10,52 |
| AD-9011 | moscovita | 48,39 | 0,00 | 32,33 | 10,36 |
| AD-9011 | moscovita | 46,57 | 0,02 | 35,79 | 1,04 |
| AD-9011 | moscovita | 47,96 | 0,02 | 32,08 | 10,67 |
| AD-9011 | moscovita | 48,35 | 0,00 | 32,25 | 10,74 |
| AD-9011 | moscovita | 45,80 | 0,00 | 35,24 | 1,21 |
| AD-9011 | moscovita | 46,38 | 0,00 | 35,94 | 1,00 |
| AD-9011 | moscovita | 45,91 | 0,00 | 35,48 | 0,95 |
| AD-9011 | moscovita | 48,22 | 0,02 | 32,42 | 10,70 |
| AD-9011 | moscovita | 47,90 | 0,00 | 32,27 | 10,91 |
| AD-9011 | moscovita | 46,46 | 0,03 | 36,22 | 1,08 |
| AD-9011 | plagioclasa1 borde | 62,17 | 0,00 | 23,24 | 0,04 |
| AD-9011 | plagioclasa1 centro | 60,30 | 0,00 | 24,32 | 0,01 |
| AD-9011 | plagioclasa2 centro | 60,41 | 0,00 | 24,37 | 0,03 |
| AD-9011 | plagioclasa2 borde | 61,97 | 0,02 | 23,35 | 0,00 |
| AD-9011 | plagioclasa3 centro | 60,99 | 0,02 | 23,52 | 0,00 |
| AD-9011 | plagioclasa3 borde | 62,19 | 0,02 | 23,49 | 0,08 |
| AD-9011 | plagioclasa4 | 60,45 | 0,00 | 23,18 | 0,00 |

| | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Total |
|--|-------|------|------|-------------------|------------------|--------|
| | 8,42 | 0,38 | 0,01 | 0,09 | 9,23 | 95,21 |
| | 8,06 | 0,31 | 0,01 | 0,04 | 9,33 | 95,90 |
| | 8,28 | 0,25 | 0,02 | 0,03 | 9,36 | 95,70 |
| | 8,51 | 0,39 | 0,00 | 0,06 | 8,99 | 95,01 |
| | 8,28 | 0,24 | 0,00 | 0,04 | 9,39 | 94,59 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,86 | 15,03 | 99,12 |
| | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,63 | 15,28 | 98,18 |
| | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 3,72 | 11,19 | 99,05 |
| | 0,00 | 0,05 | 6,01 | 8,20 | 0,25 | 100,41 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,96 | 7,01 | 0,25 | 99,85 |
| | 0,00 | 0,02 | 5,77 | 8,24 | 0,30 | 99,64 |
| | 0,00 | 0,00 | 6,52 | 7,72 | 0,36 | 99,90 |
| | 0,01 | 0,01 | 6,93 | 7,50 | 0,37 | 100,03 |
| | 0,01 | 0,00 | 5,33 | 8,32 | 0,30 | 99,66 |
| | 6,98 | 0,09 | 0,01 | 0,13 | 8,90 | 94,75 |
| | 7,21 | 0,09 | 0,03 | 0,12 | 9,01 | 94,80 |
| | 7,13 | 0,06 | 0,00 | 0,12 | 9,15 | 94,90 |
| | 10,83 | 0,09 | 0,01 | 0,26 | 8,59 | 94,55 |
| | 7,26 | 0,05 | 0,00 | 0,16 | 9,08 | 95,72 |
| | 7,40 | 0,06 | 0,00 | 0,13 | 9,07 | 95,12 |
| | 5,87 | 0,12 | 1,71 | 0,05 | 0,47 | 86,25 |
| | 6,70 | 0,18 | 0,04 | 0,32 | 0,01 | 96,75 |
| | 6,58 | 0,21 | 0,00 | 0,30 | 0,00 | 98,49 |
| | 5,84 | 0,18 | 0,01 | 0,31 | 0,01 | 99,38 |
| | 6,45 | 0,22 | 0,00 | 0,36 | 0,00 | 98,75 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 1,30 | 14,47 | 99,13 |
| | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 2,86 | 12,40 | 99,33 |
| | 6,57 | 0,19 | 0,00 | 0,32 | 0,02 | 98,79 |
| | 6,77 | 0,19 | 0,01 | 0,27 | 0,00 | 98,32 |
| | 0,75 | 0,00 | 0,00 | 0,91 | 9,72 | 94,80 |
| | 6,65 | 0,25 | 0,00 | 0,40 | 0,01 | 98,04 |
| | 6,53 | 0,21 | 0,00 | 0,38 | 0,01 | 98,47 |
| | 0,81 | 0,00 | 0,03 | 0,87 | 9,82 | 93,78 |
| | 0,61 | 0,00 | 0,00 | 1,05 | 9,56 | 94,54 |
| | 0,80 | 0,00 | 0,00 | 0,79 | 9,83 | 93,76 |
| | 6,58 | 0,18 | 0,01 | 0,30 | 0,02 | 98,45 |
| | 6,57 | 0,19 | 0,01 | 0,32 | 0,02 | 98,19 |
| | 0,66 | 0,00 | 0,00 | 0,98 | 9,60 | 95,03 |
| | 0,00 | 0,00 | 4,97 | 8,97 | 0,23 | 99,62 |
| | 0,00 | 0,00 | 6,37 | 7,92 | 0,33 | 99,25 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,34 | 8,07 | 0,33 | 99,58 |
| | 0,00 | 0,00 | 5,26 | 8,67 | 0,11 | 99,38 |
| | 0,00 | 0,03 | 5,71 | 8,28 | 0,14 | 98,69 |
| | 0,00 | 0,00 | 5,46 | 8,73 | 0,11 | 100,08 |
| | 0,00 | 0,00 | 5,36 | 8,16 | 0,12 | 97,27 |

Tabla 6.5. Composición de minerales de la Hoja n.º 553, Béjar (continuación)

| Muestra | Mineral | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | |
|---------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|--|
| AD-9022 | biotita | 35,55 | 1,45 | 19,69 | 23,71 | |
| AD-9022 | biotita | 35,69 | 0,69 | 20,33 | 23,38 | |
| AD-9022 | biotita | 35,72 | 0,28 | 20,32 | 22,68 | |
| AD-9022 | biotita | 34,92 | 2,14 | 19,78 | 22,80 | |
| AD-9022 | biotita | 34,96 | 2,18 | 19,72 | 22,18 | |
| AD-9022 | Feldespato-K | 64,38 | 0,00 | 18,61 | 0,03 | |
| AD-9022 | Feldespato-K | 64,62 | 0,01 | 18,65 | 0,01 | |
| AD-9022 | Feldespato-K | 64,67 | 0,01 | 18,69 | 0,05 | |
| AD-9022 | Feldespato-K | 64,29 | 0,00 | 18,68 | 0,01 | |
| AD-9022 | moscovita | 46,49 | 0,01 | 35,93 | 1,54 | |
| AD-9022 | moscovita | 46,57 | 0,00 | 35,65 | 1,61 | |
| AD-9022 | moscovita | 46,05 | 0,24 | 35,68 | 1,32 | |
| AD-9022 | plagioclasa1 | 65,70 | 0,00 | 21,01 | 0,03 | |
| AD-9022 | plagioclasa2 | 66,25 | 0,00 | 21,38 | 0,02 | |
| AD-9022 | plagioclasa3 | 68,62 | 0,00 | 19,25 | 0,03 | |
| AD-9090 | biotita | 34,23 | 3,82 | 18,90 | 19,88 | |
| AD-9090 | biotita | 35,00 | 3,24 | 19,02 | 19,93 | |
| AD-9090 | biotita | 34,92 | 3,63 | 18,48 | 19,22 | |
| AD-9090 | biotita | 34,96 | 3,77 | 18,94 | 19,82 | |
| AD-9090 | biotita | 35,20 | 4,73 | 18,89 | 18,90 | |
| AD-9090 | biotita | 35,14 | 4,05 | 18,43 | 19,64 | |
| AD-9090 | biotita | 35,49 | 3,94 | 19,02 | 19,23 | |
| AD-9090 | biotita | 34,23 | 3,82 | 18,90 | 19,88 | |
| AD-9090 | cordierita | 47,74 | 0,02 | 32,37 | 9,79 | |
| AD-9090 | cordierita | 47,69 | 0,00 | 32,17 | 9,99 | |
| AD-9090 | cordierita | 48,14 | 0,00 | 32,56 | 10,14 | |
| AD-9090 | moscovita | 43,06 | 0,02 | 30,48 | 7,47 | |
| AD-9090 | moscovita | 43,55 | 0,02 | 31,62 | 6,54 | |
| AD-9090 | moscovita | 44,58 | 0,00 | 31,74 | 6,22 | |
| AD-9090 | moscovita | 45,35 | 0,00 | 31,63 | 6,46 | |
| AD-9011 | Feldespato-K | 64,94 | 0,00 | 18,91 | 0,01 | |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,56 | 0,02 | 18,44 | 0,01 | |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,33- | 0,00 | 18,72 | 0,00 | |
| AD-9011 | Feldespato-K | 64,9,9 | 0,02 | 18,66 | 0,03 | |
| AD-9090 | plagioclasa1 centro | 60,88 | 0,00 | 24,43 | 0,04 | |
| AD-9090 | plagioclasa1 borde | 64,15 | 0,01 | 22,55 | 0,01 | |
| AD-9090 | plagioclasa2 borde | 62,20 | 0,00 | 23,60 | 0,01 | |
| AD-9090 | plagioclasa2 centro | 60,45 | 0,01 | 24,55 | 0,04 | |
| AD-9090 | plagioclasa3 | 61,09 | 0,01 | 24,28 | 0,04 | |
| LR-9505 | anfibol1 borde | 54,58 | 0,33 | 2,03 | 14,14 | |
| LR-9505 | anfibol1 centro | 53,62 | 0,11 | 2,28 | 11,55 | |
| LR-9505 | anfibol2 centro | 53,98 | 0,12 | 2,26 | 11,89 | |
| LR-9505 | anfibol2 borde | 53,84 | 0,52 | 2,75 | 13,70 | |
| LR-9505 | anfibol3 centro | 46,99 | 1,74 | 9,07 | 9,40 | |

