



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



PIEDRAHITA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

PIEDRAHÍTA

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

Depósito legal: M-11845-2006

ISBN: 84-7840-622-0

NIPO: 657-06-008-0

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por EN ADARO, S. A., durante 1993, con normas, dirección y supervisión del IGME.

Cartografía, síntesis y memoria

A. Díez Montes (Basamento)
J. L. Muñoz del Real (Terciario)
P. Cabra Gil (Cuaternario)

Petrología

A. Díaz Montes

Geomorfología y neotectónica

P. Cabra Gil

Geoquímica

F. Bea Barredo

Dirección y supervisión por el IGME

F. Bellido Mulas

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, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	9
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO	11
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. PALEOZOICO	13
2.1.1. Formación Monterrubio	14
2.1.2. Formación Aldeatejada	14
2.2. TERCIARIO	14
2.2.1. Paleógeno	14
2.2.1.1. Arcosas con cantos dispersos. Limos (23). Oligoceno	14
2.3. CUATERNARIO	15
2.3.1. Limos, arenas y cantos (24). Glacis de cobertura	15
2.3.2. Gravas, cantos arenas y limos (25). Terrazas	16
2.3.3. Arenas y gravas (26). Fondos de Valle	16
2.3.4. Limos, arenas, cantos y gravas (27). Llanura de inundación	16
2.3.5. Arenas, arcillas y bloques (28). Coluviones	16
2.3.6. Arenas, arcillas y gravas (29). Aluvial. Coluvial	16
2.3.7. Limos, arcillas y cantos (30). Glacis. Coluviales	17
2.3.8. Arenas, limos y gravas (31). Conos de deyección	17
2.3.9. Arenas arcillosas y M.O. (32). Fondos endorreicos	17
2.3.10. Limos y arcillas (33). Cauces abandonados	17
3. TECTÓNICA	17
3.1. OROGENIA HERCÍNICA	18
3.1.1. Primera fase de deformación hercínica (D1)	18
3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica (D2)	18
3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica (D3)	19
3.1.4. Cuarta fase de deformación hercínica (D4)	19
3.1.5. Fracturación tardihercínica	20
3.2. OROGENIA ALPINA	22

4. PETROLOGÍA	23
4.1. ROCAS FILONIANAS	23
4.1.1. Diques de pegmatitas (1)	23
4.1.2. Diques de pórfidos graníticos (2)	23
4.1.3. Diques de cuarzo (3)	25
4.1.4. Dique de Plasencia-Alentejo (4)	25
4.2. ROCAS GRANÍTICAS (GNEISES Y ORTOGNEISES)	26
4.2.1. Gneises bandeados (5)	26
4.2.2. Ortogneis de La Almohalla (6)	28
4.3. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS	29
4.3.1. Granitoides sincinemáticos	29
4.3.1.1. Granitoides inhomogéneos, diatexíticos (7)	30
4.3.1.2. Leucogranito de nódulos (8)	34
4.3.1.3. Leucogranitos granatíferos (9)	35
4.3.1.3.1. Leucogranito de La Almohalla (9a)	35
4.3.1.3.2. Leucogranito de San Bartolomé de Tormes (9b)	36
4.3.1.4. Granodioritas de grano medio, biotíticas, porfídicas (10)	37
4.3.1.4.1. Granodiorita de La Lastra del Cano (10a)	38
4.3.1.4.2. Granodiorita de Aldeanueva de Santa Cruz (10b)	39
4.3.1.4.3. Granodiorita de Hoyos del Espino (10c)	41
4.3.1.5. Rocas básicas-intermedias (11)	43
4.3.1.6. Granitoides de dos micas (12)	45
4.3.1.7. Leucogranito de grano medio-fino, dos micas (13)	47
4.3.1.8. Granitoide de grano medio-grueso, dos micas con cordierita (14)	47
4.3.1.9. Granitoide de grano medio-fino, biotítico (\pm moscovita), porfídico con cordierita (15)	48
4.3.1.10. Granitoide de grano grueso, dos micas, porfídico (16)	50
4.3.1.11. Leucogranito de grano medio, dos micas (17)	52
4.3.1.12. Granitoide de grano medio, biotítico, porfídico. Granitoide de Montenegro (18)	53
4.3.2. Granitoides tardicinemáticos y postcinemáticos	55
4.3.2.1. Granitoide de grano medio-fino, biotítico, microporfídico (19)	55
4.3.2.2. Granitoide de grano grueso, biotítico, porfídico con cordierita (20)	57
4.3.2.3. Granodioritas y monzogranitos de grano medio, biotítico, porfídico (21)	58
4.3.2.3.1. Monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (21a)	59
4.3.2.3.2. Monzogranito grano medio, biotítico, porfídico (Facies de El Losar) (21b)	61
4.3.2.4. Monzogranito de grano grueso, biotítico, porfídico (Facies Navacepedilla) (22)	61
5. GEOCRONOLÓGÍA	62

6. GEOQUÍMICA	64
6.1. GNEIS BANDEADO (5)	64
6.2. ORTOGNEIS DE LA ALMOHALLA (6)	64
6.3. GRANITOIDE INHOMOGÉNEO (7)	64
6.4. LEUCOGRANITO DE NÓDULOS (8)	65
6.5. GRANODIORITAS DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO, PORFÍDICOS (10a, 10b)	65
6.6. GRANITOIDES DE DOS MICAS, EQUIGRANULAR (12) Y PORFÍDICO (16)	65
6.7. GRANITO MICROPORFÍDICO BIOTÍTICO (19)	66
6.8. GRANITO BIOTÍTICO, PORFÍDICO CON CORDIERITA (20)	66
6.9. GRANODIORITA MONZOGRANITO BIOTÍTICO, PORFÍDICO (21)	67
7. GEOMORFOLOGÍA	93
7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	93
7.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	94
7.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	95
7.3.1. Estudio morfoestructural	95
7.3.2. Estudio del modelado	96
7.3.2.1. Formas poligénicas	97
7.3.2.2. Formas fluviales	99
7.3.2.3. Formas de ladera	99
7.3.2.4. Formas lacustres	99
7.3.2.5. Formas glaciares y periglaciares	100
7.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	100
7.4.1. Alteritas	100
7.4.2. Sedimentos	101
7.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	102
7.6. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS	103
7.7. NEOTECTÓNICA	104
8. HISTORIA GEOLÓGICA	104
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA	106
9.1. HIDROGEOLOGÍA	106
9.1.1. Climatología	106
9.1.2. Hidrología superficial	108
9.1.3. Hidrogeología	110
9.2. MINERÍA Y CANTERAS	111
10. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	111
10.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	111
10.2. DESCRIPCION E INTERES DE LOS PIG	112
10.2.1. Ortogneises de La Almohalla	112
10.2.2. Gneises bandeados	112
10.2.3. Granitoides de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz ...	112
10.2.4. Granitoide inhomogéneo	112
10.2.5. Monzogranito grano medio, biotítico, porfídico (Facies de El Losar)	113
10.2.6. Dique de Plasencia-Alentejo	113
11. BIBLIOGRAFÍA	113

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Piedrahíta, 554 (14-22), se encuentra en el Sistema Central, abarcando en casi su totalidad la Sierra de Villafranca, donde encontramos como cotas más elevadas, Moros (2.065 m), Mojón de Guillén (2.024 m), Nevero (1.977 m), Peña Negra (1.944 m).

En la parte N de la Hoja se encuentra el valle del río Corneja, se trata de una depresión de fondo plano con cotas que varían de 900 m a 1.000 m.

Los principales cursos de agua son el río Tormes, que en la parte sur de la Hoja discurre de este a oeste y en la parte oeste de la Hoja el río discurre de sur a norte. El río Corneja, afluente del Tormes, se encuentra en la parte norte de la hoja y discurre de este a oeste. Estos cauces pertenecen a la red hidrográfica del Duero. En la parte este se encuentra el nacimiento del río Alberche, perteneciente a la red hidrográfica del río Tajo.

Administrativamente la Hoja de Piedrahíta pertenece en casi su totalidad a la provincia de Ávila, excepto en su parte oeste que pertenece a la provincia de Salamanca.

Los principales núcleos de población son por este orden: Piedrahíta, La Horcajada, Navamorales, La Aldehuela, Aldeanueva de Santa Cruz, Navalperal de Tormes, Navacepeda de Tormes.

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 MARCOS (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), UBANEll (1981 a, 1982), CAPOTE *et al.*, 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. UBANEll (1981 a y b, 1982) y UBANEll 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.

Los trabajos más importantes sobre los granitoides en el Sistema Central son: UGIDOS (1973, 1974 a y b) donde realiza un estudio de los granitoides del área Béjar-Plasencia, zona situada al E 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.

El estudio de las rocas filonianas, su disposición, emplazamiento así como su caracterización, cabe destacar a UBANEll (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 hercínicas o antehercínicas del Sistema Central se pueden encontrar en los trabajos de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PIN-TO *et al.* (1988), IBARROLA *et al.* (1988), BISCHOFF *et al.* (1986) y PEREIRA *et al.* (1992), este último trabajo realizado sobre algunos materiales que se encuentran en la Hoja.

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), UGIDOS (1987 b), 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.

En relación más directa con el área de estudio de la Hoja se encuentran los trabajos de UGIDOS (1973), BABEL VICH (1974, 1975), SÁNCHEZ GARCÍA (1987), IBARRA (1988), PEREIRA (1989), BEA *et al.* (1990), BEA y PEREIRA (1990), BEA (1991) y PEREIRA (1992). Estos últimos trabajos realizan un estudio detallado de las condiciones de anatexia y geoquímica del Complejo Anatéctico de Peña Negra (CAPN).

Por último, mencionar la reciente realización de las Hojas MAGNAS colindantes a escala 1:50.000 de Santa María del Berrocal, 529 (SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 1991), Vadillo de la Sierra, 530 (MARTÍN PARRA *et al.*, 1991), Guijuelo, 528 (MONTESERÍN *et al.*, 1992).

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 terciarios y cuaternarios de la cuenca de Piedrahíta (valle del río Corneja).

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

En nuestro caso, sólo estarían representados los materiales Precámbricos-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, 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 (equivalente 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.

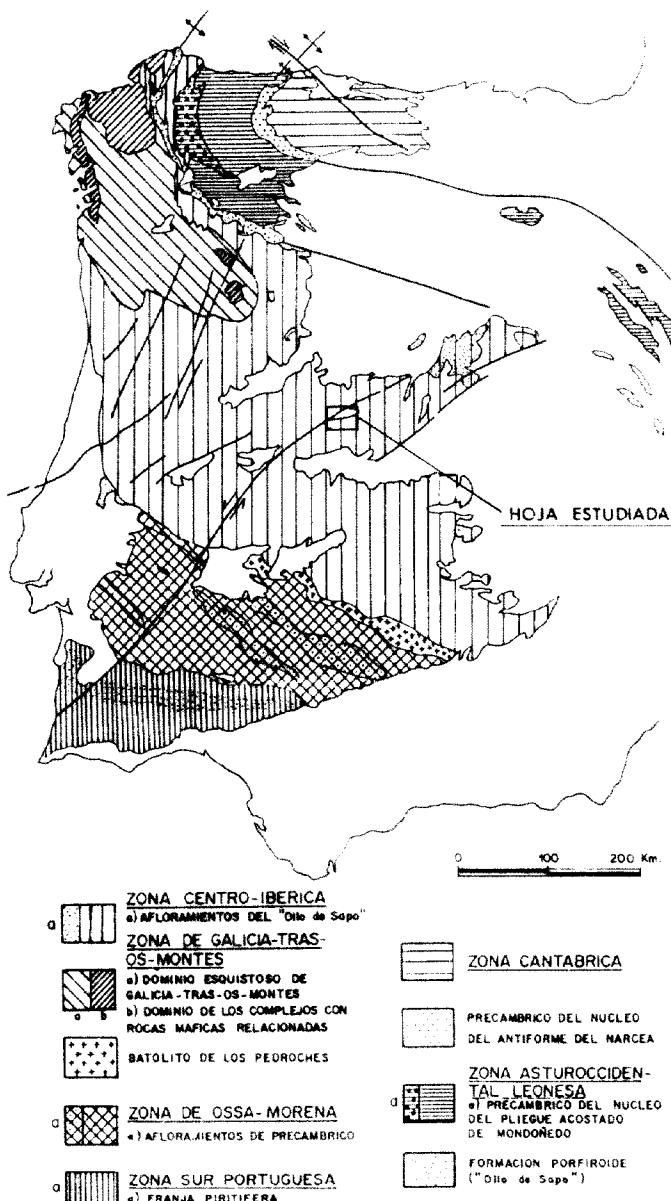


Figura 1. Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987)

- 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 detriticas infra-ordovícicas con dolomias 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 precámblicas con una discordancia que separa dos grandes unidades, ausencia de Cámbrico medio y superior y naturaleza transgresiva del Ordovícico. En términos estructurales, se caracteriza por la presencia de estrechos sindinales 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. Los 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.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PALEOZOICO

La intensa migmatización sufrida en el Complejo Anatéctico de Peña Negra (CAPN), hace muy difícil un estudio e identificación del protolito a partir del cual se ha generado el granito inhomogéneo, aún así se cree conveniente la descripción de los posibles materiales a partir de los cuales procede estos granitoides, para ello se describirán los metasedimentos que afloran en áreas adyacentes, por ejemplo en la Hoja de Guijuelo (528) (MONTESERÍN *et al.*, 1993).

Para el conjunto de sedimentos precámbrios-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-Vendense; Grupo Ibor, al que se le asigna una edad Vendense Superior y, Grupo Valdelacasa,

con una edad Vendieñense 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 protolito que se puede identificar a partir de los materiales del CAPN, corresponden a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, las cuales estarían enriquecidas en materiales cuarzo-feldespáticas en relación con los materiales que afloran hacia el NO y con la participación de un importante volumen de ortogneises (ortogneises tipo La Almohadilla y gneises bandeados, estos materiales son descritos en el apartado de petrografía).

2.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio es una sucesión de más de 1500 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.

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

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 varían 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. TERCIARIO

2.2.1. Paleógeno

Dentro del Sistema Terciario, los afloramientos atribuidos al Paleógeno, se ubican en la zona centro-norte de la Hoja, estando constituidos sus tramos cartográficos por sedimentos arcósicos que en la mayor parte de los casos se encuentran recubiertos por los diferentes sistemas de glacis procedentes de los relieves graníticos de la Sierra de la Ventosa (Hoja de Santa María del Berrocal).

2.2.1.1. Arcosas con cantos dispersos. Limos (23). Oligoceno

Se localiza ésta unidad en los alrededores de la localidad de San Bartolomé de Corneja, así como en diferentes puntos de las riberas del río Corneja.

Sus sedimentos corresponden genéricamente a arcosas, por lo general de colores blancos, amarillos y pardo-rojizos, cuyo tamaño de grano oscila de medio a grueso, entre los cuales se incluyen cantos de diversa naturaleza y tamaño, que se disponen de forma aleatoria o bien agrupados en niveles más o menos continuos.

Intercalados dentro del contexto arcósico general, aparecen unos limos marrones y rojizos mezclados con arcillas, cuya continuidad lateral resulta ser muy escasa.

Las arcosas están compuestas fundamentalmente por granos de cuarzo de tamaño medio-grueso, con un porcentaje de feldespato bastante menor. La fracción limo-arcilla tiene un contenido en micas ciertamente destacable.

Los cantos son de tamaño variable, oscilando entre 2 y 10 cm, suelen ser redondeados, subredondeados y angulosos, según su tamaño y naturaleza, correspondiendo éste a cuarzo, rocas ígneas y cuarcitas.

En el talud existente a la altura del pk 29,5 de la carretera que se dirige a Santa María del Berrocal, se observan algunas secuencias ciertamente difusas, cuyos niveles llevan una dirección preferente de éste a oeste y cuyo buzamiento deposicional gira en torno a los 5º hacia el norte.

La sucesión presenta rasgos con características hidromórficas, que indican una relativa exposición subaérea con un cierto desarrollo de áreas con vegetación.

Estos episodios sedimentarios se pueden interpretar como canales fluviales que drenaban relieve sedimentarios arcósicos, metasedimentarios y graníticos.

La edad de ésta unidad se desconoce, ya que no existen criterios de peso como para fijarla con total precisión, no obstante, dada la posición estratigráfica que estos materiales ocupan y su similitud con otras de la región datadas por POLO, M. A. et al, (1987), se les estima como pertenecientes al Oligoceno.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la hoja de Piedrahíta son muy escasos en general, debido a lo abrupto del terreno y al predominio de los procesos erosivos sobre los sedimentarios. Sólo al norte, en la Cuenca de Piedrahíta, en el sector del Valle del río Corneja, los sedimentos recientes alcanzan un desarrollo más amplio. Dentro de todo el conjunto destacan los depósitos de carácter fluvial, los poligénicos y los de ladera.

2.3.1. **Limos, arenas y cantos (24). Glacis de cobrera**

Aparecen en el sector norte de la hoja de Piedrahíta en ambas márgenes del río Corneja, aunque los de la margen derecha son de mayor desarrollo y se prolongan varios kilómetros por la contigua hoja de Santa María del Berrocal (529). Litológicamente están constituidos por un depósito de naturaleza limo-arcillosa con cantos dispersos o en delgados niveles. Suelen tener entre 1 y 3 m de espesor y se les asigna una edad pleistocena.

2.3.2. Gravas, cantos arenas y limos (25). Terrazas

Son muy escasas y únicamente se han cartografiado dos afloramientos, uno en el límite norte de la hoja, en la margen derecha del río Corneja, y otro en el borde oeste, en el paraje denominado Molino de la Chorrera Honda, en la confluencia del río Corneja con el Tormes. Se trata de niveles bajos de terraza, formados con cantos, gravas y bloques de cuarzo y granitoides envueltos en una matriz arenosa de color blanco grisácea. Estos depósitos no suelen tener un espesor superior a 3 m. Dada su posición respecto a los cauces se le supone una edad Pleistoceno superior, aunque podría prolongarse hasta el Holoceno.

2.3.3. Arenas y gravas (26). Fondos de Valle

Son los depósitos más frecuentes debido a la proliferación de ríos y arroyos que dejan depósitos en el fondo de los valles que ellos mismos modelan. Se trata de arenas cuarzo-feldespáticas y gravas y cantos de cuarzo y granitoides. A medida que aumenta el contenido en material fino transformándose, a veces, en una acumulación formada casi exclusivamente por bloques y gravas. Aunque no se pueden determinar los espesores de estos depósitos, no se suponen muy potentes y es probable que no superen los 5 ó 6 metros. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.4. Limos, arenas, cantos y gravas (27). Llanura de inundación

Se desarrollan en algunos tramos de los ríos Tormes y Corneja, pudiendo llegar a alcanzar hasta 1 km de ancho. Su composición es muy similar a la de los fondos de valle, pero con un mayor contenido en elementos finos, presentando a techo un nivel arenoso limoso correspondiente a las facies de desbordamiento. La edad de estos depósitos es Holoceno.

2.3.5. Arenas, arcillas y bloques (28). Coluviones

Se desarrollan mayoritariamente al pie de las laderas y en estrecha relación con los fondos de valle y los conos de deyección con los que interdigitan sus depósitos. Se presentan en forma de bandas alargadas y en general paralelas a los cursos de agua. Los mejores ejemplos aparecen en el valle del arroyo de la Caballeruela y en el tramo oeste del río Tormes. Su composición es bastante homogénea debido a una litología monótona del sustrato, de carácter fundamentalmente silíceo. La textura es heterométrica con abundantes bloques de material granítico. Son depósitos poco coherentes con una potencia variable entre 1 y 3 m.

2.3.6. Arenas, arcillas y gravas (29). Aluvial. Coluvial

Se localizan en el borde septentrional de la hoja, ocupando zonas deprimidas siempre relacionadas con la red fluvial. Su morfología es muy variable y se denominan así porque a los depósitos de fondo de valle se les incorporan aportes laterales procedentes de las laderas, interdigitándose de tal forma que su litología y textura es muy similar a la de los fondos aluviales. Se les asigna una edad Holocena.

2.3.7. Limos, arcillas y cantos (30). Glacis. Coluviales

Aparecen en el borde norte de la hoja, en la cuenca de Piedrahita, constituyendo las formas de enlace entre los glacis de cobertura o la superficie tipo «Pediment» y la llanura de inundación del río Corneja. Su composición es limo-arcilloso con algunos cantos subredondeados de litología variable. El espesor total no es visible, pero se estima en un valor inferior a dos medios, formando a veces una delgada película sobre los sedimentos terciarios o los granitos subyacentes.

2.3.8. Arenas, limos y gravas (31). Conos de deyección

Ofrecen una composición muy homogénea debido a la monotonía del área fuente. Se trata de materiales arenosos o arenoso-limosos con niveles de cantos y gravas de cuarzo y granitoides. La potencia que alcanzan es variable de unos conos a otros e incluso dentro del mismo cono oscilando entre 1 y 6 m los de mayor tamaño están asociados al valle del río Corneja.

2.3.9. Arenas arcillosas y M.O. (32). Fondos endorreicos

Son de muy escasa potencia y están formados por arenas arcillosas oscuras con suelos pardo grisáceos y un alto contenido en materia orgánica. Se desarrollan en áreas de mal drenaje, y generalmente asociadas a la superficie de erosión denominada superficie de Paramera, aunque también pueden desarrollarse en áreas más bajas.

2.3.10. Limos y arcillas (33). Cauces abandonados

Con una litología de carácter fino, aparecen estos depósitos, sobre las llanuras de inundación de los ríos Corneja y Tormes, denunciando el funcionamiento de antiguos cauces. Estos surcos que quedan grabados sobre otros depósitos pueden ser funcionales en épocas de lluvia.

3. TECTÓNICA

En el área comprendida en la Hoja de Piedrahita 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 Precámbrico y Cámbricos 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. Su reflejo en la Hoja es la cuenca de Piedrahita-Corneja. 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 progradado del tipo de presión intermedia que alcanzo el grado medio-alto en los primeros estadios de la deformación D_2 . Posteriormente se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión durante D_2 , que pudo ser isotérmico y que se relaciona con un régimen extensional producido durante D_2 . 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 (D_1)

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S_1 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 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, salvo en el ortogneis de La Almohalla, todo ello debido principalmente a los procesos anatécticos que afectan a esta zona. Las únicas estructuras que se reconocen dentro del ortogneis es una fábrica planar definida por los filosilicatos. Esta S_1 rodea a los fenocristales de feldespato potásico, los cuales presentan formas redondeadas.

3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica (D_2)

Esta segunda fase, según DÍEZ BALDA *et al.* (1992), se caracteriza por la generación de anchas zonas de cizallas 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 más profundas, normalmente asociados a una esquistosidad S_2 que varía desde un bandeadío 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, efectuado 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 D_1 y D_3 , no puede atribuirse a un episodio post o tardiorrogénico, siendo lo más probable que refleje el colapso de una corteza engrosada.

En áreas epizónales las macroestructuras de la deformación D_2 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 relación más directa con la zona de estudio, PEREIRA (1992) atribuye a esta D_2 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. A partir de las relaciones de campo y de la forma cartográfica, el cuerpo de granodiorita tiene forma tabular y durante la segunda fase, intruye el cuerpo laminar de granodiorita. PEREIRA (1992) indica un origen anatético para esta granodiorita porfídica.

3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica (D_3)

Esta tercera fase produce pliegues de todos los ordenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical que deforma a la S_2 , 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 relaciona con esta deformación D_3 zonas y superficies de cizallas subverticales de dirección N 70° E y N 130° E y con un desplazamiento siniestro, 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 siniestras, cortan a las estructuras de tercera fase, siendo claramente posteriores a dicha deformación (D_3).

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 E-O a 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-SO y sentido dextro. Dentro de la lámina de granodiorita, esta se encuentra replegada por esta tercera fase de deformación, formando un suave siniforme con el plano axial de dirección N 75° E y subvertical.

3.1.4. Cuarta fase de deformación hercínica (D_4)

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 direc-

ción 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 Piedrahíta esta fase deformativa está reflejada en los granitoides porfídicos tardíos a postcinemáticos. Esta orientación de fenocristales y biotitas tiene una dirección predominante N-S, subvertical.

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 (UBANEL, 1981 a y b, 1982; DE VICENTE *et al.*, 1986; UBANEL y DOBLAS, 1988; 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-Piedrahíta, dividiendo el área en tres dominios separados por dos grandes fracturas con dirección NE-SO. 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 ligero buzamiento entre 75° y 85°N, en las que se pueden observar estrías subhorizontales, esto parece 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, característicos 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 a los valles del Jerte, Corneja y Ambles, y tiene una gran longitud.

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 resaltos 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°E, son totalmente frágiles. Estas fallas desarrollan cataclasitas y episienitización de las rocas.

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, también se encuentra asociada a estas fallas diques de lamprófidos, sobre todo en la parte NE limítrofe con la Hoja de Navatalgordo. Llevan asociado la formación de episienitas. CORRETGE (1971), indica para este sistema N-S que 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 las demás. Las fracturas N-S parecen ser las más modernas.

En cuanto 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 (a), 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 UBANEL 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, sólo se deben tener en cuenta como alpinas las fracturas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, como 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, 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 Piedrahíta y la cuenca de Amblés.

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 constituido 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 se han encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos (DE LA NUEZ *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 diagonal y que implica que aflore parcialmente, en pequeños sectores, también 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; UBANELL, 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 subparalela con componente de desgarre siniestro.

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

Un primer juego lleva una dirección que varía entre ONO-ESO a E-O y está 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 afecta a los materiales terciarios, llevan una dirección NNE-SSO, son fallas inversas de gran ángulo (subverticales a 70°-80° al O) y que parecen que han rejugado a fracturas tardihercínicas al igual que las fracturas anteriores.

4. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen por una parte 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

Las manifestaciones filonianas en la Hoja son muy abundantes y están asociadas, mayoritariamente, con la intrusión del magmatismo granítico hercínico. Los diques más frecuentes son los de carácter ácido, que corresponden a las etapas tardías de consolidación magmática. La mayoría de estos diques están compuestos por diques de cuarzo, pegmatitas y pórfidos graníticos. Los diques de pórfido están más relacionados con el magmatismo tardicinemático y postcinemático.

En menor cantidad, existe un magmatismo filoniano de naturaleza básica, representado principalmente por el dique de Plasencia-Alentejo.

4.1.1. Diques de pegmatitas (1)

Los únicos diques que se han diferenciado cartográficamente se encuentran situados al N de Navasequilla, aunque por toda la Hoja se pueden observar pequeños diques de escala no cartografiable.

En general, la composición de estos diques es bastante simple, como minerales principales hay cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa ácida. A partir de esta base hay variantes con biotita y turmalina, cordierita y granate, de forma más escasa se encuentra berilo.

Las pegmatitas situadas al N de Navasequilla (ver mapa geológico), muestran prismas de cordierita de 2-3 cm, incluso pueden alcanzar los 4 cm; los granates tienen un tamaño de 1-2 cm y muestran crecimientos simpleteíticos con cuarzo.

4.1.2. Diques de pórfidos graníticos (2)

Este tipo de diques aflora principalmente en la mitad norte de la Hoja. Constituyen diques de gran continuidad longitudinal con potencias de 3 a 7 metros. Estos diques están muy ligados a los macizos graníticos tardicinemáticos, postcinemáticos y a las fracturas de dirección N 70°E a E-O, subverticales, por lo que presentan una dirección muy constante. Estos diques están cortados por el dique de Plasencia-Alentejo.

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 porfídicas marcadas por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 1-4 cm y cristales de cuarzo de 3-7 mm y los bordes con texturas afaníticas de grano fino. 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 aislados o agrupados de 2 a 4 individuos. Suelen presentar golpes 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 euhedral, con macla de microclina y a veces de microclina-carlsbad, 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 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 moscovitizados. 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 argenítico.

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.

4.1.3. Diques de cuarzo (3)

Este tipo de diques son muy frecuentes en la parte sur de la Hoja aunque se pueden encontrar por toda ella. Van asociados con todas las intrusiones graníticas, siempre como últimos representantes de las manifestaciones filonianas. Solamente están cortados por el dique básico de Plasencia-Alentejo. La potencia de estos diques es muy variable, desde pocos centímetros hasta 4-5 m y no se observa ningún tipo de mineralización.

Estos diques intruyen sobre 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, intruyen 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).

4.1.4. Dique de Plasencia-Alentejo (4)

Dentro del conjunto de las rocas filonianas, el dique básico de Plasencia-Alentejo tiene un carácter especial al tratarse de un dique claramente posthercínico. Ha sido ampliamente estudiado por diversos autores (GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO, 1973; GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1974). Las dataciones absolutas realizadas en diversas zonas de su extensa longitud (alrededor de 550 km.) arrojan edades de 275 m.a. (SOARES DE ANDRADE, 1972), 220 m.a. (TEIXEIRA y TORQUATO, 1975), 220-160 m.a. (SCHERMEHORN *et al.*, 1978). Estos últimos autores indican que el emplazamiento del dique está relacionado con la apertura del Atlántico Norte.

El dique atraviesa la Hoja en diagonal, con una dirección aproximada de N 55°E. Aflora muy mal, debido en parte a que está afectado por una fractura subparalela y está recubierto por materiales cuaternarios, sobre todo hacia el SO de la Hoja.

A escala de afloramiento, se trata de una roca de grano fino a medio en los bordes y que hacia el centro pasa a ser de grano medio-grueso a grueso, tiene un color verde oscuro a pardo en fresco que cuando se altera da colores rojizos. Suele dar una morfología en pequeños bolos redondeados de 15-30 cm de diámetro, en otras zonas debido a la fracturación, el dique aflora con formas angulosas.

Petrografía

Al microscopio presenta una textura subofítica-diabásica, también se puede observar una textura micrográfica formada por cristales de feldespato potásico de hábito anhedral y cuarzo

con formas poligonales. Como minerales principales tiene plagioclasa y clinopiroxenos, en menor proporción se encuentra anfíbol hornbléndico. Como accesorios tiene ortopiroxenos, feldespato potásico, cuarzo, apatito, opacos y más raramente biotita. Como minerales secundarios tiene sericitita y moscovita.

La plagioclasa es subhedral (rectangular) y a veces equidimensional, El tamaño más frecuente es de 250-500 micras. Tiene un zonado normal continuo y corresponde a andesina-labradorita. Presenta procesos de sericitización. Se puede diferenciar otra familia de plagioclases de 2-3 mm que dan a la roca un cierto carácter microporfídico, estas plagioclases muestran siempre un zonado.

Los clinopiroxenos son alotriomorfos en general, y suele ser augita, a menudo están parcialmente alterados a anfíbol.

Los ortopiroxenos parecen ser enstatita, en buena parte alterados a serpentina. A menudo están incluidos en clinopiroxenos.

El feldespato potásico y el cuarzo desarrollan con frecuencia intercrecimientos micrográficos.

Los minerales opacos son grandes (1-2 mm) y a menudo poiquiliticos. Cuando son muy abundantes dan a la lámina un moteado.

4.2. ROCAS GRANÍTICAS (GNEISES Y ORTOGNEISES)

Dentro de este apartado se incluyen dos rocas de origen ígneo (5 y 6), aunque podrían considerarse como un sólo cuerpo con dos facies distintas, pues muestran las mismas características deformativas. Ambos cuerpos muestran una fábrica interna foliada que debe corresponder a la S_1 o a la S_2 o quizás a la suma de ambas. Esta esquistosidad es muy frecuente observarla como está plegada por la Fase 3. PEREIRA (1992) atribuye una edad para estos materiales de 528 ± 14 m.a.

4.2.1. Gneises bandeados (5)

Estos materiales afloran en el centro de la Hoja, al SO y E de Piedrahíta, tienen una forma cartográfica alargada en dirección E-O. Hacia el S presenta contactos graduales y netos con el granitoide inhomogéneo, al O está en contacto por fractura con la granodiorita de Hoyos del Espino, al N está en contacto con el ortogneis de La Almohalla y hacia el E el contacto es por fractura con el dique de Plasencia-Alentejo.

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

El bandeados gneísico o esquistosidad está marcada por una alternancia de bandas biotíticas y bandas leucocráticas con un tamaño de grano medio de composición granítica. Este bandeados muestra una dirección predominante según N 40° E/ 40° SE 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 gneis bandeados parcialmente asimilado y desestructurado, los contactos entre ambos materiales es gradual y es muy difícil poner un límite entre ambas rocas. Las principales masas del granitoide se encuentran en la parte más alta de esta pequeña sierra (cerros de Umbrela, Peña Escobarejo, La Cruz). Dentro del granitoide está orientación 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.

Petrografía

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 encuentra sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, pinnita y espinela.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, extinción ondulante y puede estar subdividido a individuos menores con límites irregulares. Tiene inclusiones de biotitas con hábito subhedral. Otro tipo de cuarzo se encuentra como inclusión en los feldespatos, principalmente la plagioclasa y, muestra formas redondeadas o bien hábito subhedral, y, por último, cuarzo mirmequítico, es bastante escaso y está desarrollado en plagioclásas albíticas en contacto con el feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito anhedral, formando parte de la mesostasis. Tiene macla de la microclina y pertitas de tipo «film». Es muy pobre en inclusiones, éstas son de cuarzo, biotita y plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales cuyas hábitos varían de anhedral a subhedral. Tiene macla polisintética y ocasionalmente muestra un ligero zonado. Su composición es de oligoclasa y como inclusiones tiene cuarzos redondeados a subhendrados, biotita con hábito subhedral a enhedral, apatitos de hábito acicular y granate. De forma ocasional, se observa una plagioclasa albítica, con formas lobuladas y textura mirmequítica, desarrollada cuando está en contacto con feldespato potásico.

La biotita se presenta principalmente en agregados de varios cristales de hábito subhedral, a veces con formas poligonales formando mosaicos, menos frecuente en cristales de hábito anhedral. Tiene un pleocroismo que varía de castaño rojizo a marrón claro, es muy pobre en inclusiones de circones con halos pleocroicos y engloban parcialmente a apatitos anhendrados.

De forma puntual muestra orlas parciales formadas por un gran número de minerales opacos (ilmenita).

La cordierita aparece como pequeños cristales de hábito anhedral a subhedral y que pueden estar retrogradados total o parcialmente a pinnita, espinela, biotita y moscovita. Este mineral es relativamente abundante y tiende a encontrarse en las bandas bióticas. Suele tener inclusiones de cuarzo. En una lámina se ha encontrado un cristal de granate englobado por cordierita.

El apatito es muy escaso y se presenta en cristales de hábito anhedral asociado a las bandas bióticas. Los minerales opacos pueden presentar formas prismáticas alargadas a pseudoexagonales y, en general, están asociadas a la biotita.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. La moscovita es de carácter secundario y se ha formado a partir de la plagioclasa y feldespato potásico, formando cristales de hábito anhedral y formas esqueléticas, o bien a partir de la cordierita. En mucho menor grado a partir de la biotita. También se encuentra, aunque muy escasa, clorita, minerales opacos, feldespato potásico, esfena, y rutilo sagenítico asociado a la degradación de la biotita.

4.2.2. Ortogneis de La Almohalla (6)

Afloran entre las localidades de Piedrahita y La Almohalla, en una banda estrecha de dirección E-O. Hacia el N está en contacto con el granoide inhomogéneo y/o migmatitas mesocráticas de PEREIRA (1992). Al S presenta un contacto concordante con la deformación que tienen los gneises bandeados. La forma en la que afloran es en lajas a ras de suelo o bien en bolos de tamaño métrico, angulosos y con una superficie irregular.

Se trata de una roca de aspecto muy leucocrático, con un tamaño de grano medio-grueso, muestra un bandeados marcado por una alternancia de bandas bióticas 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.

Petrografía

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.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, con extinción ondulante. Hay zonas donde el tamaño de grano del cuarzo es fino y es donde muestra texturas de recristalización

con formas poligonales y puntos triples de unión. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños redondeados a subhédrales, incluido en la plagioclasa y feldespato potásico. En proporciones muy limitadas, se puede encontrar cuarzo mirmequítico.

El feldespato potásico forma cristales de hábito anhedral, macla de microclina, poco o nada pertíticos y con inclusiones de cuarzo, plagioclasa. En menor medida se encuentra con carácter intersticial formando parte de la mesostasis. De forma ocasional se puede observar un feldespato potásico que forma parches antipertíticos sobre la plagioclasa.

La plagioclasa se presenta en cristales de 1-3 mm, hábito anhedral a subhedral y macla polisintética. Su composición corresponde a oligoclasa, con bordes más ácidos, y que ocasionalmente pueden ser mirmequíticos y lobulados cuando está en contacto con el feldespato potásico. Como inclusiones tiene cuarzos redondeados, biotita, circón, apatitos con hábito acicular.

La biotita se encuentra en agregados de gran número de cristales. Estos cristales tienen hábitos que varían de anhédrales a subhédrales, a veces con formas poligonales dando lugar a una textura en mosaico. Tiene inclusiones de circones que desarrollan halos pleocroicos y de apatitos con hábito anhedral.

El circón es uno de los minerales accesorios más abundantes y se encuentra como inclusiones en todos los minerales principales, y con un tamaño muy variable que puede alcanzar 150μ .

El apatito se presenta con dos hábitos, uno con formas aciculares que está incluido principalmente en la plagioclasa y otro con formas redondeadas, ambos se encuentran incluidos en la biotita. El apatito con forma redondeadas puede tener inclusiones de circón.

En relación con las transformaciones secundarias se encuentran agregados de grano muy fino de sericita formando sustituciones sobre la plagioclasa. En los procesos de degradación de la biotita se produce clorita, opacos (ilmenita principalmente) y esfena. La moscovita se encuentra como producto de transformación de los feldespatos y de la biotita.

4.3. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

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.

4.3.1. Granitoides sincinemáticos

Se incluye dentro de este apartado los granitoides afectados por las principales deformaciones hercínicas, D_2 y D_3 .