| | MgO | MnO | CaO | Na₂O | K₂O | Total |
|--|------------|------------|------------|------------------------|-----------------------|--------------|
| | 5,45 | 0,17 | 0,00 | 0,07 | 9,03 | 95,13 |
| | 5,79 | 0,21 | 0,00 | 0,04 | 9,05 | 95,16 |
| | 6,05 | 0,14 | 0,00 | 0,05 | 8,93 | 94,16 |
| | 5,33 | 0,19 | 0,00 | 0,10 | 9,01 | 94,26 |
| | 5,24 | 0,17 | 0,02 | 0,07 | 9,05 | 93,59 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,32 | 15,86 | 99,21 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,62 | 15,37 | 99,31 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,77 | 15,11 | 99,31 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,62 | 15,45 | 99,05 |
| | 0,76 | 0,00 | 0,01 | 0,89 | 9,80 | 95,43 |
| | 0,79 | 0,03 | 0,01 | 0,74 | 9,97 | 95,36 |
| | 0,58 | 0,00 | 0,00 | 0,71 | 10,00 | 94,57 |
| | 0,00 | 0,00 | 2,27 | 10,32 | 0,54 | 100,40 |
| | 0,00 | 0,01 | 1,65 | 10,52 | 0,28 | 100,10 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 11,78 | 0,12 | 99,84 |
| | 7,62 | 0,09 | 0,00 | 0,17 | 9,30 | 94,01 |
| | 8,23 | 0,12 | 0,00 | 0,11 | 9,31 | 94,96 |
| | 8,04 | 0,10 | 0,00 | 0,16 | 9,34 | 94,39 |
| | 7,70 | 0,10 | 0,00 | 0,14 | 9,30 | 94,73 |
| | 7,61 | 0,12 | 0,00 | 0,18 | 9,31 | 94,94 |
| | 8,05 | 0,07 | 0,00 | 0,21 | 9,16 | 94,75 |
| | 7,82 | 0,08 | 0,00 | 0,21 | 9,00 | 94,79 |
| | 7,62 | 0,09 | 0,00 | 0,17 | 9,30 | 94,01 |
| | 6,93 | 0,20 | 0,02 | 0,26 | 0,01 | 97,34 |
| | 6,98 | 0,17 | 0,00 | 0,28 | 0,01 | 97,29 |
| | 7,03 | 0,23 | 0,01 | 0,25 | 0,01 | 98,37 |
| | 4,97 | 0,03 | 0,21 | 0,13 | 7,21 | 93,58 |
| | 3,71 | 0,08 | 0,37 | 0,18 | 5,91 | 91,98 |
| | 3,46 | 0,07 | 0,37 | 0,21 | 6,33 | 92,98 |
| | 3,92 | 0,02 | 0,27 | 0,12 | 6,79 | 94,56 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,36 | 15,17 | 99,45 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,77 | 14,93 | 99,78 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,54 | 14,77 | 99,40 |
| | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,21 | 14,90 | 98,88 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,14 | 7,90 | 0,41 | 99,83 |
| | 0,00 | 0,00 | 3,49 | 9,70 | 0,37 | 100,28 |
| | 0,00 | 0,00 | 4,96 | 8,60 | 0,41 | 99,78 |
| | 10,01 | 0,02 | 6,25 | 8,07 | 0,36 | 99,76 |
| | 0,02 | 0,00 | 5,83 | 8,29 | 0,30 | 99,86 |
| | 27,12 | 0,26 | 1,45 | 0,00 | 0,00 | 99,91 |
| | 16,80 | 0,25 | 12,23 | 0,41 | 0,03 | 97,28 |
| | 17,06 | 0,35 | 11,22 | 0,46 | 0,03 | 97,37 |
| | 21,29 | 0,25 | 4,22 | 0,47 | 0,05 | 97,09 |
| | 15,92 | 0,12, | 11,58 | 1,66 | 0,49 | 96,97 |

Tabla 6.5. Composición de minerales de la Hoja n.º 553, Béjar (continuación)

| Muestra | Mineral | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO |
|---------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| LR-9505 | anfibol3 borde | 54,45 | 0,25 | 1,69 | 15,79 |
| LR-9505 | anfibol4 | 44,24 | 2,53 | 10,71 | 10,58 |
| LR-9505 | anfibol5 | 42,42 | 4,26 | 11,28 | 10,70 |
| LR-9505 | anfibol6 | 42,80 | 14,09 | 11,00 | 10,55 |
| LR-9505 | anffbol7 centro | 43,53 | 2,39 | 12,62 | 8,13 |
| LR-9505 | anfibol7 medio | 50,60 | 0,68 | 6,65 | 8,09 |
| LR-9505 | anfibol7 borde | 54,52 | 0,30 | 1,91 | 16,58 |
| LR-9505 | anfibol8 borde | 54,63 | 0,30 | 1,90 | 16,31 |
| LR-9505 | anfibol8 medio | 48,15 | 1,37 | 7,56 | 10,44 |
| LR-9505 | anfibol8 centro | 42,16 | 4,22 | 11,45 | 11,09 |
| LR-9505 | flogopita | 35,41 | 0,11 | 16,72 | 15,79 |
| LR-9505 | flogopita | 35,88 | 0,38 | 16,65 | 14,82 |
| LR-9505 | flogopita | 36,09 | 0,35 | 16,83 | 15,33 |
| LR-9505 | ilmenite | 0,03 | 52,37 | 0,03 | 42,75 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,65 | 0,27 | 3,08 | 13,22 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,96 | 0,28 | 1,62 | 16,17 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 54,28 | 0,23 | 1,48 | 15,22 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 55,36 | 0,25 | 1,07 | 16,40 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 54,93 | 0,23 | 1,25 | 15,96 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,37 | 0,30 | 1,19 | 15,81 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,26 | 0,33 | 1,58 | 15,79 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,38 | 0,27 | 1,68 | 17,48 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,91 | 0,14 | 0,75 | 17,94 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 54,23 | 0,36 | 1,83 | 13,00 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 53,66 | 0,30 | 2,01 | 13,22 |
| LR-9505 | ortopiroxeno | 54,24 | 0,39 | 1,77 | 13,62 |
| LR-9505 | plagioclasa1 centro | 48,57 | 0,04 | 32,41 | 0,04 |
| LR-9505 | plagioclasa1 borde | 60,10 | 0,01 | 25,41 | 0,14 |
| LR-9505 | plagioclasa2 | 54,10 | 0,03 | 28,37 | 0,10 |
| LR-9505 | plagioclasa3 centro | 49,05 | 0,03 | 31,41 | 0,14 |
| LR-9505 | plagioclasa3 borde | 60,24 | 0,02 | 24,95 | 0,09 |
| LR-9505 | plagioclasa4 borde | 60,48 | 0,01 | 24,76 | 0,06 |
| LR-9505 | plagioclasa4 centro | 49,51 | 0,05 | 31,98 | 0,01 |
| LR-9512 | biotita | 34,88 | 2,96 | 18,00 | 21,98 |
| LR-9512 | biotita | 34,31 | 3,82 | 17,54 | 21,29 |
| LR-9512 | biotita | 34,86 | 3,78 | 17,72 | 21,09 |
| LR-9512 | biotita | 35,13 | 3,14 | 17,79 | 21,50 |
| LR-9512 | biotita | 34,77 | 3,79 | 17,64 | 21,31 |
| LR-9512 | biotita | 34,74 | 3,58 | 17,69 | 21,64 |
| LR-9512 | biotita | 35,22 | 3,44 | 18,10 | 21,45 |
| LR-9512 | biotita | 35,47 | 3,48 | 17,97 | 21,68 |
| LR-9512 | biotita | 34,49 | 3,44 | 17,64 | 21,65 |
| LR-9512 | biotita | 34,89 | 3,19 | 17,63 | 21,49 |
| LR-9512 | moscovita | 46,64 | 0,32 | 33,89 | 1,50 |
| LR-9512 | moscovita | 46,87 | 0,20 | 31,91 | 2,12 |

| | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Total |
|--|-------|------|-------|-------------------|------------------|--------|
| | 21,74 | 0,35 | 2,10 | 0,26 | 0,02 | 96,65 |
| | 14,56 | 0,10 | 11,65 | 1,88 | 0,74 | 96,99 |
| | 13,66 | 0,14 | 11,57 | 2,12 | 0,83 | 96,98 |
| | 13,72 | 0,11 | 11,57 | 1,97 | 0,82 | 96,63 |
| | 15,09 | 0,14 | 11,91 | 2,19 | 0,52 | 96,52 |
| | 18,44 | 0,18 | 11,27 | 1,15 | 0,12 | 97,18 |
| | 21,00 | 0,34 | 2,42 | 0,31 | 0,01 | 97,39 |
| | 20,90 | 0,28 | 2,31 | 0,33 | 0,03 | 96,99 |
| | 16,42 | 0,15 | 11,49 | 1,38 | 0,46 | 97,42 |
| | 13,35 | 0,11 | 11,50 | 2,16 | 0,90 | 96,94 |
| | 16,57 | 0,09 | 0,01 | 0,00 | 7,80 | 92,50 |
| | 16,89 | 0,10 | 0,00 | 0,13 | 8,44 | 93,29 |
| | 15,95 | 0,08 | 0,02 | 0,05 | 8,92 | 93,62 |
| | 0,09 | 3,19 | 0,13 | 0,04 | 0,00 | 98,63 |
| | 27,15 | 0,27 | 1,57 | 0,10 | 0,01 | 99,32 |
| | 26,03 | 0,30 | 1,30 | 0,00 | 0,02 | 99,68 |
| | 26,45 | 0,25 | 1,57 | 0,00 | 0,00 | 99,48 |
| | 21,71 | 0,29 | 1,43 | 0,18 | 0,01 | 96,70 |
| | 21,95 | 0,32 | 1,80 | 0,21 | 0,02 | 96,67 |
| | 26,24 | 0,33 | 1,77 | 0,00 | 0,00 | 99,01 |
| | 26,15 | 0,28 | 1,63 | 0,00 | 0,00 | 99,02 |
| | 25,11 | 0,27 | 1,46 | 0,02 | 0,01 | 99,68 |
| | 25,29 | 0,35 | 1,12 | 0,00 | 0,00 | 99,50 |
| | 28,03 | 0,26 | 1,55 | 0,02 | 0,00 | 99,28 |
| | 27,91 | 0,24 | 1,43 | 0,04 | 0,01 | 98,82 |
| | 27,37 | 0,27 | 1,51 | 0,03 | 0,01 | 99,21 |
| | 0,00 | 0,00 | 15,94 | 2,66 | 0,04 | 99,70 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,36 | 7,68 | 0,03 | 100,73 |
| | 0,00 | 0,00 | 11,24 | 5,37 | 0,03 | 99,24 |
| | 0,00 | 0,01 | 15,11 | 3,13 | 0,01 | 98,89 |
| | 0,00 | 0,00 | 6,90 | 7,85 | 0,07 | 100,12 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,71 | 7,87 | 0,05 | 99,97 |
| | 0,00 | 0,01 | 15,48 | 2,96 | 0,01 | 100,01 |
| | 7,53 | 0,34 | 0,03 | 0,05 | 9,27 | 95,04 |
| | 7,13 | 0,37 | 0,02 | 0,10 | 9,39 | 93,97 |
| | 7,17 | 0,37 | 0,00 | 0,07 | 9,45 | 94,51 |
| | 7,68 | 0,42 | 0,10 | 0,02 | 9,16 | 94,94 |
| | 7,21 | 0,31 | 0,02 | 0,04 | 9,25 | 94,34 |
| | 7,31 | 0,26 | 0,00 | 0,08 | 9,33 | 94,63 |
| | 7,13 | 0,37 | 0,00 | 0,12 | 9,34 | 95,17 |
| | 7,20 | 0,33 | 0,01 | 0,06 | 9,31 | 95,51 |
| | 7,33 | 0,33 | 0,02 | 0,05 | 9,30 | 94,25 |
| | 7,90 | 0,32 | 0,01 | 0,05 | 9,47 | 94,95 |
| | 1,12 | 0,03 | 0,00 | 0,43 | 10,56 | 94,49 |
| | 1,67 | 0,03 | 0,01 | 0,24 | 10,75 | 93,80 |

Tabla 6.5. Composición de minerales de la Hoja n.º 553, Béjar (continuación)

| Muestra | Mineral | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO |
|---------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|
| LR-9512 | muscovita | 45,86 | 0,83 | 33,72 | 1,41 |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,36 | 0,02 | 18,11 | 0,01 |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,28 | 0,02 | 18,33 | 0,00 |
| AD-9011 | Feldespato-K | 65,09 | 0,02 | 19,01 | 0,01 |
| LR-9512 | plagioclasa | 64,13 | 0,00 | 22,09 | 0,03 |
| LR-9512 | plagioclasa | 60,45 | 0,00 | 24,71 | 0,00 |
| LR-9512 | plagioclasa | 61,82 | 0,02 | 23,14 | 0,05 |
| LS-9004 | turmalina | 25,99 | 0,07 | 21,10 | 26,58 |
| LS-9004 | biotita | 35,62 | 4,17 | 15,89 | 20,51 |
| LS-9004 | biotita | 36,17 | 4,35 | 15,42 | 20,70 |
| LS-9004 | biotita | 36,37 | 3,95 | 16,15 | 19,76 |
| LS-9004 | biotita | 36,43 | 3,95 | 16,29 | 19,82 |
| LS-9004 | biotita | 36,24 | 4,12 | 16,04 | 20,62 |
| LS-9004 | biotita | 34,44 | 2,67 | 17,70 | 21,21 |
| LS-9004 | biotita | 31,47 | 3,30 | 14,15 | 20,29 |
| LS-9004 | biotita | 34,46 | 2,79 | 18,18 | 23,47 |
| LS-9004 | Feldespato-K | 65,55 | 0,00 | 18,53 | 0,00 |
| LS-9004 | Feldespato-K | 65,12 | 0,00 | 18,39 | 0,01 |
| LS-9004 | Feldespato-K | 64,97 | 0,00 | 18,34 | 0,01 |
| LS-9004 | Feldespato-K | 64,84 | 0,02 | 18,36 | 0,03 |
| LS-9004 | plagioclasa1 borde | 62,76 | 0,00 | 23,32 | 0,00 |
| LS-9004 | plagioclasa1 centro | 60,82 | 0,02 | 24,81 | 0,01 |
| LS-9004 | plagioclasa2 borde | 62,74 | 0,02 | 23,16 | 0,08 |
| LS-9004 | plagioclasa2 centro | 59,13 | 0,00 | 25,11 | 0,05 |
| LS-9004 | plagioclasa3 | 60,65 | 0,00 | 24,00 | 0,00 |
| LS-9004 | plagioclasa4 | 60,28 | 0,02 | 24,90 | 0,17 |
| LS-9004 | plagioclasa5 | 60,45 | 0,00 | 24,60 | 0,03 |
| LS-9004 | plagioclasa6 | 60,26 | 0,00 | 24,62 | 0,01- |
| LS-9004 | plagioclasa7 borde | 63,30 | 0,03 | 22,50 | 0,06 |
| LS-9004 | plagioclasa7 centro | 56,09 | 0,03 | 26,72 | 0,04 |
| LS-9004 | plagioclasa7 medio | 59,32 | 0,02 | 25,02 | 0,03 |
| LS-9004 | plagioclasa8 borde | 59,79 | 0,02 | 24,73 | 0,03 |
| LS-9004 | plagioclasa8 centro | 55,56 | 0,02 | 27,45 | 0,04 |
| LS-9004 | plagioclasa8 medio | 58,87 | 0,02 | 25,26 | 0,06 |
| LS-9028 | biotita | 34,58 | 3,07 | 16,76 | 22,03 |
| LS-9028 | biotita | 36,04 | 4,09 | 15,64 | 20,82 |
| LS-9028 | biotita | 35,65 | 3,68 | 16,14 | 20,99 |
| LS-9028 | biotita | 36,06 | 3,89 | 15,91 | 21,58 |
| LS-9028 | Feldespato-K | 65,83 | 0,01 | 18,41 | 0,12 |
| LS-9028 | Feldespato-K | 65,10 | 0,01 | 18,21 | 0,04 |
| LS-9028 | plagioclasa | 52,59 | 0,02 | 27,23 | 0,02 |
| LS-9028 | plagioclasa | 59,18 | 0,00 | 25,26 | 0,04 |
| LS-9028 | plagioclasa | 60,16 | 0,01 | 24,92 | 0,05 |
| LS-9028 | plagioclasa | 60,41 | 0,00 | 24,85 | 0,00 |

| | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Total |
|--|-------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|
| | 0,84 | 0,03 | 0,01 | 0,43 | 10,51 | 93,64 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,32 | 14,95 | 99,79 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,45 | 15,22 | 99,32 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,67 | 15,05 | 99,88 |
| | 0,00 | 0,00 | 3,59 | 9,41 | 0,33 | 99,58 |
| | 0,00 | 0,02 | 6,57 | 7,83 | 0,23 | 99,81 |
| | 0,00 | 0,04 | 5,00 | 8,71 | 0,22 | 99,00 |
| | 13,30 | 0,41 | 0,04 | 0,00 | 0,05 | 87,54 |
| | 8,74 | 0,25 | 0,03 | 0,15 | 9,20 | 94,56 |
| | 8,77 | 0,25 | 0,01 | 0,09 | 9,43 | 95,19 |
| | 8,72 | 0,30 | 0,03 | 0,07 | 9,48 | 94,83 |
| | 8,89 | 0,25 | 0,01 | 0,07 | 9,44 | 95,15 |
| | 8,26 | 0,23 | 0,00 | 0,05 | 9,05 | 94,61 |
| | 9,22 | 0,28 | 0,01 | 0,05 | 6,99 | 92,57 |
| | 9,05 | 0,26' | 0,13 | 0,26 | 8,81 | 87,72 |
| | 5,67 | 0,46 | 0,00 | 0,12 | 9,17 | 94,32 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 1,91 | 13,62 | 99,67 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 1,28 | 14,57 | 99,41 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,82 | 15,44 | 99,64 |
| | 0,00 | 0,01 | 0,07 | 0,80 | 15,21 | 99,34 |
| | 0,00 | 0,03 | 5,11 | 8,96 | 0,19 | 100,37 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,73 | 8,03 | 0,12 | 101,57 |
| | 0,02 | 0,00 | 5,12 | 8,82 | 0,18 | 100,14 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,46 | 7,36 | 0,10 | 99,21 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,39 | 8,05 | 0,12 | 99,24 |
| | 0,00 | 0,04 | 7,01 | 7,64 | 0,18 | 100,24 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,01 | 7,85 | 0,10 | 100,04 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,93 | 7,83 | 0,10 | 99,78 |
| | 0,00 | 0,01 | 4,34 | 9,29 | 0,20 | 99,73 |
| | 0,00 | 0,04 | 9,96 | 6,05 | 0,18 | 99,11 |
| | 0,00 | 0,03 | 7,51 | 7,33 | 0,25 | 99,51 |
| | 0,00 | 0,03 | 7,21 | 7,62 | 0,25 | 99,68 |
| | 0,00 | 0,00 | 10,63 | 5,61 | 0,19 | 99,50 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,96 | 7,13 | 0,18 | 99,48 |
| | 9,40 | 0,40 | 0,04 | 0,06 | 7,58 | 93,92 |
| | 8,31 | 0,29 | 0,00 | 0,23 | 8,80 | 94,23 |
| | 7,79 | 0,37 | 0,02 | 0,12 | 8,86 | 93,61 |
| | 8,17 | 0,36 | 0,01 | 0,21 | 9,06 | 95,24 |
| | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,35 | 15,96 | 100,72 |
| | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 0,37 | 15,82 | 99,60 |
| | 0,01 | 0,03 | 14,74 | 4,36 | 0,15 | 99,16 |
| | 0,00 | 0,00 | 7,42 | 7,52 | 0,19 | 99,61 |
| | 0,00 | 0,03 | 6,87 | 7,60 | 0,30 | 99,94 |
| | 0,00 | 0,01 | 6,85 | 7,70 | 0,18 | 100,01 |

Tabla 6.5. Composición de minerales de la Hoja n.º 553, Béjar (continuación)

| Muestra | Mineral | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | |
|------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|--|
| LLS-9028 | plagioclasa | 63,77 | 0,00 | 22,98 | 0,10 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 67,72 | 0,02 | 19,68 | 0,00 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 63,99 | 0,00 | 22,81 | 0,02 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 60,60 | 0,01 | 24,76 | 0,04 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 59,78 | 0,00 | 24,97 | 0,05 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 62,50 | 0,00 | 23,14 | 0,03 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 64,01 | 0,00 | 22,22 | 0,04 | |
| LS-9028 | plagioclasa | 61,13 | 0,00 | 24,66 | 0,01 | |
| LS-9028-19 | ilmenite | 1,06 | 51,20 | 0,48 | 34,54 | |
| LS-9028-20 | ilmenite | 5,36 | 49,04 | 1,55 | 32,44 | |
| LS-9028-20 | ilmenite | 0,23 | 51,27 | 0,17 | 35,69 | |
| LS-9028-21 | ilmenite | 0,43 | 51,68 | 0,14 | 34,49 | |

| | MgO | MnO | CaO | Na₂O | K₂O | Total |
|--|------------|------------|------------|------------------------|-----------------------|--------------|
| | 0,00 | 0,00- | 4,50 | 9,09 | 0,15 | 100,59 |
| | 0,00 | 0,00 | 0,67 | 8,84 | 3,29 | 100,22 |
| | 0,00 | 0,00 | 4,35 | 9,07 | 0,47 | 100,71 |
| | 0,00 | 0,01 | 6,99 | 7,70 | 0,27 | 100,37 |
| | 0,00 | 0,01 | 7,25 | 7,24 | 0,44 | 99,74 |
| | 0,00 | 0,00 | 4,83 | 8,65 | 0,48 | 99,63 |
| | 0,01 | 0,02 | 3,70 | 9,52 | 0,32 | 99,83 |
| | 0,00 | 0,00 | 6,63 | 7,85 | 0,37 | 100,65 |
| | 0,24 | 10,97 | | | | 98,49 |
| | 0,45 | 7,05 | | | | 95,88 |
| | 0,02 | 10,58 | | | | 97,96 |
| | 0,03 | 10,98 | | | | 97,74 |

7. GEOMORFOLOGÍA

7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La hoja de Béjar se encuentra ubicada en la zona central de la Península Ibérica, en el ámbito geográfico del Sistema Central español.

El rasgo de relieve más característico en la hoja es la presencia, en la zona meridional de la misma, de la alineación montañosa de las Sierras del Calvitero, Serenita y Alberca.

Se trata de un conjunto, de fuerte relieve, con cotas que alcanzan los 2.369 m. (vértice de Canchal Negro, en la Sierra del Calvitero), y que desciende progresivamente hacia la Sierra de la Alberca, al NE (Fuentesauco, 1.663 m., Campazo, 1.557 m. y Alberca 1.493 m.).

La zona central de la hoja se encuentra ocupada por relieves de media montaña (Sierra de Béjar), que se desarrolla con dirección sensiblemente SO-NE.

Al igual que en el caso anterior presenta una evolución de cotas suavemente descendentes hacia el NE (Peña Negra, 1.637 m., Cabeza Gorda, 1.394 m., Casiones, 1.406 m., Berrueco, 1.354 m.)

Tanto al Oeste como al Este de estas alineaciones serranas, se localizan zonas topográficamente más bajas (valle del Sanguín, al Oeste y las vertientes occidentales del Tormes, al Este).

La red de drenaje en el ámbito de la hoja, presenta la característica de pertenecer a dos cuencas hidrográficas distintas: Duero y Tajo. La divisoria de aguas queda constituida por la alineación serrana meridional (Sierra de Calvitero) y, sobre todo por la Sierra de Béjar.

La vertiente occidental de la misma drena hacia el río Sanguín, principal colector en esa zona, afluente del Alagón, que a su vez vierte al Tajo, mientras que la vertiente oriental desagua al Tormes, afluente del Duero.

Los principales núcleos de población en la hoja son Béjar, en la zona central, y Barco de Ávila en la esquina suroriental. Candelario, Ledrada y Puerto de Béjar, son otras poblaciones de menor importancia.