4.3.1.1. *Granitoideos inhomogéneos, diatexíticos (7)*

Se incluyen dentro de este grupo aquellos granitoideos 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 (tipo Almohalla) 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 granitoideos para-autóctonos con zonas que están «in situ» y con zonas que se han desplazado muy poco desde un área de formación.

Las estructuras de tipo migmatítico que se pueden observar son, principalmente, de dos tipos, nebulíticas y schlieren. Estas estructuras migmatíticas generadas, 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 cuarzo-feldespáticos 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 oftalmíticas de tipo «augen», estas últimas son bastante escasas en el complejo migmatítico de la Peña Negra.

Cada una de estas estructuras migmatíticas presenta una serie de características propias, aunque resulta muy difícil marcar los límites exactos entre ambos tipos, 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 Anatético de Toledo y a las migmatitas mesocráticas de PEREIRA (1992). Se caracteriza por aflorar en bolos bien 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-grueso (5-7 mm). Llama la atención el idiomorfismo que presentan los cristales de plagioclasa y FK, estos tienen un tamaño 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 porfídicas 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.

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

Por todo el granitoide inhomogéneo y con mayor abundancia en el granitoide con estructura schlieren, aparecen pequeñas masas centimétricas a métricas, con formas alargadas y, a veces, en pequeños cuerpos cartografiados de **leucogranito cordierítico y/o con granate (7a)**. 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 encuentran orientados con su máxima dimensión paralelamente a la forma de la masa donde se encuentran. El granate se encuentra, principalmente, en la parte alta de la Sierra de Villafranca.

Estos leucogranitos forman macizos pequeños, alargados y estrechos, que en la mayoría de los casos no tienen representación cartográfica, así en el mapa geológico se han diferenciado zonas de mayor abundancia. Estos cuerpos pequeños pueden estar cortando al bandeadío que presenta el granitoide y otras ocasiones existe un paso gradual entre ambas rocas.

La presencia de cordierita o granate se debe, más que a factores termobáricos, a pequeñas diferencias composicionales o de presencia de fluidos entre las bandas de leucogranito. Las condiciones de P-T del área permiten la estabilidad de ambas fases simultáneamente.

Con respecto a la edad de la migmatización, esta se puede determinar de forma relativa según el grado de deformación y las relaciones con respecto a otros granitoides (leucogranito cordierítico, granitoides tardihercínicos). De manera generalizada, la esquistosidad de los materiales que se están migmatizando, y por lo tanto destruyéndose, es la correspondiente a la segunda fase de deformación hercínica (D_2). Al estar la lámina de granodiorita de La Lastra del Cano formando una sinforma de fase 3, la cual está afectada por la migmatización y como dicha lámina está cortada 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 continúa durante la 3.^a fase hercínica, siempre anterior a la intrusión de los macizos tardíos-postcinemáticos. PEREIRA (1992) y PEREIRA *et al.* (1992), realizan una isocrona para las granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz (Figura 3) 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 anatéctica.

Petrografía

Entre los minerales principales de estas rocas están cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita. Como fases accesorias aparecen minerales opacos, apatito, circón, sillimanita, andalucita, rutilo y granate. Finalmente como fases accesorias aparecen sericitita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, minerales opacos, esfena, feldespato potásico y pinnita.

Las texturas más comunes son las inequigranulares de grano medio-fino a medio, pueden variar desde alotriomórficas a hipidiomórficas y a veces bastante idiomórficas. También presentan texturas porfídicas 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 están subdivididos a individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante, también 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 están incluidos en el feldespato potásico, plagioclasa y cordierita. Cuarzo mirmequítico, desarrollado en aquellas plagioclásas que están en contacto con feldespato potásico.

El feldespato potásico tiende a presentarse con hábito subhedral, aunque también en formas anhedrales o euhedrales, 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 tiene son de biotita, cuarzo, circón 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 antipertíticos.

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 tienden 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 circón 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 euhedral, 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 sólo 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 circón prácticamente sólo se encuentra 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.

Leucogranitos con cordierita y/o granate. (7a)

Están constituidos fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con proporciones muy variables de cordierita y/o granate. Como minerales accesorios presentan biotita (en algunos casos puede ser un constituyente principal), minerales opacos, circón. Los minerales secundarios son sericitita, moscovita y clorita.

Las texturas que pueden observarse son holocristalinas, inequigranular de grano medio, alociromórfica, a veces algo hipidiomórficas. Texturas deformativas y mirmequíticas.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, generalmente subdivididos a individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante. En aquellas zonas donde la deformación es mayor, el cuarzo presenta texturas de recristalización, con formas poligonales y puntos triples de unión. Otros tipos de cuarzos que se encuentran en menor proporción son cuarzo mirmequítico y cuarzo con formas redondeadas, a veces subhendradas, que están como inclusiones en el feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla de microclina y es muy poco pertítico. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, en una ocasión se ha observado granate.

La plagioclasa, de hábito anhedral a subhedral, con 1-3 mm, macla polisintética y con inclusiones de cuarzo, biotita. Se puede diferenciar una plagioclasa albítica con textura mirmequítica desarrollada en contacto con cristales de feldespato potásico.

La cordierita de hábito subhedral, generalmente se encuentra alterada a un agregado de moscovita y biotita cloritizada. Tiene inclusiones de cuarzos redondeadas.

El granate se presenta con formas redondeadas (de 0,3-3 mm) en los que se puede reconocer alguna cara cristalina. Generalmente está muy poco alterado y sólo en los bordes y grietas del cristal a clorita y rutilo.

Por último, la biotita puede presentarse en cristales aislados o en agregados de pocos cristales, y está bastante cloritizada. Tiene inclusiones de circón que desarrollan halos pleocroicos.

4.3.1.2. *Leucogranito de nódulos (8)*

Los principales afloramientos de este leucogranito se encuentran al N de El Barco de Ávila, N de La Horcada, oeste de la Hoja y en pequeños afloramientos de escala no cartografiable por todo el NO de la Hoja, así como en enclaves de tamaño métrico en los granitoides tardíos (Granitoide de grano medio, biotítico, porfidico y granitoide de El Losar). Estos leucogranitos afloran en pequeños resaltos topográficos, en bolos de tamaño métrico con formas angulares e irregulares. La morfología de estos cuerpos es laminar, tabular, encontrándose intercalados dentro de los granitoides inhomogéneos y muestran contactos subhorizontales. Estos leucogranitos están intruidos por los granitoides tardíos (N de La Horcada).

A escala de afloramiento muestran 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, a modo de cavidades miarolíticas. 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. Puntualmente los afloramientos de este leucogranito muestra una foliación subhorizontal, aunque generalmente no muestran ningún tipo de orientación o foliación.

Dentro de estos leucogranitos se encuentran enclaves formados por una roca de aspecto leucocrático, con una fuerte foliación o bandeados que pueden corresponder a restos de su posible protolito.

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 encuentra sericitita, moscovita, clorita, feldespato potásico y rutilo sagenítico.

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 encuentra 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 microclina. 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 plagioclasa forma cristales de hábito anhedral-subhedral, macla polisintética y su composición corresponde a albita (<10% An). Los cristales son muy pobres en inclusiones y éstas son principalmente de cuarzo.

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

4.3.1.3. *Leucogranitos granatíferos* (9)

Se han diferenciado dos cuerpos pequeños, uno situado en la localidad de La Almohalla y el otro situado en la localidad de San Bartolomé de Tormes. Por toda la Hoja se puede observar la presencia de pequeños cuerpos de escala no cartografiable dentro del Complejo Anatéctico de La Peña Negra.

4.3.1.3.1. Leucogranito de La Almohalla (9a)

Se encuentra situado en el mismo pueblo. Intruye sobre el ortogneis de La Almohalla, del cual tiene enclaves y que lo rodea en su totalidad excepto su contacto oeste que es por fractura con dirección al NE y que está rellena por diques de cuarzo. Aflora muy mal, siempre en lajas a ras de suelo.

La roca tiene un tamaño de grano medio (2-5 cm). Como única mica está la biotita, aunque hay algo de moscovita secundaria. Los granates tienen un tamaño de 2-3 mm, aunque pueden alcanzar un tamaño mayor, estos granates pueden tener aureolas de oxidación.

Este leucogranito presenta una fábrica deformativa con una dirección según N 45°E a N 70°E, buzando 40°N o bien subvertical.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa. Como minerales accesorios presenta biotita, granate y círcón. Los minerales secundarios son sericita, moscovita, clorita y esfena.

Las texturas que se pueden observar son holocristalina, inequigranular de grano medio a medio-fino, alotriomorfa.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales subdivididos en individuos menores o en agregados policristalinos con bordes irregulares y ligera extinción ondulante. Se puede diferenciar otro tipo de cuarzo de cristalización más temprana, que se presenta como inclusiones, principalmente en el feldespato potásico, y tiene hábito subhedral o con formas redondeadas.

El feldespato potásico es bastante abundante y se puede presentar en dos formas. Como cristales subhedrales con desmezclas pertíticas de tipo «vein», macla de microclina y es muy rico en inclusiones de plagioclasa y cuarzo. Se diferencia otro feldespato potásico de carácter intersticial formando parte de la mesostasis, con macla de microclina, no pertítico y muy pobre en inclusiones.

La plagioclasa muestra hábito anhedral, a veces subhedral. Tiene maclado polisintético de la albita. Es muy pobre en inclusiones y suele tener feldespato potásico en parches antiperíticos. Otro tipo de plagioclasa de hábito euhedral a subhedral, se presenta como inclusiones en los cristales de feldespato potásico.

El granate se encuentra como fase accesoria, se presenta en cristales de hábito anhedral, con un tamaño de 2 mm. Está fracturado y tiene inclusiones de cuarzo y circón. En las zonas de borde y en las grietas está desestabilizado a biotita cloritizada.

La biotita se presenta en cristales aislados, siempre alterada a clorita, con hábito anhedral. La moscovita se encuentra asociada a transformaciones de plagioclasa y feldespato potásico.

4.3.1.3.2. Leucogranito de San Bartolomé de Tormes (9b)

Este granito se encuentra situado en dicho pueblo y está rodeado por el granitoide inhomogéneo. Aflora muy mal, en pequeños bolos que no dan berrocales o bien en lajas a ras de suelo.

Este granitoide, a escala de afloramiento, se puede definir como un leucogranito con tamaño de grano grueso, biotítico y porfídico. La biotita es de 2-4 mm, el cuarzo de 5-8 mm y puede alcanzar los 10 mm. Los fenocristales de feldespato potásico son de 2-3 cm. La característica más destacable es la gran abundancia de prismas de cordierita y granate que pueden alcanzar un tamaño de 15-20 mm.

Este granitoide presenta una fuerte de formación que da lugar a una fábrica plano-lineal. La foliación tiene una dirección según N 40°E/ 15°NO y la lineación N-S/ 35°S.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son opacos, circón, granate, cordierita, andalucita, sillimanita, turmalina, rutilo, y entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita y rutilo sagenítico.

Las texturas que presenta este granitoide son holocristalina, inequigranular de grano medio, porfídica. En general, se puede observar una deformación marcada en los cristales de cuarzo.

El cuarzo constituye cristales alotriomorfos, con formas alargadas debido a la deformación, está subdividido en individuos menores con extinción ondulante y pueden presentar límites irregulares o bien texturas de recristalización. También se encuentra, en menor proporción, cuarzo incluido en el feldespato potásico, son cristales redondeados o subidiomorfos.

El feldespato potásico se encuentra en cristales anhedrales con los bordes engranados con los otros componentes. Es muy rico en inclusiones de plagioclasa, y en menor medida de cuarzo. Tiene desarrollado pertitas de tipo «film». Muestra macla de microclina y carlsbad.

La plagioclasa es oligoclasa ácida o albita, forma cristales con hábito anhedral, subhedral. Tiene macla polisintética. Es frecuente ver en la plagioclasa inclusiones de sillimanita con hábito de prismas aciculares.

La biotita se encuentra en cristales aislados, hábito anhedral, con pleocroismo de castaño rojizo a amarillo claro. Tiene inclusiones de círcón que desarrolla halos pleocroicos.

La moscovita forma láminas irregulares y, en general, se asocia a crecimientos blásticos post-magmáticas en sustituciones sobre la plagioclasa, feldespato potásico y cordierita.

El granate aparece en cristales de 1-5 mm, con hábito subhedral, a veces conservan caras cristalinas. Muestran un aspecto fracturado, el cual está lleno por clorita. En ocasiones puede observarse su transformación retrograda a biotita en las zonas de borde. Tiene inclusiones de cuarzo redondeado.

La cordierita aparece en cristales de hábito subhedral, alterada total o parcialmente a pinnita, biotita y moscovita.

La andalucita se encuentra en cristales de hábito anhedral y suele estar asociada a la biotita. La sillimanita es escasa y siempre se encuentra incluida en la plagioclasa, presenta hábito prismático acicular.

El círcón se encuentra con formas idiomorfas, bipiramidales, pero en general tienen un núcleo redondeado. La turmalina se encuentra en cristales de hábito anhedral, con un tamaño muy pequeño y con un pleocroismo que varía de tonos verdes a casi incolora.

Entre los minerales secundarios se encuentra seritita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentra clorita, minerales opacos y rutilo (sagenítico), asociado a la transformación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita, se encuentran pinnita, clorita, moscovita y biotita.

4.3.1.4. *Granodioritas de grano medio, biotíticas, porfídicas (10)*

Dentro de este grupo se ha diferenciado cartográficamente tres unidades o facies, aunque todas ellas presentan unas características texturales muy semejantes:

- Granodiorita de La Lastra del Cano.
- Granodiorita de Aldeanueva de Santa Cruz.
- Granodiorita de Hoyos del Espino.

Este tipo de roca está dentro de la superficies Hoyos descrita por BEA (1985), atribuyendo afinidades granodioríticas y cuya morfología son cuerpos estratoides con un pequeño grado de aloctonia, considerando a estas masas como láminas subhorizontales de tamaño y potencia variable. Estas características se pueden apreciar muy bien en esta Hoja de Piedrahíta.

4.3.1.4.1. Granodiorita de La Lastra del Cano (10a)

Las granodioritas afloran por toda la Hoja, en cuerpos de varios kilómetros cuadrados o en pequeñas masas de escala no cartografiable. Los principales cuerpos se encuentran al O de Santa María de los Caballeros y en La Lastra del Cano.

Estas granodioritas son cuerpos laminares, con los contactos subhorizontales. Siempre se encuentra relacionado con el granoide inhomogéneo (migmatitas mesocráticas nebulíticas de PEREIRA, 1992). Los contactos entre ambos son graduales y a veces son intrusivos. Hacia el S de la Hoja está en contacto con los granitos de dos micas. PEREIRA (1992) obtiene una edad para estas rocas de 310 ± 6 m.a., con una relación de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial de 0,7096, dicha edad corresponde con la edad del plutonismo sincinemático dominante en la Zona Centroibérica (SERRANO PINTO *et al.*, 1987) y es concordante con la edad de las granodioritas de la superficies Hoyos de BEA (1985), con edades que oscilan entre 310 a 323 m.a.

Aflora en bolos poco redondeados con un tamaño de 1-2 m, y menos frecuente en lajas a ras de 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, idiomorfos, muestran generalmente secciones rectangulares con 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 mm, 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, las granodioritas subautóctonas presentan una importante alteración, 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 que 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 migmatización 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 microgranudos, metasedimentarios (rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfibolitas), restitas bióticas con sillimanita (3 cm) y nódulos de cuarzo (3-5 cm).

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.

Dentro del granitoide inhomogéneo y a techo de la lámina de granodiorita de La Lastra del Cano, se encuentran unas rocas que en fresco muestran un color muy oscuro y con una gran abundancia de prismas de sillimanita con un tamaño centimétrico (1-3 cm). Afloran en pequeños cuerpos de escala no cartografiable y se pueden observar muy bien en el pago de La Malayuela (X = 299.900; Y = 4.472.950). PEREIRA (1992) denomina a estas rocas como granoblastitas sillimaníticas y las considera como una facies restítica asociada a la formación de las granodioritas subautóctonas.

4.3.1.4.2. Granodiorita de Aldeanueva de Santa Cruz (10b)

Esta granodiorita aflora al N de Aldeanueva de Santa Cruz, en un cuerpo con una extensión de aproximadamente 5 km², se puede considerar como una facies de la granodiorita descrita anteriormente y presenta una serie de características diferentes a escala de afloramiento, estas son:

La biotita es de 1-3 mm, fina subidiomorfa y se presenta en cristales aislados, es menos abundante que en la granodiorita de La Lastra del Cano. 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 estos cristales muestran tonos rosados. El cuarzo se presenta en cristales de 2-4 mm y en cristales 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 granodiorita de La Lastra del Cano.

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 granodiorita de La Lastra del Cano; restitas bióticas y nódulos de cuarzo, los cuales no son muy frecuentes.

Petrografía

Dentro de este apartado se describe la petrografía de las granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz, ya que ambas muestran las mismas características petrográficas y las únicas diferencias se presenta a escala de afloramiento.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son minerales opacos, apatito, círcón, 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 hipiomorfas, porfídica. La textura hipidiomorfa está marcada principalmente por los cristales de plagioclasa 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 está subdividido 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 y 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 encuentra como individuos de menor tamaño con carácter intersticial formando parte de la mesostasis. También se puede encontrar como pequeños parches antipertíticos 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 An_{30-20} para el núcleo, y An_{20-10} para las partes externas. Las inclusiones que tiene son de biotita, cuarzo, apatito, círcón y granate.

Otros tipos de plagioclasa son: plagioclasa de carácter albítico, se desarrolla en los contactos feldespato potásico-plagioclasa, suele presentar formas lobuladas hacia el interior de los cristales de feldespato potásico y muestran textura mirmecítica. Plagioclasa como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, sus contornos tienen forma euhedral con bordes finos albíticos y anhedrales, sus núcleos están alterados a sericitita.

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 puede mostrar individuos maclados.

El apatito es el accesorio más habitual y se puede presentar con dos formas: apatitos 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, con hábito anhedral y muestra un pleocroismo de verde oliva a casi incoloro.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, 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.

4.3.1.4.3. Granodiorita de Hoyos del Espino (10c)

Cartográficamente se han diferenciado tres masas o cuerpos, el primero aflora al SE de la Hoja, continuándose al S por la Hoja de Bohoyo (577) y hacia el E por la Hoja de Navatalgarro (555), en su contacto norte está intruida por un granitoide de grano medio, biotítico, porfídico con cordierita (21), en su contacto sur está intruida por el granitoide de grano medio, biotítico (\pm moscovita) (17). Una segunda masa se encuentra situada al NE de la Hoja, continuándose al N por la Hoja de Santa María del Berrocal (529), en su parte norte está intruida por el monzogranito biotítico, porfídico (18) y al NE está intruida por el dique básico de Alentejo-Plasencia. La tercera masa se encuentra situado en el centro-norte de la Hoja, en los alrededores de Hoyorredondo, donde muestra relaciones de hibridación y mezcla con las rocas básicas aflorantes en dicha zona.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: la roca tiene un tamaño de grano variable entre medio (2-5 mm) a medio-grueso (4-8 mm). La biotita se presenta en agregados. El cuarzo tiene un tamaño muy variable de unas zonas a otras, pero el rango es de 3-7 mm. El carácter porfídico de la roca está marcado por fenocristales de feldespato potásico (2-5 cm) con hábito idiomorfo, secciones rectangulares con la macla de carlsbad y en secciones hexagonales con texturas frasí, muestran inclusiones de biotita. Son frecuentes los feldespatos potásicos de más de 7 cm («dientes de caballo»). La roca muestra la textura «grano de arroz», descrita anteriormente.