La economía en la zona es fundamentalmente ganadera y agraria, existiendo alguna actividad industrial de interés en Béjar (textil) y Ledrada (cárnicas).

7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

7.2.1. Estudio morfoestructural

Geomorfológicamente, en la región donde se ubica la hoja, pueden reconocerse una serie de grandes conjuntos, más o menos homogéneos, en cuanto a los parámetros de topografía, clima y geología, y con características geomorfológicas comunes.

De forma simplificada, y a nivel del conjunto del Sistema Central, pueden resumirse en:

- Sierras culminantes.
- Depresiones terciarias externas a la cadena.
- Depresiones internas.
- Piedemontes serranos.
- Relieves intermedios.

En el ámbito de la hoja de Béjar, y en función de esta clasificación, pueden reconocerse las siguientes unidades morfofisiográficas:

- Zona meridional (Sierras de Calvitero y Serenita). Corresponde a la unidad sierras culminantes.
- Zona central (Sierra de Béjar). Relieves intermedios.
- Zona noroccidental (valle del Sangusín). Depresiones internas.

7.2.1.1. Zona meridional (sierras del Calvitero y Serenita)

Se encuentra en relación con las estribaciones más occidentales de la Sierra de Gredos.

Se localiza en la zona más meridional de la hoja, y constituye una alineación serrana desarrollada en sentido general SO-NE. Como ya se ha indicado anteriormente, sus cotas máximas se aproximan a los 2.400 m, y descienden progresivamente en dirección NE.

La característica principal en el modelado de la unidad, es la presencia de morfologías de génesis glacial y periglacial. Se reconocen abundantes formas, tanto de erosión como de depósito, que se describirán en el apartado correspondiente a estudio del modelado.

Son frecuentes las formas de **cresta (2)**, que generalmente conforman las líneas de cumbres y que, localmente, pueden evolucionar a morfologías en **cuesta (1)**. Se han cartografiado también **alineaciones morfológicas con control estructural (5)**, que están representadas por tramos rectilíneos anómalos en algunos cursos de drenaje.

Además de los depósitos de génesis glacial y periglacial, son frecuentes los recubrimientos relativos a canchales y coluviones, que pueden alcanzar extensión considerable.

En los piedemontes de enlace, tanto hacia la Sierra de Béjar, como hacia el valle del Tormes, se localizan depósitos relativos a glacis degradados.

Las vertientes regularizadas, disectadas en ocasiones, las cabeceras torrenciales, la incisión lineal acusada en la red de drenaje, y la presencia de morfologías de berrocal, junto a restos de superficies de erosión y morfologías dómicas tipo inselberg, completan los principales rasgos geomorfológicos de la unidad.

7.2.1.2. Zona central (*Sierra de Béjar*)

Se trata de una unidad de límites imprecisos, que engloba los relieves que ocupan la práctica totalidad de la hoja, a excepción de las sierras meridionales descritas en el apartado anterior, y la zona más deprimida correspondiente al valle del Sangusín, en el área noroccidental.

Su relieve general es medianamente accidentado, compuesto por una sucesión de cerros y valles que, progresivamente van descendiendo en cota en dirección NE. Así, en la zona más meridional las alturas medias se sitúan en torno a los 1.400-1500 m, mientras que en la parte septentrional descienden a los 1.000-1.200 m.

Las morfologías de génesis estructural más frecuentes son las **crestas (2)** y **cuestas (1)**. En la zona norte, se reconocen algunas morfologías en **resalte por diques (6)** intercalados en la serie granítica. Algunos cauces presentan tramos rectilíneos que se han representado como **alineaciones morfológicas con control estructural (5)**.

Son frecuentes en la unidad las morfologías con depósito de génesis aluvial-coluvial, así como sedimentos de fondo aluvial y se encuentran ampliamente representadas las morfologías de berrocal y los retazos de superficies de erosión degradadas, sobre todo en la zona oriental, hacia el valle del Tormes.

7.2.1.3. Zona noroccidental (*Valle del Sangusín*)

En la parte noroccidental de la hoja, se reconoce la presencia de una extensa área, dominante plana, limitada al SE por las estribaciones montuosas de la Sierra de Béjar, y al NE por una zona de suave relieve en el entorno de Valdefuentes de Sangusín.

Los límites son claramente tectónicos, apreciándose la existencia en sus bordes de **fallas supuestas (3)**, habiéndose señalado localmente la **indicación del bloque hundido (4)**.

El valle presenta una morfología llana, ocupada, casi totalmente por sedimentos de génesis aluvial-coluvial, posiblemente depositados sobre una superficie de erosión preexistente, y que es claramente reconocible a ambos lados de la zona deprimida que constituye el valle. El desnivelamiento existente implica un salto, en las fallas limitantes, superior a los 100 m.

7.2.2. Estudio del modelado

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis. Entre paréntesis se señala el número correspondiente para cada morfología citada en la leyenda del Mapa Gemorfológico.

7.2.2.1. Formas de ladera

En el ámbito de la hoja se reconoce un proceso bastante generalizado de **regularización (7)** de vertientes que solamente se ha representado en cartografía cuando su desarrollo es más evidente. En lagunas zonas del piedemonte septentrional de las Sierras de Calvitero y

Serenita, algunas laderas regularizadas se encuentran **disectadas (11)** por procesos más recientes.

Es frecuente la presencia de recubrimientos de tipo **coluvión (9)** en las laderas. En las zonas elevadas de las sierras meridionales, se localizan **canchales (8)**, posiblemente influidos en su génesis por procesos periglaciares.

Se han señalado también en la cartografía las zonas en las que se localizan procesos de **caída de bloques (10)**, que pueden alcanzar dimensiones métricas.

7.2.2.2. *Formas fluviales*

Entre las morfologías con depósito de génesis fluvial, se han diferenciado los **fondos de valle (12)**, que pueden alcanzar una anchura hectométrica, como es el caso del asociado al río Sangusín, en la zona nororiental de la hoja.

Relacionadas con el río Tormes, que bordea en parte la zona por su extremo oriental, en el límite con la vecina hoja de Piedrahita, se han cartografiado algunos depósitos de **terrazas (14)**. Se reconocen dos niveles, uno inferior situado a +2 m del cauce actual, y que ocasionalmente puede llegar a funcionar como llanura de inundación, y otro más alto a +6-8 m. Se encuentran limitados por un **escarpe de terraza (23)**.

En este mismo valle, se ha diferenciado una morfología de **meandro abandonado (15)**, así como **barras de acreción lateral (13)** relacionadas con la llanura de inundación del Tormes.

En el río Cuerpo de Hombre, en el ángulo suroccidental de la hoja, se conservan unos pequeños retazos de terraza correspondientes al nivel inferior de los citados.

En la vertiente norte del valle del Sangusín se han cartografiado una serie de depósitos con morfología de **conos de deyección (17)**, localizados en las salidas de los barrancos afluentes.

Es relativamente frecuente en el ámbito de la hoja la presencia de zonas con drenaje deficiente, generalmente relacionadas con desbordamiento de cauces en la red de menor orden, y que dan lugar a la presencia de **áreas endorreicas o semiendorreicas (16)**, de génesis fluvial, y de funcionamiento esporádico y estacional.

En relación con las formas erosivas de génesis fluvial, cabe destacar la presencia de un notable proceso de **incisión lineal (18)**, que localmente provoca la existencia de morfologías en **garganta (19)**, como la localizada al este de Béjar.

Se han diferenciado también los **saltos de agua (22)**, y las zonas de ladera en las que se observa la existencia de procesos erosivos de **arroyada en regueros (20)**.

En la parte alta de los relieves, principalmente en las Sierras de Calvitero y Serenita, se han distinguido áreas de cabecera en algunas cuencas de recepción, en las que los fenómenos de

incisión presentan especial frecuencia y densidad, habiéndose caracterizado como **cabeceras torrenciales** (21).

7.2.2.3. *Formas poligenicas*

Superficies de erosión

Constituyen uno de los rasgos morfológicos más destacables en el ámbito del Sistema Central. El tema es abundantemente tratado en la bibliografía regional, si bien se evidencia una falta de acuerdo general, en relación no sólo con las edades asignadas al proceso de formación, sino también sobre el número de superficies existentes.

Las primeras investigaciones sobre este tema, establecieron dos modelos antagónicos. Por una parte, SCHWENZNER (1937), diferenciaba un nivel de cumbres, y tres superficies escalonadas y encajadas en él, generadas desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario.

BIROT y SOLE SABARIS (1954), sin embargo, proponían la existencia de una única superficie fundamental, cuya génesis se remontaría a tiempos mesozoicos, aunque su elaboración se habría prolongado durante el Terciario, hasta su compartimentación y desnivelación tectónica durante los movimientos alpinos.

Posteriormente, PEDRAZA (1973 y 1978), GARZON HEYDT (1980), GARZON, PEDRAZA y UBANEll (1982), CENTENO (1984), y PEDRAZA (1989), entre otros, han llevado a cabo diversos estudios relativos a los modelos climáticos, alteraciones y formas menores, que han podido actuar o estar presentes en relación con dicha/s superficie/s.

RUBIO CAMPOS (1990), en su Tesis Doctoral, aborda la cartografía y problemática de una buena parte de la hoja de Béjar, con especial incidencia en las formas de piedemonte y su relación con las superficies de erosión.

La mayoría de estos autores, han tratado de conciliar los dos modelos citados aunque, en lo esencial, han seguido manteniendo, con algunas modificaciones, el modelo de superficies escalonadas.

No obstante, los trabajos de VÁZQUEZ (1988) y MORENO (1990), coinciden con el modelo de BIROT y SOLE, al presentar sendas cartografías en las que aparece una única superficie desnivelada por fracturas, junto con otra de glaciación, encajada en la anterior, y sobre la cual no se observan accidentes con actividad posterior a la misma.

En la hoja de Béjar, se han cartografiado abundantes morfologías correspondientes a **superficies de erosión** que, de forma general, aparecen más o menos **degradadas** (25).

De acuerdo con las últimas tendencias, se han considerado estos restos de superficies, como el resultado de una compartimentación y desnivelamiento tectónico de una única superficie de erosión primigenia.

La distribución general de la superficie, presenta una distribución coherente con la estructuración general del Sistema Central, en horsts y grabens.

Este hecho resulta especialmente evidente en la zona del valle del Sanguín, al NO de la hoja, donde a ambos lados del mismo se reconoce la presencia de una superficie que, indudablemente, es la misma que conforma el actual fondo del valle, constituyendo un graben deprimido con respecto a los bordes.

Otras formas poligénicas

En las litologías graníticas se localizan, de forma general, morfologías de **berrocal** (31) que, en ocasiones, dan lugar a la existencia de **rocas aisladas** y **piñáculos rocosos** (28), que destacan netamente en el paisaje. Localmente, se reconocen **morfologías dómicas** (26), que pueden presentar **cumbre plana** (27).

En el piedemonte de las sierras meridionales se han cartografiado unas formas con depósito atribuidas a **glacis degradados** (29). Se localizan tanto en la vertiente Norte, en la zona de Candelario y Becedas, como en la suroriental, en las proximidades de El Barco de Ávila.

En toda la hoja son frecuentes las morfologías con depósito, de génesis mixta **aluvial-coluvial** (30), y que pueden alcanzar un desarrollo muy importante, como en el valle de Sanguín, donde alcanza extensión kilométrica.

Las litologías graníticas se encuentran afectadas, habitualmente, por un proceso de alteración superficial que da lugar a la existencia de un lehm granítico. Por la propia generalización del proceso, se ha optado por su no inclusión en la cartografía con el fin de facilitar la lectura del mapa.

7.2.2.4. *Formas glaciares y periglaciares*

En la zona centromeridional de la hoja, en el ámbito de las Sierras del Calvitero y la Serenita, se reconocen una serie de formas relacionadas con génesis glaciar y periglaciar.

Se han cartografiado varias morfologías de **círco** (32) y **círculo degradado** (33), en cuyo seno es frecuente la presencia de **depresiones de sobreexcavación** (34). En la zona de salida de los circos se han reconocido, ocasionalmente, **umbrales** (38).

Se han observado algunas zonas en las que se aprecia claramente el efecto erosivo de los hielos, dando lugar a la presencia de **zonas de abrasión** (35), con generación de morfologías aborregadas en las rocas del sustrato.

En los **depósitos morrénicos** (36), que pueden alcanzar notable extensión y desarrollo, se han podido diferenciar, en ocasiones, morfologías de **crestas morrénicas** (37).

Es importante resaltar que la Tesis de RUBIO CAMPOS (1990), ya citada anteriormente, contiene una cartografía de detalle a escala 1:25.000, así como una descripción minuciosa de los depósitos y morfologías glaciares. Aunque ha sido parcialmente incorporada en este trabajo, constituye una referencia de consulta obligada para un adecuado conocimiento del glaciarismo en el área.

7.2.2.5. *Formas lacustres*

Corresponden a zonas de drenaje deficiente y con tendencia al encharcamiento, que dan lugar a la aparición de **áreas endorreicas o semiendorreicas (40)**. Se han asimilado a formas de génesis lacustre cuando su relación con la red fluvial no resulta evidente.

7.2.2.6. *Formas antrópicas*

Se incluyen en este apartado las morfologías provocadas por la existencia de **bancales de aterrazamiento (42)**, para repoblación forestal, localizados en algunas laderas de las sierras meridionales, así como las **cerradas de embalses (41)**.

7.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

7.3.1. Alteritas

Es notoria, en el ámbito de la hoja, la existencia de una alteración caolínica generalizada que afecta a los materiales graníticos, dando lugar a un lehm.

Precisamente por la propia generalización del proceso, se ha optado por no representar en cartografía estos depósitos, con el fin de facilitar la lectura del mapa. En cualquier caso, sí debe señalarse que el proceso es más eficaz en las zonas con pendientes más suaves o donde el drenaje de la red fluvial es menos definido.

Su potencia, variable, puede superar los 2-3 m en algún lugar donde ha sido posible la observación, aunque, regionalmente, se han citado espesores superiores a los 10 m.

7.3.2. Sedimentos

En la hoja de Béjar, son los sedimentos de origen poligénico los que alcanzan mayor desarrollo y extensión superficial. Amplias áreas de la hoja se encuentran ocupadas por materiales de origen aluvial-coluvial, principalmente en la zona noroccidental, en el entorno del valle del Sangusín.

Se trata de arenas y fangos con cantos dispersos, cuyo espesor no ha podido precisarse por la ausencia de perfiles en el terreno, pero que puede suponerse superior a los 2 m.

Los depósitos asociados a las morfologías de glacis degradados que se localizan en la vertiente norte de las sierras meridionales, compuestos por cantos en matriz limoarcillosa y arenosa, tienen también un desarrollo notable. Su espesor no es elevado, alcanzando los 2-3 m en las partes más distales de las formas.

Los depósitos de ladera, coluviones y canchales, tienen una extensión relevante, sobre todo en las vertientes serranas meridionales. Se trata de cantos, con más o menos matriz limoarcillosa y arenosa, de potencia variable, que puede alcanzar los 2-4 m en las partes más distales.

Son también notables los depósitos fluviales (fondos de valle y terrazas principalmente), siendo los más extensos los ubicados en los valles del Sanguín y Tormes y están compuestos por gravas y arenas fundamentalmente.

En las zonas altas de las sierras de Calvitero y Serenita, se localizan depósitos de génesis glacial y periglacial, formados por un conjunto de cantos heterométricos y algunos bloques, con más o menos presencia de matriz arcillo-limosa, y con potencia de orden métrico. Asimismo, y también en relación con procesos glaciares y periglaciares, se localizan una serie de áreas deprimidas, de tipo nava, con depósito de materiales más finos (arcillas y limos).

7.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia geomorfológica)

La evolución morfológica en el ámbito de la hoja de Béjar, puede abordarse desde los tiempos finimesozoicos, en los que el Sistema Central todavía no se habría elevado, existiendo en la zona una única superficie de erosión, sobre la que se desarrollaría un importante perfil de alteración.

El desmantelamiento progresivo y profundización de dicho perfil, habría acentuado su carácter de superficie provocando, al mismo tiempo, la aparición de relieves residuales destacados, condicionados por la litología y la estructura.

Durante la tectónica alpina, y especialmente por la actuación de las fases Castellana y Neocastellana, es cuando se genera el relieve principal del Sistema Central, que adquirió una morfología de relieve escalonado, provocado por la compartimentación y desnivelación en la vertical, por bloques, de la superficie inicial.

Como consecuencia de esta disposición, en los bloques elevados se produce un proceso de desmantelamiento de la zona alterada, cuyos materiales pasan a depositarse en las zonas deprimidas. El resultado es que, las zonas más elevadas no presentan apenas capa de alteración sobre la superficie exhumada, que sin embargo se conserva, aunque degradada, dado que por la posición topográfica que ocupa, los procesos erosivos han sido poco importantes, o muy localizados.

En la hoja de Béjar, se conservan restos de esta superficie tanto en las zonas altas de las sierras meridionales, que posiblemente correspondan a la posición más elevada alcanzada por la superficie de erosión inicial, como en distintas zonas al Norte de la hoja, en cotas más bajas.

La disposición en bloques del conjunto del sistema, es especialmente evidente en el entorno del valle del Sangusín. En esta zona es claramente reconocible la presencia de una superficie de erosión, situada a la misma cota tanto al Sur como al Norte del mismo. Esta superficie es la misma, desnivelada, que constituye el fondo del actual valle, situado a una cota unos 100 más baja que la de los bordes.

La incisión fluvial se inició desde el primer estadio de generación de relieve, instalándose en una red de drenaje, muy condicionado por la fracturación, que iría aislando y reduciendo progresivamente las zonas aplanadas correspondientes a la superficie de erosión.

En el ámbito de la hoja de Béjar, debe destacarse la presencia de actividad glaciar durante el Pleistoceno, que contribuyó de forma importante al modelado del territorio, principalmente en las zonas elevadas meridionales.

7.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Tanto el modelado actual, como la previsible evolución del relieve en la hoja de Béjar, se encuentra directamente relacionado, principalmente, con la acción de los procesos de génesis fluvial y de ladera.

En la zona meridional de la hoja, serán los primeros los dominantes, dado el carácter erosivo de la red, señalado por la presencia de cauces de incisión lineal y desarrollo de cabeceras torrenciales.

Previsiblemente, el proceso continuará en el futuro, al menos con similar intensidad, provocando el teroceso de las zonas de cabecera y la profundización de los cauces, con arrastre de los materiales de denudación hacia las zonas más bajas.

También la movilización en ladera, con ampliación y desarrollo de morfologías de coluvión y canchal, es un proceso que previsiblemente seguirá actuando en el futuro.

En la parte central y septentrional de la hoja, los procesos fluviales y de ladera, junto a los de génesis mixta aluvia-coluvial, contribuirán en el futuro al progreso de la regularización de las vertientes y suavizamiento general de los relieves actualmente existentes.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

El alto grado de metamorfismo, la deformación y el magmatismo hercínico que afectan a los materiales de esta zona, hace muy difícil la reconstrucción de la paleogeografía, así la única reconstrucción posible se puede hacer a partir de correlaciones con áreas adyacentes, donde los materiales han sido menos transformados por la Orogenia Hercínica, como por ejemplo ocurre al N de esta Zona, en la Hoja de Guijuelo (528).

Los materiales que constituyen la parte Sur de la Hoja corresponden al granitoide inhomogéneo, que procede a partir de los procesos de anatexia en materiales pelítico-grauváquicos con

intercalaciones de cuarcitas anfibólicas, rocas calcosilicatadas y con una importante participación de ortogneises de tendencia leucocrática, como pueden ser los ortogneises de La Almohalla, Bercimuelle y Castellanos.

Los metasedimentos corresponderían al Grupo Valdelacasa (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988), y dentro de este grupo a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, descritas por DÍEZ BALDA (1986). La formación Monterrubio, es una sucesión detrítica con intercalación de «porfiroides» (rocas porfídicas con participación ígnea) y la formación Aldeatejada que se sitúa por encima y concordantemente, está constituida por una sucesión detrítica más fina con intercalaciones de niveles carbonatados y la ausencia de niveles de porfiroides. Las condiciones de depósito de estos metasedimentos establecidos para otras zonas corresponderían a una serie de plataforma y talud.

Los gneises que afloran en áreas adyacentes (gneises bandeados y ortogneises de La Almohalla, Bercimuelle y Castellanos) muestran carácter intrusivo sobre los materiales anteriores. Estos ortogneises corresponden a rocas ígneas ácidas plutónicas asociadas a un magmatismo prehercínico, pueden tener semejanzas con los gneises de Martinamor. Los datos geocronológicos obtenidos para los ortogneises de La Almohalla, según PEREIRA (1992), dan una edad de 528 ± 14 m.a., correspondiente al Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior.

En esta Hoja no afloran materiales pertenecientes al Ordovícico, los cuales en zonas adyacentes se disponen discordantemente sobre los inferiores.

Los materiales hasta aquí descritos, tanto Precámbrios como Paleozoicos, están deformados por la Orogenia Hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. La deformación hercínica presenta tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías de menor importancia. Durante la primera fase (D_1), la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSO. El metamorfismo M₁ comienza con esta fase y alcanza su máximo desarrollo durante D_2 .

El M₁ evoluciona desde facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas, con grado creciente hasta alcanzar unas condiciones de P-T^a media.

La segunda fase (D_2) se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que refleja el colapso extensional de una corteza engrosada y que desplazó hacia el SE las zonas superiores con respecto a las inferiores. Durante D_2 finaliza el M₁ y comienza el M₂, pasando de la facies de anfibolitas al comienzo de la migmatización y anatexia. La evolución metamórfica durante la D_2 supone una fuerte extensión y descompresión, lo cual es coherente con el carácter extensional deducido para el cizallamiento D_2 , el cual sería el responsable del apretamiento de las isogradas metamórficas, observado en zonas situadas al NO de ésta, con la casi desaparición de la zona del almandino.

La tercera fase (D_3) pliega las estructuras anteriores, así como las isogradas metamórficas del M₁. Durante la D_3 , tiene lugar el máximo desarrollo del metamorfismo M₂, con una migmatización y anatexia generalizada, dando lugar a los materiales y estructuras que se pueden observar en el campo (granitoide inhomogéneo). Según PEREIRA (1992, 1993), las

condiciones de P-T^a alcanzadas durante la anatexia hercínica para esta zona, son de P = 4 Kb y T^a = 740°C.