En general, se puede observar una foliación subhorizontal marcada por la biotita, fenocristales de feldespato potásico y por los enclaves. En la gran mayoría de los afloramientos esta foliación subhorizontal no se aprecia debido a la migmatización que ha sufrido la roca. Por lo tanto, estas masas granodioríticas están relacionadas con la segunda fase de deformación hercínica.

Los enclaves que se pueden observar son principalmente microgranudos y en menor cantidad enclaves de metamórfico.

Petrografía

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

La característica más destacable al microscopio es la fuerte deformación que presentan las láminas estudiadas, la cual condiciona el hábito y texturas que presentan los minerales, afectando principalmente al cuarzo y biotita.

El cuarzo se presenta con hábito anhedral, formas alargadas a modo de «ribbons», muy subdividido a individuos menores y los cuales pueden presentar límites irregulares, suturados o bien texturas de recristalización en las bandas donde el cuarzo tiene un tamaño de grano fino, con formas poligonales y puntos triples de unión.

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son: cuarzo mirmequítico y cuarzo como inclusiones en el feldespato potásico.

El feldespato potásico se encuentra formando cristales de hábito anhedral, subhedral, con la macla de microclina-carlsbad y con inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa. También se puede encontrar feldespato potásico con carácter intersticial, formando parte de la mesostasis, no muestra textura pertítica y no tiene inclusiones.

La plagioclasa forma cristales de hábito anhedral, subhedral, tiene maclado polisintético con zonación concéntrica. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita, circón, apatito y feldespato potásico formando parches antipertíticos. Su composición es oligoclásica. La deformación produce que la plagioclasa muestre los planos de macla doblados.

La biotita se presenta en agregados que están redondeando los cristales de cuarzo y plagioclasa principalmente. Tiene hábito anhedral, a veces forma incipientes «peces de mica». Siempre tiene un tamaño de grano inferior a 1 mm. Pleocroismo varía de marrón rojizo a marrón amarillento. Las inclusiones que muestran son de apatito y circón.

El apatito aparece como inclusión en la biotita. Tiene hábito subhedral o bien con formas redondeadas, que suelen incluir a circón. También puede presentar hábito prismático y son bastante frecuentes las secciones hexagonales. El circón se encuentra como inclusión en la biotita, sobre la cual desarrolla halos pleocroicos, también se puede encontrar como inclusión en la plagioclasa.

Dentro de esta roca, las transformaciones secundarias son poco importantes y los minerales más característicos son la sericita, que forma agregados de grano muy fino sobre la plagioclasa; la clorita y minerales opacos, a partir de los procesos de degradación de la biotita y, la moscovita, que se presenta en cristales pequeños formados a partir de la biotita y que es muy rica en inclusiones de minerales opacos que tienden a disponerse entre los planos (001).

4.3.1.5. *Rocas básicas-intermedias (11)*

Este tipo de rocas aflora en pequeños cuerpos en el NO de la Hoja, continuándose por las Hojas límitrofes. Dentro de este grupo litológico se incluyen un conjunto de rocas heterogéneas con tonalidades gris oscuro, tamaño de grano medio-fino a medio. Es frecuente observar cristales de feldespato potásico idiomorfos de 7-10 mm x 3-4 mm, con secciones rectangulares principalmente. También se pueden observar cristales de cuarzo de 4-5 mm con bordes de reacción de color negro.

Al Sur de Hoyorredondo, el cuerpo de rocas básicas presenta unas características diferentes, tiene un tamaño de grano medio, color gris oscuro, con cristales de biotita aislada de 4-5 mm que dan a la roca cierto aspecto vaugnerítico. Presenta un bandeadío centimétrico claro-oscuro de dirección N 30°E/ 30°SE, que es concordante con la foliación que presentan las rocas circundantes.

Petrografía

Estas rocas desde el punto de vista petrográfico corresponden a tonalitas y cuarzodioritas bióticas y biotítico-anfíbolicas.

La mineralogía principal está compuesta por plagioclasa, biotita + anfíbol y cuarzo. Entre los minerales accesorios siempre se encuentran apatito, circón y opacos, y dependiendo de los casos allanita, titanita y feldespato potásico. Como minerales secundarios aparecen sericita, prehnita, clorita, titanita y opacos.

Estas rocas presentan texturas holocristalinas, equigranulares de grano medio, puede variar a grano fino. Pueden tener cierta textura porfídica debido a la presencia de algunos fenocristales de plagioclasa. Textura micrográfica, formada por cuarzo incluido en feldespato potásico.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos, bien definidos, con maclación polisintética y compleja. Puede tener zonación continua-difusa poco definida o zonación concéntrica oscilatoria poco acentuada. También puede presentar zonada en parches. En algunas muestras pueden encontrarse algunos cristales de plagioclasa de tamaño algo mayor, que contienen con frecuencia numerosas inclusiones poiquiliticas de anfíbol. Las inclusiones más comunes en este mineral suelen ser de biotita, y en menor proporción de cuarzo. Es bastante frecuente la alteración preferencial de algunas zonas más básicas o de los núcleos, que pueden llegar a ser muy intensa. Puede presentar algunos parches antípertíticos de feldespato potásico y en algunas muestras puede estar parcialmente poligonizada.

La biotita es en general el mineral ferromagnesiano más abundante. Tiene color que varía de castaño rojizo a amarillento claro, y sus tamaños son muy variable aunque inferiores a los de la plagioclasa. Su hábito es bastante variable y fluctúa entre cristales groseramente subidiomorfos, a alotriomorfos, y es bastante común que forme agregados policristalinos. Las inclusiones más comunes son de apatito, y no es raro que se asocien a ella cristales de titanita con hábitos generalmente alotriomorfos. Puede formar crecimientos sobre anfíboles, y sustituirles parcialmente. En algunos casos puede estar apreciablemente recristalizada, encontrándose individuos en los que la deformación se resuelve en poligonizaciones. En algunas rocas los minerales opacos aparecen principalmente como inclusiones en los agregados policristalinos de biotita.

El anfíbol, en las rocas en que es menos abundante, se encuentra como cristales alotriomorfos con bordes irregulares y coloraciones verdoso-claras pleocroicos a tonos más pálidos. Puede presentar aspecto fibroso, y no es raro que esté parcialmente sustituido por biotita. En las rocas en que abunda más, hay cristales con mayor idiomorfismo, que pueden estar intensamente sustituidas por un anfíbol posterior, que crece granoblásticamente sobre él. El anfíbol más temprano, tiene color verde con tinciones marrones irregulares, y no es raro que se encuentre titanita en relación con las transformaciones referidas. Puede tener maclado polisintético y también se encuentra parcialmente sustituida por biotita. Los cristales de anfíbol de mayor tamaño, suelen tener aspecto sucio debido a la presencia de múltiples inclusiones de grano fino asociadas a un reajuste. Estas inclusiones en algunos casos se concentran en los núcleos del mineral.

El cuarzo se encuentra en proporciones subordinadas y en su mayor parte forma cristales alotriomorfos que se acomodan intersticialmente al resto de los minerales principales.

También en escasa proporción, puede aparecer como inclusiones irregulares o redondeadas en la plagioclasa y en la biotita. En las rocas más ácidas, puede constituir individuos de mayor tamaño, en ocasiones con hábitos poiquilíticos.

El apatito forma cristales idiomorfos o subidiomorfos, con hábitos prismáticos gruesos a finos, predominando estos últimos en las rocas de texturas microgranudas-microdiabásicas. Puede estar incluido en la biotita o en la plagioclasa.

El circón, no es abundante, y en general se encuentra como pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos, que pueden estar incluidos en biotita, plagioclasa o anfíbol.

La titanita es un mineral relativamente frecuente y suele formar cristales pequeños, con hábitos alotriomorfos. Suelo estar asociada a la biotita y en general es más abundante en las rocas anfibólicas, en las que en parte se forma como producto de la transformación del anfíbol primario. Puede también encontrarse dispersa entre el conjunto de los minerales, o en algunos casos, incluida en la plagioclasa.

Los minerales opacos pueden encontrarse como pequeños cristales incluidos en biotita dispersas. Algunos de ellos presentan transformaciones marginales a titanita.

La allanita se encuentra en cristales de hábito subhedral, tiende a ser más frecuente en las rocas más ricas en anfíbol, en las que puede encontrarse como inclusión en este mineral. Es

frecuente que tenga zonaciones concéntricas complejas y transformaciones a minerales secundarios que pueden ser zonales.

La microclina puede aparecer en alguna de las rocas más ácidas en tránsito a variedades granodioríticas. En estas rocas puede formar cristales intersticiales con hábitos poiquiliticos. Es poco pertícita.

Como minerales secundarios pueden encontrarse clorita, prehnita, epidota y titanita relacionadas con la alteración a la biotita, y sericita, prehnita y epidota-clinozoíntita como productos de transformación de la plagioclasa. También se encuentran titanita asociada a las transformaciones de los anfíboles y de algunos minerales opacos.

4.3.1.6. *Granitoides de dos micas (12)*

Este grupo de granitoides se encuentra en la parte sur de la Hoja, afloran con una forma cartográfica alargada de dirección E-O. En su parte norte presenta contactos con la granodiorita de La Lastra del Cano, granitoide inhomogéneo, granitoide de la Sierra de Castillejos. En su parte E está intruido por el granitoide de grano medio-fino, biotítico, microporfídico (20) y hacia el O el contacto es por fractura con el granitoide inhomogéneo.

La facies común está formada por un leucogranito de grano medio de dos micas (12a) y cuyas características más destacables a escala de afloramiento son: la biotita tiene hábito subidiomorfo, 2-4 mm, tiene orlas parciales de moscovita. La moscovita se presenta en placas de 2-5 mm, hábito xenomorfo a subidiomorfo con secciones romboidales. A veces, la moscovita incluye a pequeñas biotitas. El cuarzo está en cristales de 2-4 mm. Los fenocristales de feldespato potásico son escasos y están muy dispersos con un tamaño de 2-3 cm y hábito subidiomorfo.

Este granitoide presenta un fuerte diaclasado cuya dirección varía de una zona a otra y el cual condiciona su forma de aflorar así como la formación de numerosos canchales.

El granito presenta una foliación deformativa con dirección norteada y buzamiento subvertical, la lineación tiene una dirección N-S, con un buzamiento horizontal o al N.

Los enclaves que se pueden observar son principalmente del granitoide inhomogéneo. Los diques que intruyen sobre el granitoide son de cuarzo que se encuentran rellenando fracturas.

La facies con grandes biotitas (12b) se diferencia de la anterior por tener un tamaño de grano grueso y por el gran tamaño de las micas (biotita y moscovita). La biotita muestra textura «ala de mosca» y la moscovita tiene textura en «libro». Aflora muy mal, en un pequeño cerro de cota 1.661 m (X = 292.800; Y = 4.469.200), en lajas a ras de suelo o en bloques tabulares debido al lajamiento horizontal.

El leucogranito de grano medio-fino, dos micas con cordierita (12c) presenta las mismas características que el granitoide anterior, con la excepción de la presencia de prismas de cordierita con un tamaño de 2-5 mm y siempre alterados a un agregado de micas verdes. En el

pago de La Cepedilla aflora un granitoide (12d) con las mismas características que este leuко-granito, la única diferencia entre ambos es el tamaño de grano, siendo aquí de grano medio (2-5 mm).

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón, minerales opacos y andalucita, y entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico y opacos.

Las texturas que se pueden observar son holocrystalina, inequigranular de grano medio, alotriomorfa, microporfídica, micrográfica.

El cuarzo constituye cristales anhedrales, con formas alargadas, a modo de «ribbons», debido a la deformación y que están subdivididos en individuos menores que presentan signos de recristalización con formas poligonales, puntos triples de unión y ligera extinción ondulante. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños redondeados a subhendrales de cristalización más temprana incluidos en plagioclasa y feldespato potásico. Otro tipo de cuarzo que se puede diferenciar es cuarzo micrográfico que aparece exclusivamente en el feldespato potásico, en grupos de granos con formas redondeadas y extinción simultánea.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral o con formas fusiformes donde la deformación es más intensa. Tiene macla de microclina, pertitas tipo «vein» y «patch» y con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo. También se encuentra feldespato potásico como cristales anhedrales de carácter intersticial y en escasa proporción, feldespato potásico en pequeños parches antipertíticos en plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales de hábito anhedral a subhedral. Tiene maclado polisintético, y como inclusiones tiene cuarzo y biotita. Su composición corresponde a albita. Plagioclásas como inclusiones en el feldespato potásico, tienen hábito subhedral.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de 2-4 cristales, hábito anhedral a subhedral con un pleocroismo que varía de castaño rojizo a tonalidades amarillentas claras. Cuando la deformación es intensa, la biotita forma incipientes «peces de mica». Tiene inclusiones de apatitos redondeados y circones que desarrollan halos pleocroicos. La biotita suele estar bastante transformada a clorita y a moscovita.

La moscovita se presenta en láminas muy finas, con secciones acirculares o irregulares y, en general, se asocia a crecimientos blásticos postmagmáticos en sustitución sobre la biotita, formando ambos minerales la orientación principal que se observa. También se asocia a transformaciones de plagioclasa y feldespato potásico.

Este granitoide es muy pobre en minerales accesorios, siendo el más característico el apatito con formas redondeadas y el circón que prácticamente sólo se encuentra como inclusión en la biotita.

4.3.1.7. *Leucogranito de grano medio-fino, dos micas (13)*

Este leucogranito aflora en el sur de la Hoja continuándose hacia el sur por la Hoja de Bohoyo (577), en el pago conocido por La Buitrera. Su contacto oeste es por fractura con el leucogranito de dos micas (12a) y su contacto NE y E es con el granitoide biotítico, microporfídico (20). Aflora en lajas a ras de suelo y en bloques tabulares, poliedricos debido al fuerte lajamiento subhorizontal que tiene. La morfología de este cuerpo es tabular, con los contactos subhorizontales.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: se trata de una roca muy leucocrática, félscica y con cierto carácter aplítico. El tamaño de grano es medio-fino (1-3 mm). La biotita es de 2-4 mm, fina, de hábito subidiomorfo. La moscovita es de 2-5 mm, hábito xenomorfo a subidiomorfo. Hay que resaltar la presencia de cuarzos de 3-7 mm con formas redondeadas que sobresalen del resto de los componentes. Los fenocristales de feldespato potásico son muy escasos. Otra característica del leucogranito es la presencia de nódulos de color oscuro con un tamaño de 5-10 mm, de aspecto terroso y fácilmente deleznables.

El leucogranito presenta una fábrica deformativa con dirección N-S a N 10°E, subvertical o buzando al oeste.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son apatito y círcón.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales que están subdivididos a individuos menores, o bien en cristales pequeños con extinción ondulante. También se encuentra, en menor proporción, como cristales pequeños redondeados incluido en la plagioclasa y feldespato potásico.

El feldespato potásico es microclina, se encuentra formando parte de la mesostasis, con hábito anhedral y macla de la microclina.

La plagioclasa forma cristales de hábito subhedral, a veces anhedral, macla de la albita. Tiene inclusiones de cuarzo redondeado. El contenido en anortita siempre es inferior al 10%.

La moscovita se encuentra en forma de placas pequeñas de hábito anhedral o subhedral, en cristales aislados o en agregados de pocos cristales.

El principal mineral accesorio es el apatito, se presenta con formas redondeadas, a veces irregulares.

4.3.1.8. *Granitoide de grano medio-grueso, dos micas con cordierita (14)*

Este granitoide aflora en el centro-sur de la Hoja, el único material con el que presenta contactos es con el granitoide inhomogéneo.

Aflora muy mal, en pequeños bolas o lomos de ballenas aislados. Se caracteriza por tener un tamaño de grano medio-grueso, dos micas, porfídico y con cordierita.

El carácter porfídico está marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico (2-3 cm), con secciones rectangulares, macla de carlsbad e inclusiones de biotita. El contenido en fenocristales de feldespato potásico es algo variable. La cordierita se presenta en prismas de 1-2 cm y siempre alterada a un agregado de micas verdes.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón y cordierita. Entre los minerales se encuentra sericita, moscovita y clorita.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral, subdividido a individuos menores y con extinción ondulante. Otro tipo de cuarzo que se puede diferenciar, se encuentra como inclusión en el feldespato potásico, tiene formas irregulares, redondeados y, a veces, subhendradas.

El feldespato potásico forma cristales de hábito subhedral, con los bordes irregulares y macla de microclina-carlsbad. Tienen pertitas finas y son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa. El feldespato potásico con carácter intersticial es muy escaso, presenta la macla de microclina y no tiene inclusiones.

La plagioclasa se encuentra en cristales de hábito subhedral, con macla de albita. Tiene inclusiones de cuarzo y biotita. En general presenta la parte central muy transformada a agregados de sericita. Se puede diferenciar otro tipo de plagioclasa de hábito bastante euhedral que se encuentra como inclusión en el feldespato potásico.

La biotita se presenta en cristales aislados o bien en agregados de pocos cristales, hábito anhedral a subhedral, pleocroica y con inclusiones de opacos, apatito y circón.

La cordierita se presenta en cristales de 1-3 mm, hábito subhedral y está totalmente sustituida por un agregado de moscovita y biotita cloritizada. El resto de los minerales accesorios (opacos, apatito y circón) se encuentran principalmente, como inclusiones en la biotita.

La moscovita es de origen secundario y se forma a partir de las transformaciones de los feldespatos, cordierita y biotita.

4.3.1.9. Granitoide de grano medio-fino, biotítico (\pm moscovita), porfídico con cordierita (15)

Se encuentra situado en el centro-oeste de la Hoja. Aflora en dos cuerpos, uno de ellos se encuentra en contacto con la granodiorita de La Lastra del Cano (cerro de Cagalutar) mostrando un contacto subhorizontal. El otro cuerpo de mayor dimensión presenta contactos intrusivos sobre el granitoide inhomogéneo y sobre la granodiorita de La Lastra del Cano y parcialmente retocados por fracturas.

Aflora en bolos de tamaño métrico (< 3 m.) con formas redondeadas a angulosas. Las características más destacables a escala de afloramiento son: se trata de una roca de grano medio-fino a medio, biotítica (\pm moscovita), algo porfídica y con cordierita. La biotita es de 1-3 mm, fina, subidiomorfa, se encuentra en cristales aislados o en pequeños agregados, en menor cantidad y de forma puntual hay cristales de biotita de 4-5 mm, aislados. La moscovita de carácter tardío y/o secundario es de 3-5 mm, hábito xenomorfo y que suele incluir a pequeñas biotitas. El cuarzo tiene un tamaño muy variable entre 1-5 mm, con forma redondeada. De forma puntual, se observan fenocristales de feldespato potásico, subidiomorfos, con la macla de carlsbad e inclusiones de biotita. En determinadas zonas el contenido en fenocristales de feldespato potásico es mayor, con lo cual el granitoide muestra un aspecto porfídico. Como mineral accesorio tiene cordierita, se presenta en prismas siempre alterados a micas verdes, el tamaño nunca llega a superar los 10 mm.