Con posterioridad a estas tres fases principales, se desarrolla una cuarta fase (D_4), la cual queda reflejada en los granitoides tardíos con orientaciones norteadas, marcadas principalmente por los fenocristales de feldespato potásico. También se desarrollan cizallas subverticales con direcciones norteadas que afectan a los granitoides de dos micas, pero su continuación por el granitoide inhomogéneo es muy difícil, y llega a desaparecer. Después del M_2 , se desarrolla un metamorfismo retrogrado M_3 en facies de esquistos verdes, con desarrollo de una tectónica extensional.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación tiene lugar las etapas de fracturación tardihercínica, que afectan a todo el conjunto de materiales, denominadas etapa Malagón y etapa Hiendelaencina por DE VICENTE *et al.*, (1986) o episodio Dúctil Extensional, Dúctil Transcurrente y Frágil Transcurrente Tardihercínico de DOBLAS (1990). Los primeros episodios corresponden a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienzan con movimiento normal y acaban con movimiento de desgarre y durante el cual ocurre la inyección de los diques de pórfito. A continuación se generarían una serie de fracturas con direcciones NE-SO y NO-SE, que parecen estar ligadas a una extensión tardihercínica. Finalmente se produce una fracturación NNE-SSO, subvertical y que suele estar rellena por diques de cuarzo.

Por lo que se refiere al plutonismo ígneo granítico hercínico, los primeros eventos corresponden con la intrusión de la granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (8), en condiciones meso-catazonales, al mismo tiempo que se desarrollan los procesos anatécicos que dan lugar a la formación del granitoide inhomogéneo y leucogranito de nódulos, durante M_2 (D_2 y D_3). Posteriormente se produce la intrusión de los granitoides de dos micas, situados al Sureste de la Hoja, estos granitoides intruyen de forma sin- a tardicinemática con D_3 y por último, se emplazan los monzogranitos biotíticos, porfídicos (13), cuyo emplazamiento está asociado a D_4 , los cuales presentan orientaciones norteadas de diversa intensidad y que ocupan la mitad Norte de la Hoja.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, tardihercínicos. La familia de diques más importante tiene una dirección E-O y está representada por diques de pórfitos. Una segunda familia, también importante, está representada por diques de cuarzo con direcciones NNE-SSO, llenando fracturas tardihercínicas.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos e ígneos hercínicos y tardihercínicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debido a la apertura del Océano Atlántico y al comienzo de la Orogenia Alpina, dando lugar a la reactivación de fracturas tardihercínicas y a la generación de otras nuevas. Relacionado con este evento se produce la intrusión del dique básico de Plasencia-Alentejo, que aunque dentro del ámbito de esta Hoja no aflora, si se observa la fractura por la que intruyen en la esquina SE.

El encajamiento de la red fluvial actual, durante el Cuaternario y los efectos del glaciarismo reciente, son los procesos que van a terminar de perfilar los aspectos morfoestructurales actuales de este área.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA

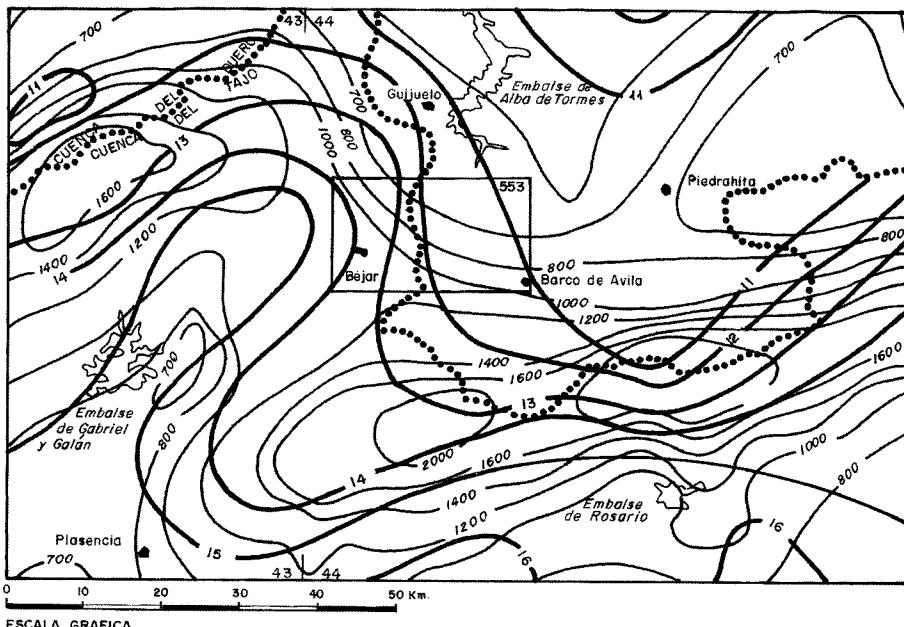
9.1. HIDROGEOLOGÍA

9.1.1. Climatología

El área de la Hoja de Béjar, n.º 553, posee un clima que ateniéndose a la clasificación agroclimática de Papadakis, se puede definir como Mediterráneo Templado en su mitad Norte, y Mediterráneo Templado Fresco al Sur, acorde se incrementen las cotas del terreno (figura 9.1). Según la clasificación climática citada y el régimen de humedad imperante en toda la Hoja, se define como Mediterráneo Húmedo y el régimen térmico como Templado Cálido en la mitad Norte y Templado Frío o Fresco en la mitad Sur.

La precipitación media en la Hoja de Béjar correspondiente al período 1940-1985, se encuentra comprendida entre las isoyetas de 650 mm y 1.100 mm, decreciendo la pluviometría de Suroeste a Noreste acorde disminuyen las cotas topográficas (Figura 9.1). La evolución temporal de las precipitaciones permite observar un período muy húmedo que se extiende de Noviembre a Marzo y un período de mínimos, coincidente con la época estival, el cual en las zonas montañosas de la Hoja se extiende durante Julio y Agosto, y en las estribaciones de dichas zonas, octantes 1, 2 y 4 aproximadamente, comprende además parte de Junio y Septiembre. El fenómeno de precipitación nival, si bien afecta anualmente a toda la Hoja, sólo reviste importancia en el sector Sur de la misma para cotas superiores a 1.700 m-1.800 m. Los datos disponibles del fenómeno nival, suelen ser escasos y, usualmente, han sido colectados de forma discontinua.

La temperatura media anual evoluciona espacialmente entre los 8°C en las cumbres del Sur de la Hoja (Sierra del Calvitero y Sierra de la Serenita) y los 11°C en el límite Noreste. La evapotranspiración potencial media anual calculada mediante la fórmula de Thornthwaite, oscila entre los 650 mm y los 700 mm (ver figura 9.1).



— 800 — Isoetes aquatica medic (mm) fasciclae 1940 (20)

— 14 — Isotermas anual media ($^{\circ}\text{C}$) (Período 1940/80)

Limites hoja 1: 200.000

Figura 9.1. Esquema climatológico.

9.1.2. Hidrología superficial

La mitad Oeste de la Hoja n.º 553, Béjar, se encuentra en la Cuenca del Tajo y la mitad Este en la del Duero (ver figura 9.2). La red hídrica, para ambas cuencas, se encuentra claramente condicionada por la dirección principal de fracturación SO-NE y su conjugada NO-SE.

Los principales cursos de agua de la Hoja n.º 553, que pertenecen a la Cuenca del río Tajo, son el río Sangusín, al Norte, y el Cuerpo del Hombre, al Sur (ver figura 9.2). Ambos ríos son tributarios del Alagón, el cual a su vez desagua directamente en el río Tajo. Un pequeño sector de la Hoja, ubicado en su vértice NO, escurre sus aguas directamente al Alagón. Con excepción de sus respectivas cabeceras, la casi totalidad de la mitad superior de las cuencas de los ríos Sangusín y Cuerpo de Hombre, se encuentran en la Hoja 553. En la tabla 9.1. se exponen algunas de las características de ambos ríos y de las estaciones de aforos respectivas. El contraste entre los dos cursos de agua resulta muy marcado. Así, en el caso del Sangusín, su cuenca se caracteriza por sus gradientes tendidos, y una red de tributarios, todos de régimen efímero, que han ido desarrollando sus cauces en las formaciones de lehm; el flujo subterráneo que escurre por estas formaciones alimenta a la red de estos arroyos. Por otro lado, en el caso del río Cuerpo del Hombre, su cuenca se caracteriza por sus fuertes gradientes, la red de cursos tributarios es de régimen marcadamente estacional, aunque, en general, son arroyos permanentes y se alimentan de los neveros de la Sierra de Candelario, sus lechos descansan en roca viva. Ambos ríos poseen un régimen fuertemente estacional, sin embargo mientras que el Sangusín, usualmente, se encuentra seco en verano y otoño, el río Cuerpo de Hombre sólo sufre severos estiajes en julio y agosto.

La única obra de infraestructura hidráulica de cierta entidad que existe en la Hoja, se halla en la Cuenca del río Cuerpo de Hombre. Esta consiste en un azud derivador ubicado sobre el mismo río, una conducción que une el azud y el embalse de Las Angosturas-Navamuño en un torrente afluente al río Cuerpo de Hombre. El objetivo de esta obra es el abastecimiento urbano de Béjar y otros municipios colindantes, así como los numerosos establecimientos industriales: textiles y chacineros.

Respecto a la Cuenca del río Duero, en la Hoja se encuentra de Norte a Sur, la casi totalidad de las cuencas de los ríos Valvanera y Becedillas y de los arroyos de la Garganta del Endrinal y Galicia, estos arroyos vierten sus aguas al río Aravalle. Los tres ríos son tributarios del río Tormes, asimismo en la Hoja se encuentran las cuencas de una serie de torrentes que son afluentes directos del Tormes (ver figura 9.2).

El relieve de la cuenca del río Valvanera es muy suave y se encuentra cubierto, casi en su totalidad, por formaciones de lehm. La superficie es del orden de los 80 km². La red hídrica de esta cuenca está compuesta por cursos efímeros, inclusive el Valvanera, y con un régimen hidrológico estacional análogo al del Sangusín. El valle por donde discurre el río Becedillas posee gradientes tendidos, sin embargo el resto de la cuenca posee un relieve abrupto, con desniveles altimétricos que superan los 1.100 m en apenas 6 km. La superficie de esta cuenca es de 91,7 km² y la longitud del cauce del Becedillas es de 20 km. El curso del río es permanente si bien sufre un fuerte estiaje en los meses de julio y agosto. El río Becedillas recibe las aportaciones de un conjunto de arroyos y torrentes procedentes de las Sierras de la Alberca y la Serenita. Los arroyos tributarios del río Aravalle, que se encuentran en la Hoja, colectan las aguas de la cara Sur de las Sierras Alberca, del Calvitero y de la Serenita, sus cuencas se caracterizan por relieve sumamente abrupto. En el sector de la Cuenca del Duero que se ha

Tabla 9.1. Características de los ríos Sangusín y Cuerpo de Hombre

| Río | Superf. de cuenca (km ²) | Longitud de cauce (km) | | | |
|------------------|--|------------------------------|------|-----------------------|---|
| | | | núm. | Emplazamiento | Superficie de cuenca (km ²) |
| Sangusín | 210,70 | 33,5 | 217 | Horcajo de Montemayor | 177 |
| Cuerpo de Hombre | 239,32 | 46 | 200 | Sotoserrano | 239 |

Nota: A.:Aportación media anual.

Q.: Caudal medio anual.

Qd.: Caudal medio diario.

Q_{max}: Caudal máximo instantáneo.

descrito no existen obras de infraestructura hidráulicas más que algunos pequeños azudes retardadores.

La Documentación Básica de los Planes Hidrológicos, tanto de la Cuenca del Tajo como de la del Duero, evalúan para la mayor parte de la Hoja 553, que las precipitaciones máximas en 24 horas oscilan entre 50 mm y 100 mm. En el límite Sur de la Hoja, en las Sierras de Candelario y la Alberca, se superan los 100 mm en 24 horas. Para ambos Planes Hidrológicos, la red hídrica de la Hoja merece una clasificación de mínima respecto al Riesgo Potencial de Inundación.