Los enclaves que se pueden observar en este granitoide son: nódulos de cuarzo (2 cm), restitas biotítico-sillimaníticas y enclaves de la granodiorita de La Lastra del Cano.

Este granitoide está afectado por fracturas con dirección al NE y que, en general, están rellenas de diques de cuarzo.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios más comunes son opacos (principalmente ilmenita), apatito, circón, cordierita y sillimanita, y como minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, feldespato potásico, esfena.

Las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio-fino, alotriomorfa a veces algo hipidiomorfa y porfídica.

El cuarzo constituye cristales anhedrales que suelen estar subdivididos a individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante, en general presenta carácter intersticial. Se puede encontrar como cristales pequeños subredondeados, a veces subhedrales, de cristalización más temprana incluidos en la plagioclasa y en el feldespato potásico. Dentro del feldespato potásico se puede diferenciar otro tipo de cuarzo con formas cóncavo-convexas. También se encuentra, junto con la plagioclasa, cuarzo formando parte de los crecimientos mirmecíticos.

El feldespato potásico es microclina. Se encuentra formando cristales subhedrales, con macla de microclina-carlsbad, es netamente pertítico, con pertitas tipo «film», «vein». Tiene abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y apatitos aciculares. También se encuentra, en menor cantidad, feldespato potásico como individuos menores, anhedrales y con carácter intersticial. Presenta procesos de moscovitización.

La plagioclasa forma, en general, cristales subhedrales, a veces euhedrales. Tiene macla de la albita. Puede observarse cristales de 4-8 mm, que junto con el feldespato potásico dan cierto carácter microporfídico a la roca. Tiene inclusiones de biotita, cuarzos subredondeados. Su composición corresponde a albita. Cuando está en contacto con cristales de feldespato potásico

sico, se desarrollan formas lobuladas con textura mirmequítica. Presenta procesos de alteración a sericitia, desarrollado principalmente en las partes centrales de los cristales. En determinados puntos, la plagioclasa incluye a sillimanita.

La biotita se presenta en cristales aislados o bien en agregados de 2-3 cristales. El tamaño, en general, no supera 1 mm, muestra hábito anhedral o subhedral. Tiene color rojizo, pleocroico a castaño amarillento claro. Como inclusiones tiene opacos (ilmenita), apatito y círcón que desarrolla halos pleocroicos.

Los minerales opacos son, en general, ilmenita, son bastante abundantes y con frecuencia constituyen pequeñas inclusiones anhedrales en la biotita.

El apatito aparece con carácter generalizado en este granitoide y se asocia principalmente a inclusiones, aunque también puede estar formando parte de la mesostasis. Se encuentra principalmente como inclusiones en la biotita, con hábito prismático corto o con formas redondeadas que suelen incluir a circones; también puede encontrarse incluido en los feldespatos con hábito prismático acicular.

El círcón es uno de los minerales accesorios más abundantes y se encuentra casi siempre como pequeñas inclusiones anhedrales, subhedrales en la biotita sobre la que desarrollan halos pleocroicos. Fuera de las biotitas aparece con menor frecuencia, pero en estos casos, el círcón presenta un tamaño mayor.

La cordierita aparece en cristales de 0,5 a 1 mm con hábito subhedral, y casi siempre se encuentra alterada a pinnita o bien sustituida por moscovita y biotita.

La sillimanita se encuentra como fibrolita o como sillimanita prismática, siempre se encuentra afectada por procesos de moscovitización.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitia, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. La moscovita que forma láminas irregulares, y en general, se encuentra asociada a crecimientos blásticos postmagmáticos en sustitución sobre biotita, plagioclasa y cordierita, siendo muy potentes las sustituciones sobre el feldespato potásico en el que forma complejos entramados reticulares. En relación con la desestabilización de la cordierita, se encuentra pinnita, moscovita y biotita (cloritizada). En la retrogradación de biotita a clorita se desarrolla rutilo sagenítico, esfena y feldespato potásico, este último mineral es bastante escaso y presenta formas faniformes entre los planos de exfoliación (001).

4.3.1.10. *Granitoide de grano grueso, dos micas, porfidico (16)*

Este granitoide aflora en dos macizos en la parte sur de la Hoja, el situado más hacia el O se continúa por la Hoja de Bohoyo (577) y el otro macizo forma la Sierra de Castillejos.

El primero presenta contactos intrusivos sobre los granitoides de dos micas y hacia el O presenta un contacto mecánico con el granitoide inhomogéneo. El macizo que forma la Sierra de Castillejos presenta contactos intrusivos con los granitoides de dos micas en su parte sur, al O

y N intruye sobre la granodiorita de La Lastra del Cano y granitoide inhomogéneo y hacia el E es intruido por el granitoide biotítico, microporfídico (19). Aflora en bolos de tamaño métrico (2-4 m), redondeados que forman berrocales.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: el tamaño de grano es grueso y está marcado principalmente por el cuarzo (4-8 mm) que muestra formas redondeadas. El tamaño de grano es menor hacia los bordes del macizo. La biotita es de 3-5 mm, subidiomorfa, a veces con secciones hexagonales. La moscovita de 1-3 mm, hábito xenomorfo a subidiomorfa, a veces muestra secciones romboidales. El carácter porfídico de la roca está marcado por la gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico con un tamaño de 1-3 cm, mostrando principalmente secciones rectangulares con la macla de carlsbad e inclusiones de biotita. Estos fenocristales siempre están muy orientados. Como mineral accesorio se puede observar turmalina.

Las fallas que afectan a este granito son de dirección NE-SO y que suelen estar rellenas de cuarzo. En su parte sur las fracturas predominantes son de dirección N 70°E a E-O y de componente normal que dan lugar a la formación del valle del Tormes.

La alteración de este granito da un lehm de color blanco.

Este granito presenta una fábrica marcada principalmente por la fuerte orientación que presentan los fenocristales de feldespato potásico según N170°E/70°O, N35°E/70°O dentro del macizo de la Sierra de Los Castillejos, para el macizo situado más hacia el O, las direcciones tienden a ser muy norteadas y con buzamientos subverticales.

Dentro de este granitoide son muy escasos los enclaves, observándose escasos enclaves surmicáceos. Los diques que se pueden observar son de cuarzo asociados al relleno de fracturas y pegmatitas, a veces con moscovita y otras con moscovita más biotita.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios más comunes son opacos (ilmenita), apatito, circón y entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita y rutilo.

Las texturas que presenta este granitoide son holocristalinas, inequigranular de grano medio, alotriomorfa, algo hipidiomorfa, porfídica. Esta última textura está marcada por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, que pueden alcanzar 2 cm.

El cuarzo constituye cristales anhedrales que están subdivididos a individuos de menor tamaño, con límites irregulares y a veces con signos de recristalización y extinción ondulante. También se encuentra, en menor proporción, como cristales pequeños, redondeados, irregulares que están incluidos en el feldespato potásico.

El feldespato potásico es microclina, se encuentra formando fenocristales subidiomorfos con bordes irregulares, debido a que están engranados con el resto de los componentes de la

mesostasis. Tiene inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita que tienden a disponerse según «fras». También se encuentra, pero en menor proporción, con cristales de carácter intersticial con anhedral y formando parte de la mesostasis. Es pertítico, con pertitas de tipo «film» y «vein». En algunas ocasiones se encuentra formando parches antipertíticos en las plagioclásas.

La plagioclasa forma cristales subhédrales con maclado polisintético de la albita. Las inclusiones que tiene son de cuarzo y de forma más escasa de apatitos aciculares.

La biotita se presenta generalmente en agregados de escaso número de cristales o bien en cristales aislados, el tamaño no supera 1 mm. Pleocroismo de color rojizo a castaño amarillento claro. Las inclusiones son de opacos, apatitos con formas redondeadas o en prismas aciculares y circones que desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita es de origen secundario. Se encuentra en cristales pequeños, aciculares con hábito anhédrales a subhédrales, formando crecimientos blásticos sobre plagioclasa y biotita.

En relación con las transformaciones secundarias se encuentran agregados muy finos de sericitita y moscovita formando sustituciones sobre la plagioclasa, desarrollándose principalmente en la parte central de los cristales. En los procesos de degradación de la biotita se produce clorita, ilmenita y rutilo sagenítico.

4.3.1.11. *Leucogranito de grano medio, dos micas (17)*

Este granitoide aflora en el SE de la Hoja, continuándose por la Hoja de Bohoyo (577). Presenta contactos intrusivos sobre la granodiorita de Hoyos del Espino retocados por fracturas al NE y hacia el este presenta un contacto por fractura con el granitoide inhomogéneo. El granitoide aflora muy mal debido a la fuerte alteración y al suelo vegetal que hay desarrollado en la zona. Aflora en pequeñas lajas a ras de suelo.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: la biotita es de 2-4 mm, en cristales aislados, fina o con textura en «libro», hábito subidiomorfo, mostrando secciones hexagonales. La moscovita de 1-3 mm, hábito xenomorfo. Además del cuarzo que forma parte de la mesostasis, cerca del contacto con la granodiorita, se puede diferenciar otro tipo de cuarzo muy característico con un tamaño de 4-7 mm y forma redondeada.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, cordierita, andalucita y sillimanita. Entre los minerales secundarios se encuentran sericitita, moscovita, clorita, feldespato potásico, minerales opacos y rutilo sagenítico.

El cuarzo constituye cristales de hábito anhedral, con formas redondeadas o bien alargadas a modo de ribbons. Los cristales están subdivididos a individuos menores que pueden presentar

límites irregulares y extinción ondulante, o puede mostrar texturas de recristalización con formas poligonales y puntos triples de unión. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños redondeados o con formas irregulares incluidos en el feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con carácter intersticial, y en general, muy poco pertíticos. Presenta macla de microclina y microclina-carlsbad. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa. Está afectado por procesos de moscovitización, dando lugar a moscovitas con formas irregulares. De forma muy ocasional se puede observar un feldespato potásico de origen secundario, formado a partir de la cloritización de la biotita, tiene forma de huso y se dispone entre los planos (001) de la mica.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla de albita que puede presentar una ligera zonación oscilatoria. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita, sillimanita y andalucita, estos dos últimos minerales son bastante escasos.

La biotita se encuentra en cristales de 0,5 a 2 mm, hábito anhedral a subhedral, en cristales aislados o bien en agregados de 2-5 individuos. Tiene un pleocroismo que varía de castaño rojizo a tonalidades amarillentas claras. Las inclusiones son de apatito, circón y minerales opacos.

La cordierita se encuentra en cristales de hábito anhedral y están totalmente sustituidos por un agregado de moscovita y biotita cloritizada.

La andalucita y la sillimanita son muy escasas, siempre se encuentran incluidas en moscovita y la sillimanita está incluida en plagioclasa. La sillimanita se presenta en prismas aciculares.

El apatito se puede presentar con dos hábitos distintos, uno en prismas cortos o aciculares y otro con formas redondeadas, siempre se encuentra incluido de forma total o parcial en la biotita. El circón prácticamente sólo se encuentra como inclusión en la biotita, sobre la cual desarrolla halos pleocroicos.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano muy fino de sustitución sobre la plagioclasa. También se encuentra clorita, minerales opacos, rutilio sagenítico y feldespato potásico, asociados a la degradación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita se encuentra moscovita y biotita cloritizada. En general, la moscovita es de origen secundario y se forma a expensas de los feldespatos y de la cordierita, en mucho menor grado a partir de la biotita.

4.3.1.12. *Granitoide de grano medio, biotítico, porfídico. Granitoide de Montenegro (18)*

Este granitoide aflora en el SO de la Hoja, presenta una forma alargada concordante con la foliación que presenta. Intruye sobre el granitoide inhomogéneo, su contacto E es por una fractura de dirección N 40°E, rellena de diques de cuarzo.

Las características más destacables a escala de afloramiento son:

Se trata de un granitoide de grano medio, biotítico, porfídico. La biotita tiene un tamaño de 2-3 mm, fina, subidiomorfa, a veces se pueden observar secciones hexagonales. El carácter porfídico de la roca está marcado por fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm, muestran secciones rectangulares, tienen inclusiones de biotita. El cuarzo es de 2-3 mm, hay otros cuarzos 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 una agregado de micas verdes. De forma puntual se observa moscovita, tiene carácter secundario.

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

El granitoide presenta una foliación con una dirección que varía de N45°E a N 80°E y con un 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 sericitita, moscovita, pinnita, clorita y rutilo sagenítico.

Las texturas que pueden observarse en este granitoide son holocristalina, inequigranular de grano medio, alotriomorfa, porfídica, mirmecítica.

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 mirmecítico, cuarzo micrográfico y cuarzo incluido en el feldespato potásico que suele tener formas secundarias, a veces subhendradas.

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 micro-porfídico, 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 «Frasl», también 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 mirmecítica. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita y sillimanita, a veces incluye a cordierita. Plagioclásas incluidas en los microfenocristales de feldespato potásico muestran hábito anhedral.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de 2-4 cristales, con un tamaño de 0,5-1 mm Pleocroismo de marrón rojizo a amarillo claro. Tiene inclusiones de apatito y circón que desarrolla 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 incluida en la plagioclasa.

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

Entre los minerales secundarios se encuentra sericitita, que forma agregados de grano muy fino de constitución 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.

4.3.2. Granitoides tardicinemáticos y postcinemáticos

Dentro de este apartado se han incluido los granitoides posteriores a D_3 y que están afectados por la cuarta fase de deformación hercínica o posteriores a esta y que, en general, no presentan una deformación apreciable, cortando neta y discordantemente cualquier estructura atribuible a las tres primeras fases de deformación hercínicas.

4.3.2.1. Granitoide de grano medio-fino, biotítico, microporfídico (19)

Este granitoide se encuentra situado al SE de la Hoja, continuándose hacia el sur por la Hoja de Bohoyo (577). Intruye sobre el granitoide inhomogéneo (7), granitoides de dos micas (12). Hacia el este está intruido por el granitoide de grano grueso, biotítico, porfídico (20).

Este granitoide aflora muy bien debido al valle del río Tormes, aflora en bolos redondeados de tamaño métrico y que no llegan a superar los 3 metros.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: la biotita se presenta en cristales aislados, fina, de 1-3 mm, hábito subidiomorfo con secciones hexagonales. La moscovita es bastante escasa, aunque hay zonas donde abunda y el granitoide puede ser de dos micas. El cuarzo de 1-4 mm con formas redondeadas. El carácter microporfídico está marcado por cristales de feldespato potásico de 5-10 mm, idiomorfos. De forma esporádica se observa cristales de feldespato potásico de 2 cm, que puntualmente son abundantes y dan cierto carácter porfídico a la roca.

El granitoide muestra una orientación marcada por los cristales de feldespato potásico según N-S a N 20°E, vertical. Esta orientación está asociada con la cuarta fase de deformación hercínica.

Los enclaves que se pueden observar son restitas biotíticas, nódulos de cuarzo, granitoide inhomogéneo y de los granitos de dos micas.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios más comunes son opacos (ilmenita), apatito o circón; de forma esporádica se encuentra sillimanita. Como minerales secundarios se encuentra sericitita, moscovita, clorita, feldespato potásico, opacos (ilmenita, rutilo sagenítico).

El cuarzo principal constituye cristales anhedrales que están subdivididos en individuos menores con límites irregulares y con extinción ondulante. Otro tipo de cuarzo se encuentra como inclusión en el feldespato potásico, son cristales con formas redondeadas o con hábito subhedral, a veces con secciones irregulares. El cuarzo mirmequítico es muy escaso.

El feldespato potásico se puede presentar de dos formas: a) como microfeno-cristales, con hábito subhedral, bordes irregulares y engranados con el resto de los componentes de la mesostasis. Estos cristales muestran la macla de microclina-carlsbad, son poco pertíticos y son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, con menor frecuencia se observa pequeños prismas aciculares de apatito, y b) feldespato potásico formando parte de la mesostasis, con carácter intersticial, de menor tamaño que el anterior, hábito anhedral, no tiene pertitas y es pobre en inclusiones.

La plagioclasa forma, en general, cristales subhendrales maclados según la macla de la albita y pueden presentar un ligero zonado concéntrico. Su contenido en anortita varía desde albita a oligoclasa ácida. Como inclusiones suele contener pequeñas biotitas, apatitos aciculares, cuarzo. Plagioclásas como inclusiones en el feldespato potásico, tienen hábito enhedral y desarrollan coronas albíticas en el contacto con el feldespato potásico, su parte central suele estar alterada a sericitita.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados de 2-4 cristales. Hábito anhedral o subhedral, y con un pleocroismo que varía según:

Ng-Nm marrón rojizo-marrón oscuro.
Np amarillo claro-castaño.

Las inclusiones que presenta son de ilmenita, apatito y circón. Puede estar variablemente transformada por retrogradaciones a clorita, opacos, feldespato potásico y rutilo sagenítico.

La moscovita se encuentra en cristales de hábito anhedral, con un tamaño muy variable, así como en contenido. Toda la moscovita es de origen secundario y aparece bajo dos formas, una como moscovita histerógena, desarrollada a partir de feldespato potásico y plagioclasa y otra a partir de la biotita y sillimanita. Esta última está en menor proporción.

El apatito es el accesorio más abundante y se presenta en pequeños prismas aciculares y con formas redondeadas, asociado principalmente a inclusiones en la biotita. En menor medida como inclusiones en los feldespatos.

El circón aparece como inclusiones en la biotita sobre la cual desarrolla halos pleocroicos. Puede presentar formas idiomorfas a xenomorfas.

Entre los minerales secundarios se encuentra clorita, opacos (ilmenita), feldespato potásico, rutilo sagenítico asociado a la retrogradación de la biotita. En relación con la plagioclasa se

encuentra sericita, en agregados de grano muy fino y desarrollado en las partes centrales de los cristales.

4.3.2.2. *Granitoide de grano grueso, biotítico, porfidico con cordierita (20)*

Aflora al SE de la Hoja con una forma cartográfica alargada según NE-SO, se continúa hacia el S por la Hoja de Bohoyo (577) y hacia el E por la Hoja de Navatalgordo (555). Hacia el E intruye sobre la granodiorita de Hoyos del Espino (10c) y cuyo contacto está retocado por fracturas de dirección NE-SO. Hacia el N intruye sobre el granitoide inhomogéneo (7) y al O está en contacto con el granitoide biotítico, microporfidico (19), la relación entre ambos no se ha observado y no se conoce.