La única estación de control de Calidad de Aguas de la Red Oficial de Control se halla en el río Cuerpo de Hombre, en Béjar (Cuenca del Tajo). Basándose en el Índice de Calidad General (ICG), el Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo le otorga al río Cuerpo de Hombre una clasificación de «admisible» ($60 < \text{ICG} < 70$). El río Sangusín se halla sin clasificar. El Plan Hidrológico del Duero si bien no clasifica a los ríos Valvanera, Becedillas y Aravalle, basándose en el ICG, clasifica como «excelente» ($90 < \text{ICG} < 100$) el tramo del río Tormes ubicado entre sus nacientes y el embalse de Santa Teresa. Tramo, este, al que desagua la red hídrica de la Hoja que se halla en la Cuenca del Duero.

9.1.3. Hidrogeología

En la Hoja n.º 553, Béjar, no existen sistemas acuíferos que tengan una incidencia regional, ni siquiera la explotación local de los recursos hídricos subterráneos se puede considerar que posea relevancia alguna. No obstante, aún contemplando lo anteriormente expuesto, se debe observar que sí se pueden reconocer distintos sistemas de flujo subterráneo cuya importancia, en principio, sólo es local y cuyo aprovechamiento, en el mejor de los casos, sólo ofrece un escaso interés debido a lo limitado del recurso.

Los sistemas de flujo de la Hoja se pueden aglutinar entre aquellos que son permeables por porosidad intergranular (lehm, depósitos aluviales y derrubios de laderas) y los que son per-

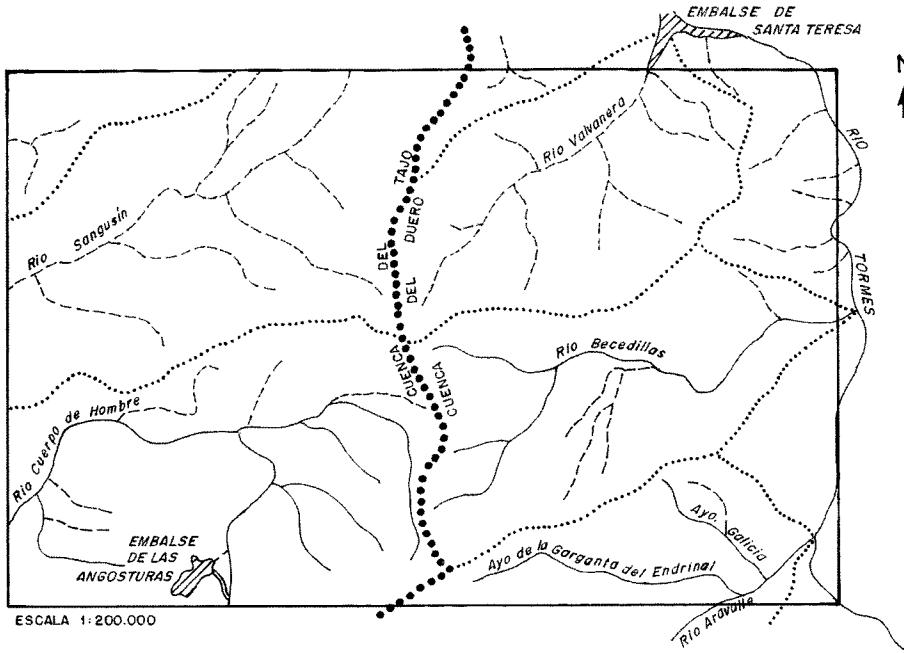
| Estación de aforo | | | | | | | |
|-------------------|------------------------|--------------|----------------------|-----------------------|------------------------|---------------------------------------|---------|
| | Período de observación | Núm. de años | — (hm ³) | Q (m ³ /s) | Qd (m ³ /s) | Q _{Imáx} (m ³ /s) | Fecha |
| | 1971-72 a 1981-82 | 11 | 23,24 | 0,74 | 9,10 | 26,7 | 10-2-79 |
| | 1968-69 a 1981-82 | 14 | 133,10 | 4,22 | 38,89 | 106,80 | 10-2-79 |

meables por fisuración (fracturas, diaclasas, diques). Tal como es de esperar, muchos de estos sistemas de flujo interactúan entre sí.

Los sistemas de flujo por interconexión de fisuras se extienden por toda la Hoja. En la mitad Sur de la misma, donde se encuentran las cadenas serranas, es el único sistema de flujo o si coexiste con sistemas de flujo por porosidad (derrubios de ladera) resulta preponderante. En las cadenas montañosas es donde se produce la recarga por percolación de la precipitación, habitualmente en forma de nieve. Sin embargo, se debe observar que debido a lo abrupto de la orografía, un porcentaje alto de la precipitación, y del agua acumulada en los neveros escurre superficialmente. En la mitad Norte de la Hoja, aproximadamente, la red de flujo que definen las fracturas y los diques se encuentra subyacente a las distintas formaciones de lehm existentes y su rasgo principal es propiciar la descarga del flujo recargado en las sierras. A pesar de no existir ninguna cuantificación del sistema de flujo, debido a la relativamente baja permeabilidad de las fisuras y lo limitado del ámbito espacial: sierra-formaciones de lehm, cabe suponer que a pesar de las altas precipitaciones el volumen de agua movilizado a través del sistema de flujo definido por las fisuras, no es de gran magnitud.

Los sistemas de flujo por porosidad intergranular en la mitad Sur de la Hoja, se encuentran asociados en general a derrubios de laderas totalmente desprovistos de importancia hidrogeológica y, en particular, en el vértice Suroriental en la afluencia del río Aravalle y Tormes se encuentra asociados a los depósitos aluviales de ambos ríos, por donde discurre el flujo del subávleo de ambos cursos. En la mitad Norte, de la Hoja, aproximadamente, los sistemas de flujos por porosidad se hallan asociados a las formaciones de lehm.

La mayor de ellas, en mucho, es la de la cuenca del río Sangusín, donde la potencia de esta formación puede alcanzar los 5 m. La explotación de la misma se realiza mediante pozos de gran diámetro y fuentes, los cuales en realidad son pozos someros, su uso está orientado a la ganadería y el abastecimiento doméstico, el rendimiento de los mismos sufre la influencia estacional a lo largo del año, así como los efectos de los ciclos anuales secos o húmedos, en situaciones de sequía excepcionales se han llegado a secar todas las fuentes y pozos de esta formación. En orden decreciente en cuanto a magnitud, otras formaciones de lehm, se



- Límite entre Cuencas del Tajo y del Duero
- Límite en cuencas
- Curso de agua permanente
- - - Curso de agua efímero
- Conducción
- Embalse
- Límite de hoja 13-22

Figura 9.2. Red hidrográfica de la Hoja n.º 553, Béjar.

encuentran en la cuenca del río Valvanera, ocupando la mayor parte de la misma y en la cuenca del río Becedillas, ocupando el valle por donde discurre este río. Los aluviales que se desarrollan sobre estas formaciones no tienen ninguna significación hidrogeológica. La recarga de las formaciones de lehm se produce a través de alguna de las tres fuentes siguientes:

- La precipitación sobre la misma formación, sea en forma de lluvia o de nieve.
- La descarga del flujo que escurre por el sistema de fracturas y diques que posee su recarga en las sierras.
- La infiltración en los bordes de la formación de la escorrentía superficial procedente de las sierras.

El drenaje de estas formaciones se realiza, principalmente, por descarga a la red hídrica superficial y a sus respectivos flujos subalveos y, eventualmente, en la medida que estas formaciones posean continuidad en el sentido del decrecimiento del gradiente topográfico. Existe otra posibilidad de descarga de estas formaciones, ésta consistiría que parte de la misma se realice a través del sistema de fracturas, el cual incorporaría al sistema de flujo regional la descarga de las formaciones de lehm. No obstante, este modelo de descarga, si bien resulta plausible, no ha sido validado.

9.2. RECURSOS NATURALES

Los principales recursos naturales dentro de esta Hoja se limitan a las rocas y minerales industriales, ya que los indicios sobre minerales metálicos son escasos, de poca importancia y en la actualidad están abandonados.

Para la realización de este apartado se ha consultado la información que tiene la Junta de Castilla y León, (1986, «Inventario y mapa de indicios de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Ávila, Salamanca y Zamora»).

9.2.1. Minerales metálicos

En esta Hoja no hay explotaciones minerales, sólo hay indicios, los cuales son escasos y de poco interés, así la única actividad minera se limita a antiguas explotaciones mineras.

En cuanto a las mineralizaciones, se puede generalizar que son siempre filonianas sobre diques de cuarzo, pero éstas son tan pobres y escasas que carecen de una importancia significativa. Tan sólo se conocen cuatro indicios de minerales metálicos. Dos de ellos se encuentran al NE de la Hoja (7, 8), ligados a diques de cuarzo de tamaño métrico, donde se puede observar como mena galena, blenda y calcopirita, para la extracción de Pb, Zn y Cu. Otros indicios se encuentran al NE de la localidad de El Losar (9) (Mina Santa Manolita), situados sobre un dique de cuarzo y con menas de galena y blenda, para la extracción de Pb y Ag, en el reconocimiento del indicio se ha observado en la zona un dique de cuarzo + carbonatos, con galena y blenda.

Estos tres indicios (7, 8 y 9) están relacionados, pues presentan las mismas características.

El cuarto indicio se encuentra al Sur de Candelario, en el pago conocido como La Mina. Dicho indicio se sitúa sobre un dique de cuarzo milonitizado donde se puede encontrar casiterita (Sn).

9.2.2. Rocas y minerales industriales

Se han inventariado nueve explotaciones de rocas y minerales industriales, aunque es muy frecuente encontrar pequeños indicios en la mitad Norte de la Hoja, sobre los granitoides tardíos y que tienen un uso local como piedra de mampostería y sillería.

Todos los indicios de rocas y minerales industriales se sitúan sobre granitoides y la gran mayoría de ellos están abandonados.

Los indicios 10 y 11 se sitúan sobre el granitoide inhomogéneo, en una zona donde hay una alteración bastante intensa dando un lehm arcilloso de color rojo. Este lehm se ha utilizado para la extracción de arcilla utilizada para la fabricación de ladrillos y tejas. Estos indicios están abandonados y son de dimensiones pequeñas.

Los indicios 1 y 5 se sitúan sobre los granitoides tardíos y se trata de árido de machaqueo, utilizado principalmente para firme de carretera y en menor grado como árido de construcción. El indicio 1 se encuentra abandonado, mientras el indicio 5 se está explotando como árido de machaqueo para firme de carretera y que se utiliza en el trazado nuevo de la carretera nacional 630, dentro de esta explotación también se aprovecha el suelo y el lehm granítico.

Por último, los indicios 3, 4, 6, 12 y 13 se utilizan como piedra de sillería, mampostería y ornamental. Especial atención tiene el indicio n.º 13, situado al Sur de la localidad de Junciana. Se trata de una explotación sobre la granodiorita de grano medio, biotítico, porfídico (8a) y que se utiliza como piedra ornamental y cuya denominación es «azul noche». El resto de los indicios se explotan de forma intermitente.

10. PIGS. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (PIG) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo de miles de millones de años. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de índole cultural, que debe ser protegido ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta.

El creciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientales ha motivado que las autoridades, diversos colectivos sociales e instituciones se hayan sensibilizado ante la necesidad de conservar nuestro entorno natural como patrimonio cultural. En este sentido, el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) comenzó en 1978 la labor de realizar una

serie de estudios encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que por su singularidad geológica deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos, turísticos y/o económico.

10.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Béjar, se han inventariado cuatro puntos de interés geológico en los que se ha intentado reflejar los procesos deformativos, anatécicos y geomorfológicos que se pueden observar. Para ello se han escogido una serie de cortes y lugares puntuales.

Los puntos inventariados son:

- Granitoide inhomogéneo (6) y leucogranito de nódulos (7).
- Granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (8a).
- Granodiorita y monzogranitos de grano medio, biotítico, porfídico (Facies El Losar) (13c).
- Circo glaciar de Peña Negra.

10.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PIG

10.2.1. **Granitoide inhomogéneo (6) y leucogranito de nódulos (7)**

Para la observación de estos materiales se ha escogido un corte que va por la carretera que sale desde la localidad de Candelario y que sube a El Travieso.

A la salida de Candelario se observa el leucogranito de nódulos, con enclaves de rocas metamórficas (coordenadas UTM, X = 266.500, Y = 4.471.800), que tienen el aspecto de boudines.

En la parte final de la carretera que corresponde con el núcleo de la sinforma formada por el leucogranito de nódulos, se observan unos materiales migmatizados y que por su aspecto parece ser gneises fémicos glandulares.

10.2.2. **Granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (8a)**

El corte escogido se realiza por la carretera que une las localidades de Becedas y Tremedal. Si el corte se comienza desde Becedas, el corte se comienza por el leucogranito de nódulos y se pasa al granitoide inhomogéneo que presenta textura «grano de arroz». Continuando por la carretera se pasa a la granodiorita, observándose el contacto entre el granitoide inhomogéneo (6) y la granodiorita porfídica (8a), dicho contacto es gradual con lo cual el límite entre ambas rocas puede variar según las características y criterios que se utilicen. Continuando hacia Tremedal se observa la granodiorita porfídica (5a) con las características típicas.

10.2.3. Granodiorita o monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (facies El Losar) (13c)

Los afloramientos se localizan al Norte de la carretera que une las localidades de El Losar y El Barquillo, en el límite entre las Hojas de Béjar (553) y Piedrahita (554). El granitoide aflora en pequeños inselberg, en los cuales hay explotaciones pequeñas, de carácter familiar, para la extracción de material de mampostería y sillería.

10.2.4. Circo glaciar de Peña Negra

En el centro-sur de la Hoja, en la zona de la Sierra del Calvitero y la Sierra de la Serenita, se observan varios circos glaciares entre los cuales se encuentra el circo de Peña Negra, ya que en este circo se pueden observar morrenas laterales y varias morrenas frontales, que corresponden a sucesivos estadios de retroceso del glaciar.

11. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ NAVA, H., GARCÍA CASQUERO, J. L., GIL TOJA, A., HERNÁN URROZ, J., LORENZO ÁLVAREZ, S., LÓPEZ DÍAZ, F., MIRA LÓPEZ, M., MONTESERIN, V., NOZAL, F., PARDO, M. V., PICART, J., ROBLES CASAS, R., SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988). «Unidades litoes-tratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica». *Comunicaciones // Congreso Geol. España*, vol. 1, pp. 19-22.
- ANDERS, E., y EBIHARA, M. (1982). «Solar-system abundances of the elements». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2363-2380.
- 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.
- AZOR, A., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTÍN PARRA, L. M. y VILLAR ALONSO, P. (1994). «La estructura del sector de Buitrago-Somosierra (Sistema Central)». *Boletín Geológico y Minero*, vol. 105-2, pp. 121-134.
- BABIN VICH, R. B. (1974). «Los materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-El Barco de Ávila-Béjar». *Stv. Geol.*, 7, pp. 41-61.
- BABIN VICH, R. B. (1975). *Estudio estructural de los afloramientos metamórficos de la región de Piedrahita-El Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid. 274 p.
- BABIN VICH, R. B. (1976). «Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahita-El Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos)». *Estud. Geol.*, 32(2), pp. 189-198.

- BABIN VICH, R. B. (1977a). «Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central Español (Sierra de Gredos)». *Bol. Geol. Min. de España*, 88(6), pp. 45-48.
- BABIN VICH, R. B. (1977 b). «Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos». *Estud. Geol.*, 33(3), pp. 251-254.
- BABIN VICH, R. B. (1978). «Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahita)». *Bol. Geol. Min. de España*, 89(6), pp.545-549.
- BARBERO GONZÁLEZ, L. C. (1992). *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: el Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 351 pp. y apéndices.
- BARD, J. P., CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970). Les grands traits stratigraphics, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). *C. R. Acad. Sci. París, 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 Ávila (Sistema Central Español)». *Bol. Geol. Min. de España*, 93(1), pp.59-67.
- BEA, F. (1985). «Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies». *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 79(4), pp. 549-572.
- BEA, F. y CORRETGE, L. G. (1986). «Petrography, geochemistry and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain». *Hercynica*, 2(1), pp. 1-15.
- BEA, F. y MALDONADO DE CASTRO, C. (1983). «El granitoide de nódulos del área Puente del Congosto-El Barco de Ávila-Candelario (España). Su geología, geoquímica y petrogénesis». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXII, pp. 77-87.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985 a). «Estudio petrológico de los granitoides del área Centro-Norte de la Sierra de Gredos (Batalito de Ávila, Sistema Central Español)». *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 20, pp. 137-174.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985 b). «Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batalito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación». *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 20, pp. 175-203.
- BEA, F., PEREIRA, M. D., CORRETGE, L. G. y FERSHTATER, G. B. (1994). «Differentiation of strongly peraluminous, perphoshorous granites. The Pedrobernardo pluton, central Spain». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2609-2628.

- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J. M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLA-SECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 15-51.
- BISCHOFF, L., WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986). «Uranium lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». Abstr. Int. Iber. Terranes and their Reg. correlation. Project 233: 39.
- 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*. Instituto Geológico y Minero de España, tomo 1, pp. 467-476.
- CAPOTE, R. (1985). «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica». *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 794, pp. 511-522.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981). «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 455-470.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1982). «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica». *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 76(2), pp. 313-331.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min. de España*, 86(6), pp. 551-596.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZALEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS, M. (1977). «El límite entre las Zonas Asturooccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. Min. de España*, 88(6), pp. 517-520.
- CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate». *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 79(4), pp. 523-548.
- CORRETGE, L. G. (1971). *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- DEBON, F. y LE, F. P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DE VICENTE, G., MARTÍNEZ, J., CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986). «Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central». *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1986). «El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca». *Acta Salmanticensia*, 52. Universidad de Salamanca, 162p.

- DÍEZ BALDA, M. A., AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1992). «El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al Sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional». *III Congr. Geol. España. Simp. 2*, pp. 365-374.
- DÍEZ BALDA, M. A., VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). «Structure (Central-Iberian Zone, Autochthonous Sequences)». En *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds. DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. 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 n.º 476 (Villavieja de Yeltes)». 2.ª serie del *Mapa Geológico Nacional* a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME. Madrid.
- DÍEZ MONTES, A., MUÑOZ DEL REAL, J. L. y CABRA GIL, P. (1993). «Mapa y memoria de la Hoja n.º 554, Piedrahita». 2.ª serie del *Mapa Geológico Nacional* a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME. Madrid.
- DOBLAS, M. (1.987). «Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia». Proc. Conf. Deformation and Plate. Gijón, Spain, pp. 1-29.
- DOBLAS, M. (1990). «Zonas de cizallas tardihercinicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, pp. 219-226.
- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989). «Bloqueo y dislocación antitética de superficies de «detachment» en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14, pp. 117-122.
- ESCUDER, J. (1995). *Evolución tectonotermal del domo gneísmico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centro Ibérica*. Tesis Doctoral. Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza. 304 pp. y anexos.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L. M., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PABLO MACÍA, J. G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987). «Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central». *Men. Fac. Cien. Univ. Porto*, 1, pp. 411-431.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1985). «Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central». *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 79(4), pp. 487-509.
- FRANCO, M. P. (1980). *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Ávila)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 273 p.
- FUSTER, 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.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y CARNICERO, A. (1973). «El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia». *Stvdia Geologica*, 6, pp. 73-84.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., CORRETGE, L. G. y BEA, F. (1974). «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo)». *Bol. Geol. Min. de España*, 85, pp. 40-69.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971). «Características fundamentales de los «sierreros» de la provincia de Salamanca». *Bol. Geol. Min. de España*, 82, pp. 287-290.
- GARCÍA 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.
- HEIM, R. C. (1952). *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain*. Tesis Min. Geol. Inst. Rijksuniv. Utrecht, pp. 1-66.
- 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*. Edes.: F. Bea et al., Ed. Rueda, Madrid, pp. 377-383.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península y Baleares*. E. 1:100.000. Inst. Geol. Min. de España.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1986). «Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León». Fase I: Provincias Ávila, Salamanca y Zamora.
- LÓPEZ RUIZ, S., APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central Español». *Mem. Inst. Geol. Min. de España*, 86, pp. 1-127.
- 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, 1.950).
- 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.
- MENDES, F., FUSTER, J. M., IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1972). «L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)». *Rev. Fac. Sci. Lisboa 2G*, 17, pp. 345-365.

- MONTESERIN, V., MARTÍN SERRANO, A. y BELLIDO, F. (1993). «Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 528 (Guijuelo)». 2.ª serie del *Mapa Geológico Nacional* a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.
- PARGA, J. R. (1969). «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37, pp. 1-15.
- PEREIRA, M. D. (1992). *El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Bolito de Ávila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 355 p.
- PEREIRA, M. D. y BEA, F. (1994). «Cordierite-producing reactions in the Peña Negra Complex, Ávila Batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis». *The Canadian Mineralogist*, vol. 32, pp. 763-780.
- PEREIRA, M. D., ROMKIM, Y. y BEA, F. (1992). «Dataciones Rb/Sr en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Bolito de Ávila, España Central): evidencias de magmatismo pre-hercínico». *Rev. Soc. Geol. España*, 5, pp. 129-134.
- RECIO, C. (1990). *The late hercian granitoid of the western area of the SCE: A stable (O,H,S) isotopic study*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 208 pp.
- SCHERMERHORN, L. J. G., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, C. H., VERDURMEN, E. A. Th y VERSCHURE, R. H. (1978). «Age and origin of the Mesejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of North Atlantic Ocean». *Journal Geology*, 86, pp. 299-309.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGE, L. C. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). «Síntesis geocronológica dos granitoides do Macizo Hespérico». En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola. Edes. F. Bea et al., Ed. Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- UBANEL, A. G. (1981 a). «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 591-605.
- UBANEL, A. G. (1981 b). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 607-622.
- UBANEL, A. G. (1982). *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español*. Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct., 160/82, 217 p.
- UBANEL, A. G. y DOBLAS, M. (1988). «Modelos geotectónicos de los diques E-O en el Sistema Central Español». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, pp. 183-191.
- UGIDOS, J. M. (1973). *Estudio petrológico del área de Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

- UGIDOS, J. M. (1974 a). «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de El Barco de Ávila-Plasencia y áreas adyacentes (Ávila-Cáceres)». *Stvdia Geológica*, 7, pp. 63-86.
- UGIDOS, J. M. (1974 b). «Los granitos biotíticos ± cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min. de España*, 85, pp. 66-74.
- VEGAS, R. (1975). «Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications». *Geol. Rundsch.*, 64, pp. 266-278.
- VEGAS, R., VÁZQUEZ, J. T., SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). «Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System». *Tectonophysics*, 184, pp. 367-378.
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J. M., IBARROLA, E., NAVIDAD. M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercianian age». *Terra Cognita ICOG*, 6 Meet., 6(2), 1606.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-558-5

9 788478 405589