El granitoide aflora en bolos de tamaño métrico, bien redondeados, mostrando tonalidades rosas. Donde la alteración es muy importante o bien por la existencia de un suelo vegetal, el granitoide aflora en lajas a ras de suelo.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: La biotita es de 2-3 mm y hábito subidiomorfo. La moscovita es muy escasa y siempre con un tamaño inferior a la biotita. El cuarzo marca el tamaño de grano, 4-7 mm, presenta formas redondeadas. El carácter porfidico de la roca está marcado por fenocristales de feldespato potásico de 2-4 cm, hábito idiomorfo, con secciones rectangulares y macla de carlsbad o bien en secciones hexagonales con zonados «Frasl» e inclusiones de biotita. Como mineral accesorio se observan los prismas de cordierita de 1-2 cm y que siempre se encuentran alterados a micas verdes.

Los enclaves que se pueden observar son microgranudos y de metamórfico (rocas calcosilicatadas y cuarzo-anfibolitas).

Petrografía

La mineralogía principal está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios pueden encontrarse opacos, apatito, circón y cordierita. Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, minerales opacos y pinnita.

Las texturas que se observan son holocrystalina, inequigranular de grano medio a medio-grueso, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa marcada por los cristales de plagioclasa. Textura porfídica marcada por los fenocristales de feldespato potásico. Textura deformativa que se refleja en el cuarzo, dando lugar a cristales alargados, con reducción del tamaño de grano y que pueden llegar a formar texturas de recristalización.

El cuarzo forma cristales de hábito anhedral que están subdivididos a individuos menores con límites irregulares y extinción ondulante. En las zonas donde el granitoide presenta deformación, el cuarzo tiene formas alargadas, a modo de ribbons, y con una reducción del tamaño muy fuerte, en estas zonas el cuarzo muestra texturas de recristalización con formas poligonales y puntos triples de unión. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños incluidos en el feldespato potásico y junto con la plagioclasa, formando parte de los crecimientos mirmequíticos.

El feldespato potásico forma cristales de hábito subhedral con la macla de microclina-carlsbad, tiene pertitas tipo «film» y es rico en inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa y círcón, que pueden disponerse según «Frasl». También se encuentra, en menor cantidad, como individuos menores con hábito anhedral.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral, macla de la albita. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa. La alteración en los núcleos puede ser bastante intensa. Otros tipos de plagioclasa que se pueden diferenciar son: plagioclasa como inclusión en el feldespato potásico, suele tener hábito subhedral a euhedral con bordes albíticos anhedrales. Plagioclasa mirmecítica, tiene forma lobulada y se desarrolla cuando está en contacto con feldespato potásico, y plagioclasa desarrollada entre dos cristales de feldespato potásico, puede ser monocristalina, policristalina y a veces mirmecítica.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos a cinco cristales, hábito subhedral-anhedral. Tiene color rojizo, pleocroico a castaño amarillento claro, y son frecuentes las inclusiones de apatito en prismas finos y circones que desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita forma láminas irregulares y, en general, se asocia a crecimientos blásticos post-magmáticos en sustitución de plagioclasa, feldespato potásico y cordierita.

La cordierita aparece como pequeños cristales (1 mm) de hábito anhedral a subhedral y están totalmente sustituidos por moscovita y biotita cloritizada. El apatito puede aparecer con hábito subhedral en formas prismáticas o bien con hábito anhedral en formas redondeadas, siempre se encuentra como inclusión en las biotitas y ocasionalmente en los feldespatos. El círcón prácticamente sólo se encuentra como inclusión en la biotita, aunque también se puede observar en la plagioclasa, son de tamaño muy pequeño y con hábito subhedral.

Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, que forma agregados de grano muy fino de constitución sobre la plagioclasa. También se encuentra clorita y minerales opacos, asociados a la transformación de la biotita. En relación con la desestabilización de la cordierita, se encuentra moscovita, biotita cloritizada y pinnita.

4.3.2.3. *Granodioritas y monzogranitos de grano medio, biotítico, porfídico (21)*

Esta unidad granítica está constituida principalmente por monzogranitos biotíticos, porfídicos. Se distinguen dos facies que se han individualizado cartográficamente, una facies común (21a) y una facies con un aspecto más leucocrático y felsico (21b) y cuya forma de aflorar es distinta.

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, marcada por los fenocristales de feldespato potásico. Por lo tanto, este tipo de rocas se pueden asociar con la cuarta fase de deformación hercínica.

4.3.2.3.1. Monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (21a)

Este granitoide aflora principalmente al NO de la Hoja, continuándose por la Hoja de Béjar (553), también se pueden observar pequeños afloramientos por todo el Norte de la hoja o a lo largo de todo el borde Sur de la depresión del río Corneja. En su contacto Sur, intruye sobre el granitoide inhomogéneo (7), granodiorita de grano medio, biotítico, porfídico (10) y corta al leucogranito de nódulos (8). Hacia el SE presenta un contacto mecánico mediante una fractura de dirección N 35°E con la granodiorita (10).

- Aflora en bolos de tamaño métrico, poco redondeados con una superficie irregular, rugosa, formando pequeños 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 o más raro en pequeños agregados. El carácter porfídico está marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 2-4 cm, con hábito subidiomorfo-idiomorfo, formas rectangulares con la macla de carlsbad o con formas hexagonales que presentan zonados marcados por las inclusiones de biotita según «Frasl». Estos fenocristales presentan tonos rosados. Este feldespato potásico, a veces, tienen los bordes de los fenocristales poco definidos.

Este granitoide muestra orientaciones marcadas por los fenocristales de feldespato potásico y en menor medida por la biotita según N-S, N 20°E y N 170°E, con buzamientos verticales, también se observan buzamientos subhorizontales al E (ver mapa geológico).

Los enclaves que se pueden observar son metamórficos, microgranudos y enclaves de tamaño métrico de la granodiorita de grano medio, biotítica, porfídica (10). Los enclaves microgranudos aparecen con mayor frecuencia hacia el NO de la Hoja.

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

En la parte N y O del pueblo de Navamorales es muy frecuente observar pequeños diques verticales y subhorizontales de leucogranito de grano medio-fino y que forma afloramientos de escala no cartografiable.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón y minerales opacos. Como minerales secundarios hay sericita, moscovita, epidota-clinzoisita, clorita, esfena, rutilio sagenítico.

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 mirmequítico, desa-

rrollado en los bordes albíticos de las plagioclásas. Un tipo de cuarzo poco frecuente se encuentra en el plano de macla tipo carlsbad de los cristales de feldespato potásico, estos cuarzo 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 anhedral 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, mirmequíticos 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 varia 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 pleocróicos. Está muy poco alterada a clorita, opacos (ilmenita), esfena y rutilo sagenítico.

El círcón es uno de los minerales accesorios más frecuentes y casi siempre se encuentra como pequeñas inclusiones, euhedrales o anhedrales, en la biotita, desarrollando halos pleocróicos.

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 alotriomorfás 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 sagenítico) y esfena. Tanto la ilmenita como la esfena tienden a desarrollarse entre los planos de exfoliación (001).

4.3.2.3.2. Monzogranito grano medio, biotítico, porfídico (Facies de El Losar) (21b)

Este granitoide aflora en una pequeña extensión en la parte Oeste de la Hoja continuándose por la Hoja de Béjar (553) donde aflora con una mayor extensión. Intruye sobre la granodiorita tipo Hoyos (10c). La relación con el monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (21a) 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 inselberg. 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 común tamaño de 2-5 mm, forma redondeada. La biotita tiene un tamaño de 2-4 mm, subidiomorfa, idiomorfa, aislada y con cierta textura en libro. Los fenocristales de feldespato potásico, que marcan el carácter porfídico, tienen un tamaño de 2-4 cm, idiomorfos, con secciones rectangulares, cuadradas y hexagonales, muy ricos en inclusiones de biotitas dispuestas según «Frasl». Se pueden observar acumulaciones de fenocristales de feldespato potásico, en bolsadas de carácter pegmatítico.

Petrográficamente presenta las mismas características que el monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico (21a).

4.3.2.4. Monzogranito de grano grueso, biotítico, porfídico (Facies Navacepedilla) (22)

Este granitoide se encuentra en la esquina NE de la Hoja, continuándose hacia el N por la Hoja de Santa María del Berrocal (529) y hacia el E por la Hoja de Navatalgordo (555). Presenta un contacto intrusivo sobre la granodiorita de Hoyos del Espino (10c).

Es una roca de color blanquecino, amarillenta por alteración, poco biotítica, en la que destacan por su abundancia los fenocristales de feldespato potásico, que suelen medir entre 3 y 5 cm, y que aflora formando lanchares o bolos de escasa altura. Constituye la facies más evolucionada dentro del grupo de los granitoides biotíticos.

Su matriz es de grano grueso. Los fenocristales suelen definir una orientación norteada subvertical (buzando 70° al E o al O), aunque localmente puedan estar subhorizontales o buzar 25°-30° al NO, o no definir ninguna orientación, mientras que las biotitas constituyen un mejor marcador estructural. Esta orientación es considerada de origen magmático posiblemente relacionada con la existencia de un control estructural durante su emplazamiento tardío, pues la roca no está afectada por ninguna deformación penetrativa.

Son habituales los enclaves microgranulares de composición, tonalítica o cuarzodiorítica, que pueden presentarse aislados, asociados a schlierens, o en grupos en relación con bolsadas holofeldespáticas.

Está cortado por diques de microgranitos, aplíticos, pegmatíticos y por lamprófidos.

Petrografía

Al microscopio tiene una textura porfídica con una matriz subidiomorfa inequigranular. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; son accesorios circon, apatito y opacos; y secundarios sericita, moscovita, clorita, epidota y rutilo sagenítico.

El cuarzo forma agregados policristalinos grandes que incluyen plagioclasa y biotita, o es puramente intersticial y de tamaño pequeño.

El feldespato potásico forma fenocristales poiquilíticos de microclina (macla en damero) pertítica que incluyen la matriz de la roca (excepto los grandes agregados de cuarzo). También aparece como cristales de microclina intersticial que incluyen en sus núcleos pequeñas plagioclásas y biotitas, y en sus bordes cristales mayores de las mismas especies. Suele estar corroído por lóbulos de albita tardía que crecen desde el borde de cristales de plagioclasa, mineral al que también está sustituyendo.

La plagioclasa forma cristales de diversos tamaños: los menores son preferentemente xenomorfos, mientras que los grandes son idio/subidiomorfos tabulares, están zonados de manera oscilante o con frecuentes parcheados que no sólo afectan al núcleo, maclados según la ley de la albita, y creciendo a veces en sinneusis.

La biotita aparece como cristales grandes aislados, sub/alotriomorfos, tabulares, con pleocroismo marrón. Se altera a clorita de color verde intenso, epidota, rutilo sagenítico y opacos, o, esporádicamente, a moscovita y opacos (posible magnetita). Es rica en inclusiones.

De entre los minerales accesorios destaca el apatito por su abundancia.

Los enclaves microgranudos tienen una textura subidiomorfa inequigranular. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa y biotita; el feldespato potásico, si está presente, es microclina intersticial escasa. El cuarzo es intersticial y poiquilitico; la biotita forma placas tabulares subidiomorfas, suele estar corroída por cuarzo y plagioclásas, e incluye gran cantidad de circones de diversos tamaños; la plagioclasa aparece como cristales tabulares que pueden crecer en sinneusis, incluye biotita, y no suele estar zonada; el apatito tiene una tendencia acicular muy acentuada.

5. GEOCRONOLOGÍA

Durante la realización de esta Hoja no se han realizado estudios geocronológicos y los únicos datos existentes proceden de PEREIRA (1992) que estudia los materiales migmatíticos y ortogneises de la serie de la Peña Negra y la granodiorita de La Lastra del Cano.

Los materiales migmatíticos (granoide inhomogéneo) y el ortogneis se encuentran en la misma isocrona (figura 2), se obtiene una edad de 528 ± 14 m.a. con una relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial = 0,7071.

La granodiorita de La Lastra del Cano produce una isocrona bien definida (figura 3) que da una edad de 310 ± 6 m.a. con una relación de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial = 0,7079. PEREIRA (1992) indica que esta edad corresponde con la segunda fase de deformación hercínica.

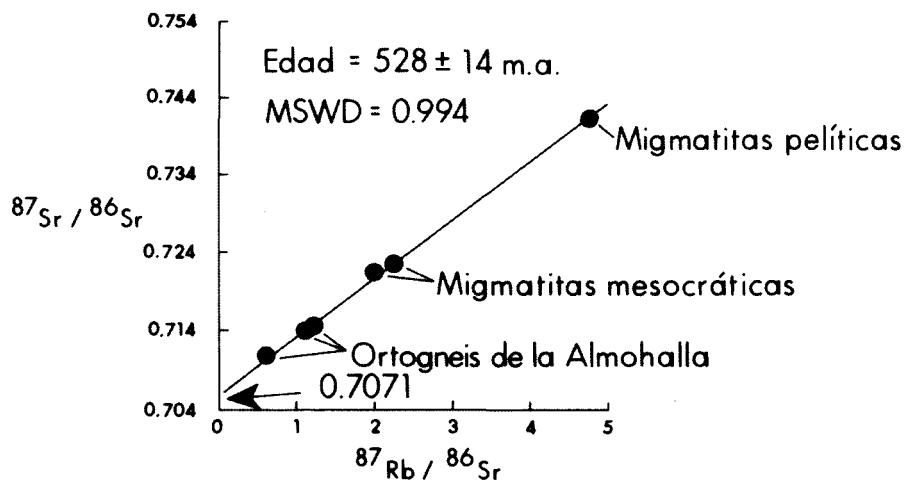


Figura 2. Isocrona formada por los materiales migmatíticos y ortogénesis de La Almohalla.
(Tomada de PEREIRA, 1992).

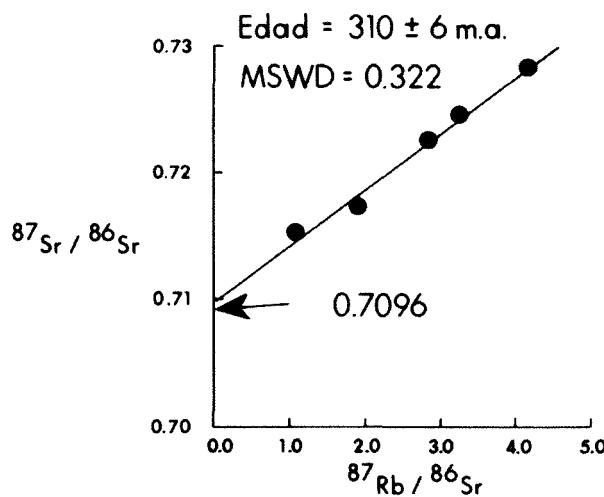


Figura 3. Isocrona formada por las granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz.
(Tomada de PEREIRA, 1992).

6. GEOQUÍMICA

6.1. GNEIS BANDEADO (5)

Rocas moderadamente silílicas, aluminosas (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \approx 1,3$), con elevados contenidos en Fe total y MgO, y relaciones Fe/(Fe+Mg) moderadas a bajas ($\approx 0,58$). Los contenidos de CaO y K₂O son bajos, y tienen concentraciones moderadas de Na₂O y P₂O₅. Respecto de los elementos traza, tienen concentraciones moderadas a bajas de Li, Rb, Cs, Sr y Ba, pero elevadas de elementos de transición de la primera serie, Sc, V y Zn. Las concentraciones de Ga, Y, Nb, Ta, Zr, Pb, U y Th son de moderadas a bajas. Los espectros condrícticos de tierras raras están en torno a 100xcondrito para las tierras raras ligera, tienen una ligera anomalía negativa del Eu, y descienden hasta un nivel 10xcondrito en las tierras raras pesadas (fig. 32).

Estas características geoquímicas son indicativas de un origen paraderivado a partir de materiales metapsamíticos.

6.2. ORTOGNEIS DE LA ALMOHALLA (6)

Rocas con un amplio margen de variación de SiO₂, entre el 64 y el 70%. Son moderadamente peraluminosas (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \approx 1,1$), más pobres en TiO₂ y MgO, pero más ricas en CaO, Na₂O y con valores de Fe/(Fe + Mg) ($\approx 0,70$) sensiblemente más elevados que en el caso anterior.

Respecto de los elementos traza, destacan por tener concentraciones de moderadas a bajas de Li, Rb, Cs, Sr y Ba, y a diferencia de lo que ocurría en el caso anterior, concentraciones también bajas de elementos de transición de la primera serie, Sc, V y Zn. Las concentraciones de Ga, Y, son altas, mientras que las de Nb, Ta, Zr, Pb y U son moderadas altas. Están relativamente empobrecidos en Th y tienen valores de la relación Th/U anómalamente bajos. Los espectros condrícticos de tierras raras de las dos muestras estudiadas son claramente diferentes. Uno tiene valores elevados de TR, con una anomalía negativa del Eu muy pequeña, y moderada fraccionación de TR ligera a TR pesadas. El otro está en torno a 100xcondrito para las tierras raras ligera, tienen una clara anomalía negativa del Eu, y desciende hasta un nivel ^a 8xcondrito en las tierras raras pesadas (fig. 33).

Estas características geoquímicas son compatibles con una derivación a partir de una roca ortoderivada, probablemente una granodiorita calcoalcalina subaluminosa prehercínica.

6.3. GRANITOIDE INHOMOGÉNEO (7)

Rocas moderadamente silílicas, muy aluminosas (mol $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \approx 1,4-1,6$), pobres en CaO, Na₂O y K₂O. Tienen contenidos moderados de Li y Rb, pero relativamente altos de Sr y Ba. Son moderadamente ricas en Zn, Y, Nb y Zr, y tienen contenidos medios de U y Th.

Tienen contenidos muy variables de tierras raras, aunque siempre dentro de una tónica elevada. Los espectros condrícticos son muy paralelos, con la excepción de diferentes grados de la

anomalía negativa del Eu. Se caracterizan, como en los casos anteriores, por una moderada fraccionación de tierras raras ligeras a pesadas, y una pequeña y persistente anomalía negativa del Eu (fig. 34).

El quimismo de estas rocas es compatible con la derivación a partir de un protolito metapelítico, similar al de los neises bandeados (5), pero más rico en componente pelítico.

6.4. LEUCOGRANITO DE NÓDULOS (8)

Las dos muestras estudiadas de esta facies son muy diferentes composicionalmente, lo que refleja la desigual distribución de nódulos aluminosos y mesostasis cuarzofeldespática. La muestra menos silícea (AD-9001) es de todo punto similar a los granitoides inhomogéneos descritos anteriormente, aunque algo más rica en Li, Rb, Cs y Sn, probablemente debido a mayor abundancia de biotita modal. La muestra más leucocrática (AD-9180) tiene un quimismo similar al de un leucogranito muy aluminoso, con bajos valores de la relación $Fe/(Fe + Mg)$, muy pobre en elementos traza, excepto Pb, y con un perfil condritico de tierras raras caracterizado por la existencia de una pequeña anomalía positiva del Eu (fig. 35). Este quimismo es compatible con el de un segregado anatáctico formado casi exclusivamente por componente aplógranítico.

6.5. GRANODIORITAS DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO, PORFÍDICOS (10A, 10B)

Rocas moderadamente silíceas, aluminosas (mol. $Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O] \approx 1,2-1,4$), ricas en TiO_2 , FeO total y MgO, con $Fe/(Fe + Mg) \approx 0,60$, con contenidos moderadamente altos de CaO, pero moderadamente bajos de Na_2O y K_2O . Los contenidos de P_2O_5 son muy elevados. Respecto a los elementos traza, tienen unos contenidos de casi todos los elementos idénticos a los de los neises bandeados (5) y granitoides inhomogéneos (7), de los que probablemente deriven por mayor incremento de fusión parcial. Los espectros de tierras raras son también idénticos, y extraordinariamente parecidos a los de los materiales pelíticos post-árcaicos (fig. 36). El enriquecimiento en P_2O_5 y CaO frente a su posible fuente, puede deberse a un cierto grado de desmezcla restita-fundido en el curso de la anatexia.

6.6. GRANITOIDES DE DOS MICAS, EQUIGRANULAR (12) Y PORFÍDICO (16)

Ambas rocas son muy parecidas, por lo que se describían en conjunto resaltando las diferencias cuando sea oportuno.

Se trata de rocas silíceas, moderadamente aluminosas, con bajos contenidos de FeO y MgO. El granito equigranular es más rico en CaO y Na_2O , pero más pobre en K_2O y P_2O_5 que el granito porfídico. Ambos tienen contenidos elevados de Li, Rb, Cs y Be, pero bajos en Sr y Ba. Los contenidos de elementos de transición de la primera serie, Y, Pb, U, Th y Zr son de moderados a bajos. Los contenidos de Nb, Ta, Sn son relativamente elevados. Los espectros de tierras raras son muy similares entre sí, y respecto de los otros materiales se caracterizan por contenidos algo menores, y sobre todo, por un mayor desarrollo de la anomalía negativa del Eu. (figs. 37 y 38).

Estas características geoquímicas indican que se trata de rocas formadas a partir de un magma que ha experimentado un cierto grado de evolución magmática.

6.7. GRANITO MICROPORFÍDICO BIOTÍTICO (19)

Se trata de una roca silícica, moderadamente aluminosa, rica en Na_2O , K_2O y P_2O_5 , cuyas características geoquímicas son de todo punto similares a las de las facies menos silícicas de los granitos equigranulares de dos micas. Como ellos, está ligeramente enriquecido en los elementos traza que, característicamente se acumulan en los procesos de diferenciación magmática, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn. La muestra estudiada de este granito destaca por unas concentraciones de Th y tierras raras bastante elevadas, probablemente debidas a una acumulación local de monacita (fig. 39).

6.8. GRANITO BIOTÍTICO, PORFÍDICO CON CORDIERITA (20)

Roca silícica, aluminosa (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \approx 1,2$), pobre en FeO y MgO , pero con bajas relaciones $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ($\approx 0,60$). Es la facies granítica más rica en Li, Cs y Sn. Tam-

Tabla 6.1. Composición de elementos mayores de muestras de la Hoja de Piedrahíta

Muestra	AD-9001	AD-9013	AD-9021	AD-9039	AD-9044	AD-9067	
Huso	30	30	30	30	30	30	
Litología	8	21a	5	21a	10b	7	
Coord. UTM: X Y	286.400 4.472.200	288.100 4.486.400	303.050 4.480.800	293.250 4.481.900	294.150 4.473.450	307.050 4.475.000	
SiO_2	66,31	66,97	65,37	67,42	63,97	66,15	
TiO_2	0,80	0,73	0,87	0,62	1,02	0,77	
Al_2O_3	16,40	15,42	15,63	15,50	15,78	17,17	
Fe_2O_3	0,32						
FeO	4,83	4,09	5,25	3,54	4,78	4,64	
MgO	1,66	1,46	2,14	1,21	1,65	1,57	
MnO	0,06	0,07	0,09	0,06	0,05	0,06	
CaO	1,60	2,72	1,79	2,57	2,63	1,94	
Na_2O	2,94	3,36	3,25	3,33	2,71	2,48	
K_2O	4,08	3,84	3,51	4,14	4,21	3,34	
P_2O_5	0,30	0,26	0,22	0,23	0,36	0,16	
LOI	0,83	0,48	1,17	0,47	1,63	0,98	
Total	100,13	99,40	99,29	99,09	98,79	99,26	

Cuando no figura el valor de Fe_2O_3 , el hierro total se expresa como FeO .

bien tienen contenidos relativamente elevados de Sr, Ba y U, claramente superiores a los de los otros granitos de la zona con el mismo contenido en sílice. Los contenidos en tierras raras son moderadamente altos, muy similares a los del resto de las rocas de la zona (fig. 40).

6.9. GRANODIORITA MONZOGRANITO BIOTÍTICO, PORFÍDICO (21)

Se trata de rocas moderadamente silílicas y moderadamente peraluminosas ($\text{mol Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \approx 1,05$) y con relaciones $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ en torno a 0,61-0,63. Tienen contenidos de CaO más elevados que cualquier otra roca de la zona con el mismo contenido en sílice, y también son bastante ricas en Na_2O . Respecto de elementos traza, tienen contenidos prácticamente idénticos al de las otras rocas de la zona con el mismo contenido en sílice. Los espectros de tierras raras son así mismo idénticos a los de los granitos inhomogéneos y granodioritas subautóctonas (fig. 41).

Las características geoquímicas de estas rocas son compatibles con un origen por anatexia idéntico al de las granodioritas subautóctonas pero seguido por un mayor grado de evolución magmática y descarga de restitas debido al mayor grado de aloctonía.

	AD-9072	AD-9095	AD-9119	GREB-175	AD-9128	AD-9129	AD-9132
	30	30	30	30	30	30	30
	5	10a	12a		7	7	6
	298.350 4.479.875	296.650 4.476.100	302.000 4.468.700		304.125 4.477.450	305.200 4.478.325	299.000 4.481.800
	65,47	65,45	71,34	74,61	65,22	67,12	69,58
	0,92	0,95	0,42	0,18	0,79	0,67	0,47
	15,75	15,69	14,55	13,39	17,22	16,12	16,57
				0,97	0,30	1,27	0,52
	5,41	4,72	2,56	0,83	4,52	3,57	1,85
	2,26	1,72	0,67	0,32	1,95	1,79	0,46
	0,08	0,06	0,06	0,03	0,11	0,05	0,04
	1,83	2,83	1,74	0,77	1,32	1,43	2,55
	2,87	2,98	3,31	3,03	2,82	2,56	3,47
	3,14	3,32	4,58	4,82	4,02	3,91	3,67
	0,22	0,35	0,18	0,18	0,11	0,22	0,16
	0,96	1,17	0,49	0,67	1,45	1,12	0,34
	98,91	99,24	99,90	99,80	99,83	99,83	99,68

Tabla 6.1. Composición de elementos mayores de muestras de la Hoja de Piedrahita (continuación)

Muestra	AD-9133	AD-9145	AD-9149	AD-9178	AD-9179	AD-9180	
Huso	30	30	30	30	30	30	
Litología	6	20	16	19	7	8	
Coord. UTM:							
X	299.000	311.075	300.300	307.775	299.050	291.450	
Y	4.481.800	4.468.950	4.469.900	4.470.175	4.482.450	4.480.425	
SiO ₂	62,98	71,25	71,96	68,40	66,10	73,42	
TiO ₂	0,75	0,43	0,37	0,62	0,74	0,11	
Al ₂ O ₃	17,31	14,99	14,60	15,27	17,94	14,65	
Fe ₂ O ₃					0,35	0,40	
FeO	4,84	2,20	2,20	3,06	3,41	0,90	
MgO	2,09	0,76	0,50	1,02	0,76	0,34	
MnO	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,03	
CaO	2,25	1,47	0,84	1,55	3,31	0,62	
Na ₂ O	2,71	3,32	2,89	3,31	3,66	2,96	
K ₂ O	4,30	4,04	5,20	4,92	3,03	5,27	
P ₂ O ₅	0,23	0,28	0,31	0,34	0,18	0,21	
LOI	1,89	0,70	0,68	0,96	0,33	1,28	
Total	99,42	99,51	99,60	99,50	99,87	100,19	

Cuando no figura el valor de Fe₂O₃, el hierro total se expresa como FeO.

	AD-9181	AD-9182	AD-9183	AD-9185	AD-9186	AD-9187
	30	30	30	30	30	30
	7	10a	21a	15	10a	10
*	288.600 4.477.950	295.875 4.470.450	299.075 4.483.075	291.150 4.474.900	290.850 4.474.800	312.900 4.484.550
.	68,36	63,35	66,78	71,01	64,60	63,58
.	0,64	1,02	0,69	0,41	0,95	0,85
.	16,26	16,32	15,12	15,12	16,52	16,57
.						
.	4,15	5,69	3,94	2,09	5,00	4,93
.	1,85	2,13	1,51	0,76	1,70	1,84
.	0,08	0,06	0,06	0,05	0,06	0,08
.	1,16	2,08	2,52	1,46	1,96	3,32
.	2,55	2,80	3,49	3,32	2,71	3,36
.	3,30	3,74	4,12	4,39	4,00	3,61
.	0,16	0,32	0,25	0,27	0,28	0,33
.	1,48	1,33	0,99	0,63	0,98	0,52
.	99,99	98,84	99,47	99,51	98,76	98,99

Tabla 6.2. Contenidos de elementos traza (otros que REE, Th y U) en las muestras de la Hoja de

Referencia	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	Sc	V	Co	Ni	
AD-9001	94	135	13,5	4,0	116	625	6,8	79,1	6,3	37,4	
AD-9013	63	158	8,3	4,4	147	517	29,2	54,4	9,9	20,5	
AD-9021	38	104	7,6	4,0	185	574	34,4	101,2	15,6	36,6	
AD-9039	60	167	9,1	4,2	163	643	27,5	47,3	8,3	11,8	
AD-9044	39	154	0,0	2,4	233	1.029	9,0	75,9	10,1	75,1	
AD-9072	48	124	8,6	2,9	151	346	31,0	112,1	15,1	50,2	
AD-9095	92	161	6,7	4,2	225	681	13,3	81,7	12,2	20,2	
GREB-175	88	237	13,5	5,8	46	286	0,6	4,5	1,2	10,6	
AD-9119	90	255	11,2	8,2	46	251	15,6	4,9	1,5	2,7	
AD-9128	63	163	0,0	0,0	164	944	0,0	174,0	15,0	73,0	
AD-9129	45	173	0,0	0,0	194	795	0,0	92,0	10,0	53,0	
AD-9132	44	95	0,0	0,0	239	1.591	0,0	20,0	4,0	10,0	
AD-9133	47	180	9,5	5,5	204	774	13,1	83,4	55,5	14,5	
AD-9133	63	84	6,4	2,2	144	482	13,2	99,4	60,0	15,7	
AD-9145	110	224	21,0	3,9	141	370	13,5	27,2	3,7	10,1	
AD-9149	91	282	7,7	5,3	67	294	23,9	20,5	3,7	10,4	
AD-9178	87	212	8,6	3,2	111	458	2,2	34,5	32,6	1,1	
AD-9179	68	106	0,0	0,0	237	1.104	0,0	50,0	6,0	16,0	
AD-9180	40	202	7,2	1,2	48	133	3,9	5,8	1,8	14,7	
AD-9181	66	121	0,0	3,2	202	646	8,6	65,8	46,0	26,0	
AD-9182	66	161	0,0	4,4	180	888	12,0	99,8	13,9	125,8	
AD-9183	58	148	4,9	2,8	140	585	9,5	44,6	44,2	5,8	
AD-9185	91	205	12,1	7,4	159	395	20,5	28,4	4,4	11,3	
AD-9186	70	141	7,9	4,9	161	744	28,1	89,3	12,3	26,7	
AD-9187	49	106	4,8	2,3	182	767	25,9	71,0	12,2	17,5	

Piedrahita

	Cu	Zn	Ga	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	Mo	Sn
	14,7	83	19,5	17,6	13,7	2,3	74	3,5	4,7	8,4
	12,7	86	15,1	22,4	15,9	1,8	155	6,2	0,6	6,5
	44,3	88	13,8	19,8	14,1	1,5	38	1,6	1,1	4,0
*	10,8	73	12,4	17,1	13,7	1,5	147	5,7	0,5	8,6
*	18,6	83	19,7	26,3	18,1	3,3	39	0,0	11,2	4,6
*	14,9	116	18,3	12,3	13,6	1,4	43	1,8	0,4	6,2
*	21,2	101	25,8	24,6	16,5	0,9	39	1,0	9,4	3,9
	0,0	54	20,3	12,7	14,8	4,4	87	4,9	2,9	11,0
	2,9	51	19,3	11,6	13,7	2,6	85	4,0	0,6	13,5
	47,0	157	0,0	18,0	11,0	0,0	145	0,0	0,0	0,0
	39,0	110	0,0	27,0	15,0	0,0	178	0,0	0,0	0,0
	34,0	46	0,0	31,0	15,0	0,0	222	0,0	0,0	0,0
	23,7	98	25,9	23,8	13,2	0,9	61	2,5	1,0	6,0
	28,7	149	25,1	13,1	13,1	1,1	57	2,3	0,9	7,5
	3,7	59	16,9	12,2	11,1	2,1	105	4,3	0,5	13,8
	5,9	77	20,0	14,2	15,4	1,7	96	4,2	0,5	7,9
	0,0	53	21,4	16,0	16,6	2,8	78	3,9	0,0	6,6
	34,0	78	0,0	31,0	19,0	0,0	365	0,0	0,0	0,0
	1,0	27	16,4	3,1	5,1	1,3	30	1,6	3,3	6,3
	21,2	69	32,8	26,0	10,2	1,0	182	1,2	0,0	0,0
	29,6	102	25,3	24,1	16,2	4,3	69	0,0	23,0	1,0
	4,6	75	28,9	20,1	15,8	2,7	130	3,9	0,3	2,2
*	5,6	58	16,1	12,9	9,9	1,7	86	3,6	0,6	9,8
*	30,2	116	14,5	20,1	15,1	1,3	48	1,8	1,0	5,6
	20,7	96	13,3	22,5	15,2	1,3	128	4,7	1,0	3,3

Tabla 6.2. Contenidos de elementos traza (otros que REE, Th y U) en las muestras de la Hoja de

Referencia	U	Th	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	
AD-9133	3,6	9,7	40,67	93,19	8,53	34,82	6,69	1,30	
AD-9001	4,8	21,6	34,58	84,02	10,51	42,91	8,63	1,42	
AD-9013	2,3	10,4	29,72	65,22	7,86	30,25	6,55	1,05	
AD-9021	2,5	10,6	27,06	66,28	7,30	28,39	5,96	1,20	
AD-9039	2,2	13,7	34,29	72,21	8,46	32,33	6,25	1,22	
AD-9044	2,0	15,4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
AD-9067	3,1	6,9	27,06	70,34	6,18	25,96	5,30	0,83	
AD-9095	3,0	7,4	26,46	58,35	6,83	26,83	5,66	1,16	
GREB-175	2,2	14,2	54,13	131,33	12,03	50,04	9,69	1,25	
AD-9119	6,4	16,7	16,63	41,94	4,76	18,18	4,42	0,42	
AD-9128	8,1	12,7	17,58	40,41	4,81	17,83	4,34	0,38	
AD-9129	0,0	0,0	47,51	97,42	0,00	38,34	8,08	1,53	
AD-9132	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
AD-9133	0,0	0,0	53,17	106,77	0,00	43,95	10,09	2,36	
AD-9145	4,2	11,2	22,74	51,25	6,12	22,88	4,60	0,71	
AD-9149	3,5	19,4	25,43	62,66	7,46	28,90	6,02	0,52	
AD-9178	3,1	39,3	44,53	114,92	14,22	55,56	10,14	0,99	
AD-9179	0,0	0,0	86,90	180,28	0,00	67,22	15,09	3,32	
AD-9180	3,1	1,9	4,38	9,26	1,12	4,51	0,92	0,35	
AD-9181	4,2	10,5	27,99	55,35	6,55	24,82	4,82	1,08	
AD-9182	2,0	16,6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
AD-9183	2,6	9,1	35,89	76,49	8,50	34,66	6,74	1,01	
AD-9185	4,6	9,3	18,13	41,24	4,92	18,46	3,84	0,70	
AD-9186	3,0	16,8	44,59	100,01	12,23	47,94	9,21	1,61	
AD-9187	2,0	12,2	31,84	70,63	8,41	32,30	6,76	1,44	

Piedrahita (continuación)

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
6,24	0,83	4,12	0,77	2,15	0,30	1,75	0,25
6,60	0,98	4,69	0,86	2,15	0,32	1,73	0,24
5,58	0,84	4,43	0,87	2,21	0,34	2,03	0,31
5,09	0,77	4,09	0,79	1,94	0,30	1,78	0,25
5,05	0,72	3,45	0,66	1,66	0,24	1,45	0,23
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,62	0,65	2,91	0,51	1,34	0,14	0,92	0,15
4,31	0,64	2,98	0,51	1,16	0,15	0,88	0,12
8,63	1,07	4,61	0,77	2,06	0,24	1,39	0,21
3,67	0,59	2,93	0,54	1,34	0,22	1,38	0,19
3,49	0,53	42,48	0,42	1,12	0,18	1,09	0,16
5,73	0,00	4,71	0,00	0,00	0,30	1,88	0,24
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7,42	0,00	0,00	0,00	2,62	0,00	2,55	0,40
3,55	0,50	2,42	0,45	1,10	0,18	1,02	0,15
4,45	0,63	2,90	0,52	1,34	0,20	1,21	0,17
6,64	0,91	4,20	0,76	2,00	0,30	1,63	0,25
10,11	0,00	6,69	0,00	2,68	0,00	2,54	0,40
0,94	0,15	0,76	0,15	0,28	0,04	0,29	0,04
3,71	0,52	2,30	0,36	0,90	0,12	0,70	0,10
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5,31	0,77	3,99	0,71	2,04	0,31	2,08	0,32
3,11	0,48	2,42	0,47	1,24	0,17	0,94	0,14
7,52	1,02	4,64	0,80	1,91	0,26	1,39	0,20
5,98	0,93	4,75	0,88	2,08	0,31	1,68	0,25

SÍMBOLOS DE LOS GRÁFICOS DE LA HOJA DE PIEDRAHÍTA

Neis bandeados (5)	triángulos normales
Neis de la Almohalla (6)	triángulos invertidos
Granitoide inhomogéneo (7)	puntos negros
Leucogranito de nódulos (8)	triángulos levógiros
Granodiorita subautóctona (10)	cuadrados
Granitoide de dos micas (12)	rombos
Granito de dos micas porfídico (16)	estrellas
Granito microporfídico biotítico (19)	pentágonos
Granito porfídico cordierítico biotítico (20)	barras horizontales
Granodiorita-monzogranito porfídico (21)	cruces

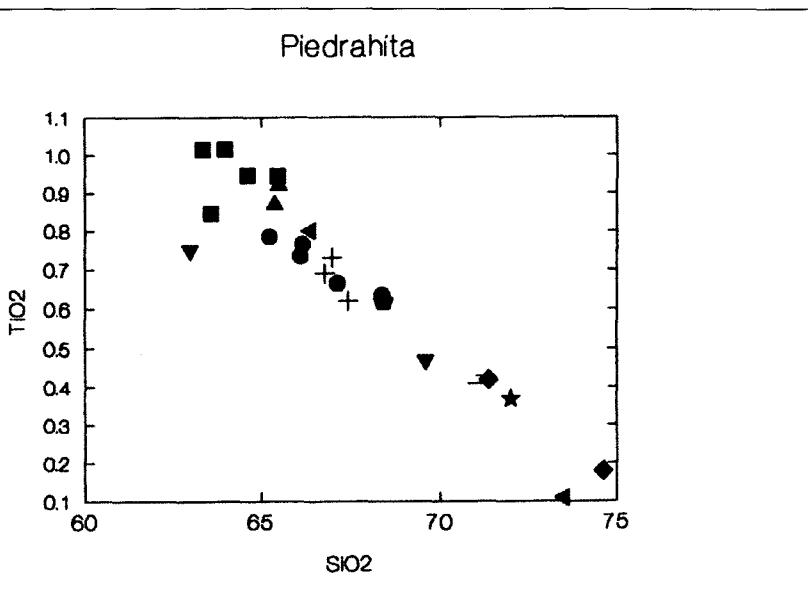


Figura 4. Diagrama de Harker SiO_2 - TiO_2 .

Piedrahita

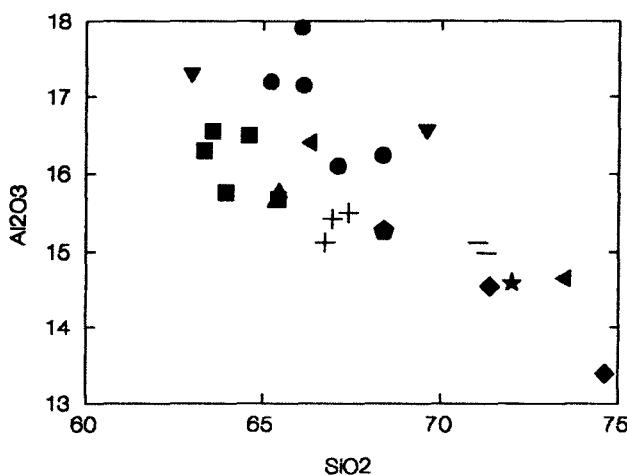


Figura 6. Diagrama de Harker $\text{SiO}_2\text{-FeO}$.

Piedrahita

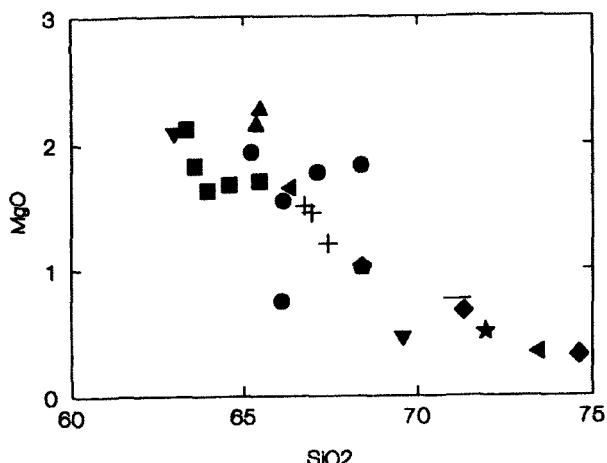


Figura 7. Diagrama de Harker SiO₂-MgO.

Piedrahita

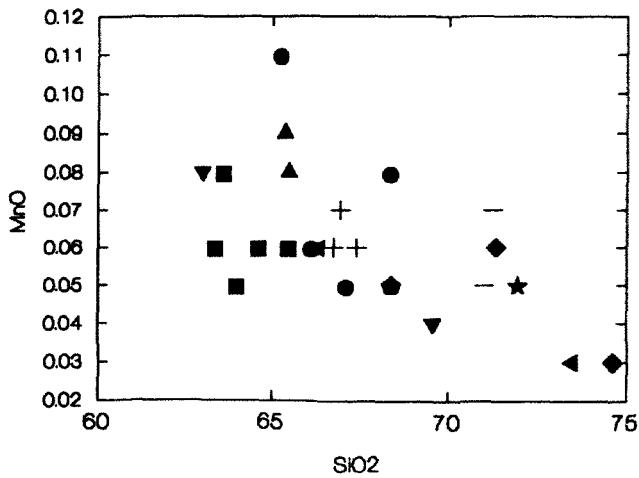


Figura 8. Diagrama de Harker SiO₂-MnO.

Piedrahita

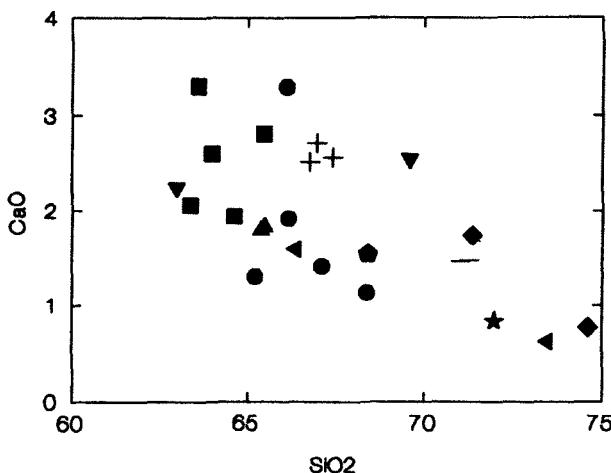


Figura 9. Diagrama de Harker SiO₂-CaO.

Piedrahita

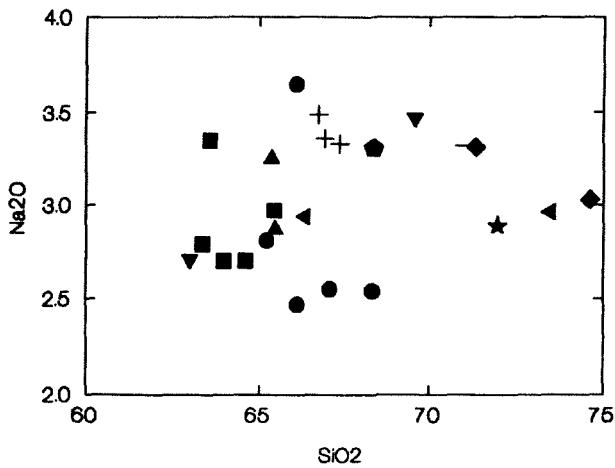


Figura 10. Diagrama de Harker SiO₂-Na₂O.

Piedrahita

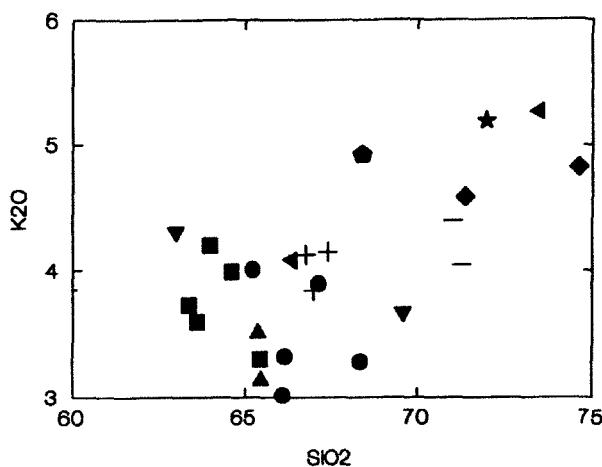


Figura 11. Diagrama de Harker SiO_2 - K_2O .

Piedrahita

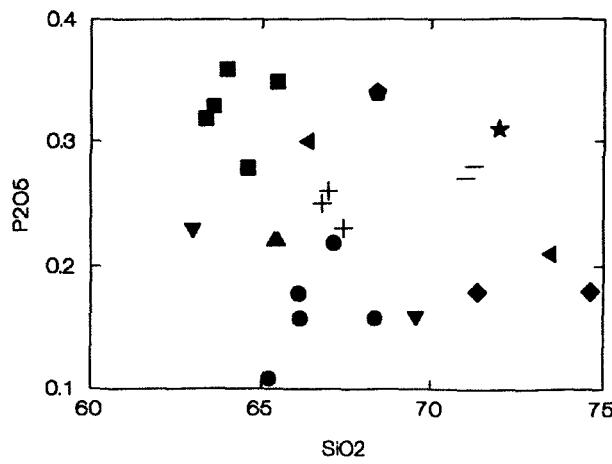


Figura 12. Diagrama de Harker SiO_2 - P_2O_5 .

Piedrahita

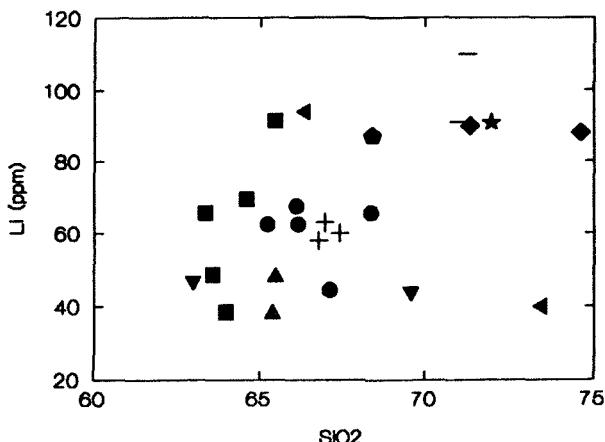


Figura 13. Diagrama de Harker SiO₂-Li.

Piedrahita

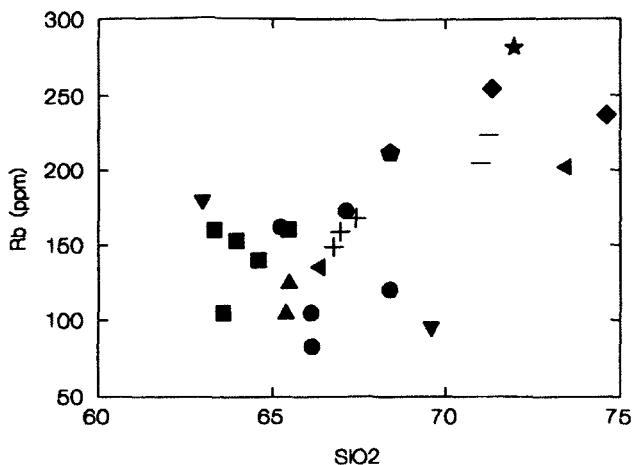


Figura 14. Diagrama de Harker SiO₂-Rb.

Piedrahita

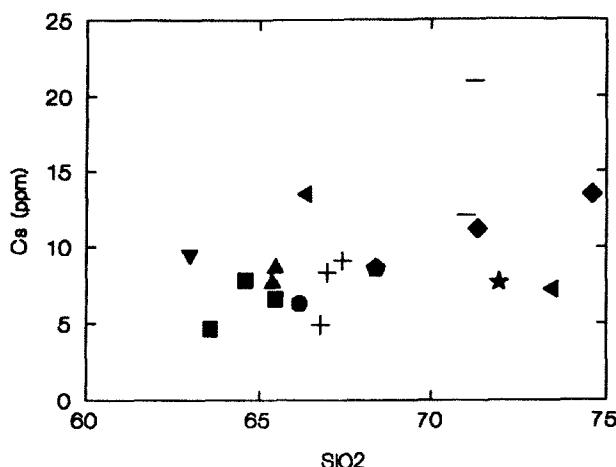


Figura 15. Diagrama de Harker SiO₂-Cs.

Piedrahita

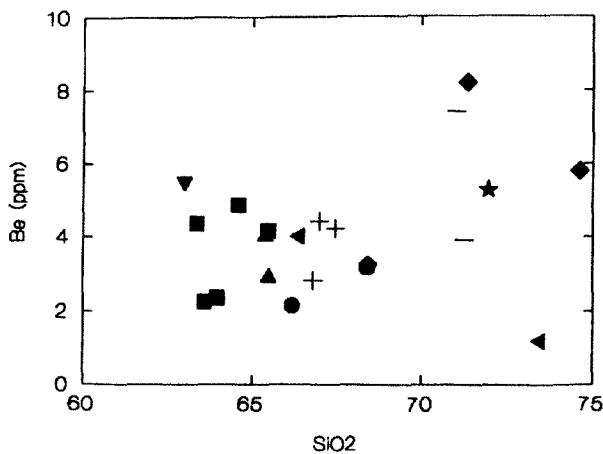


Figura 16. Diagrama de Harker SiO₂-Be.

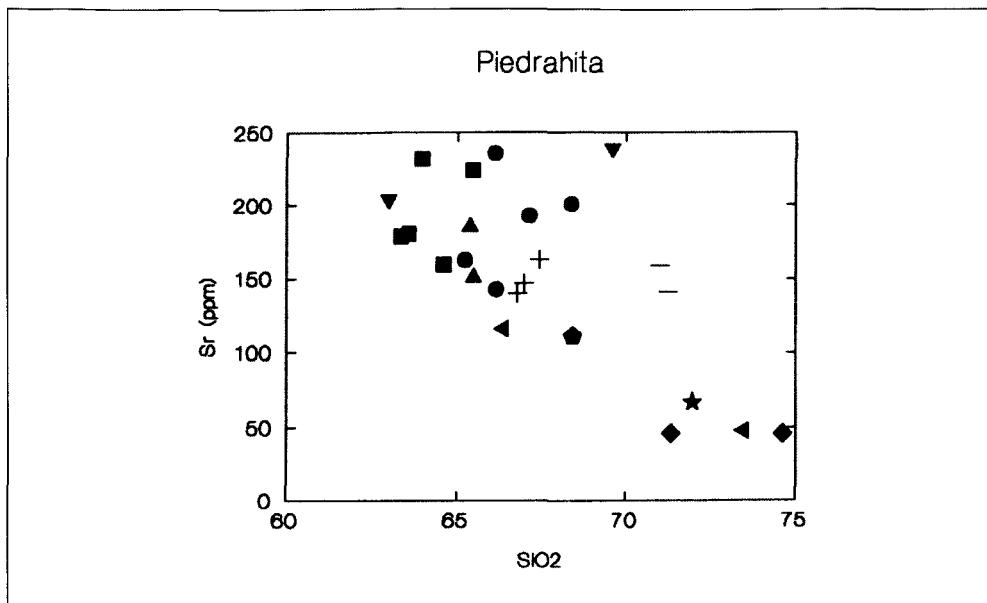
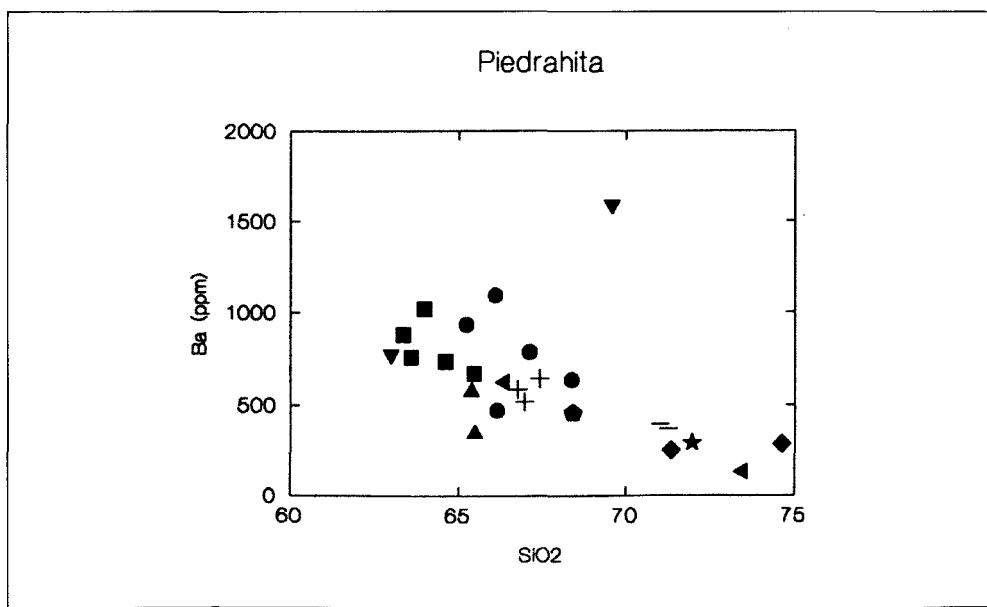


Figura 17. Diagrama de Harker SiO_2 -Sr.



Piedrahita

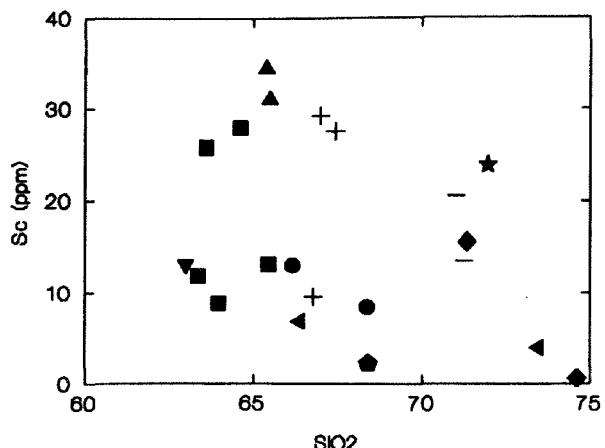


Figura 19. Diagrama de Harker SiO₂-Sc.

Piedrahita

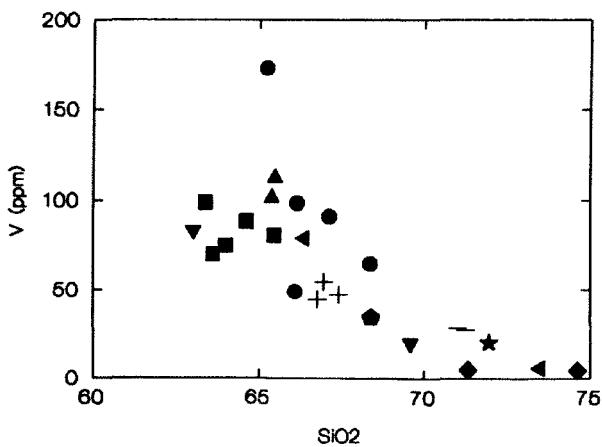


Figura 20. Diagrama de Harker SiO₂-V.

Piedrahita

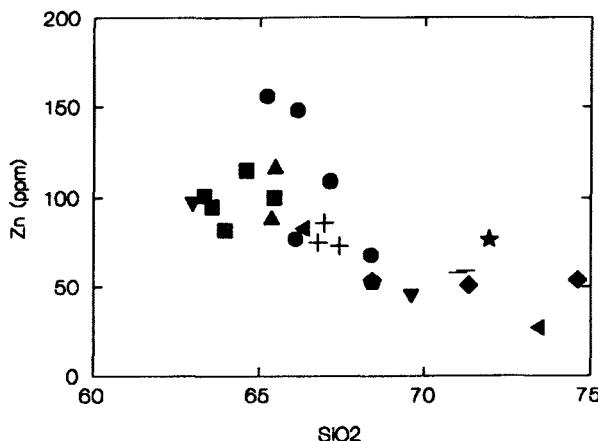
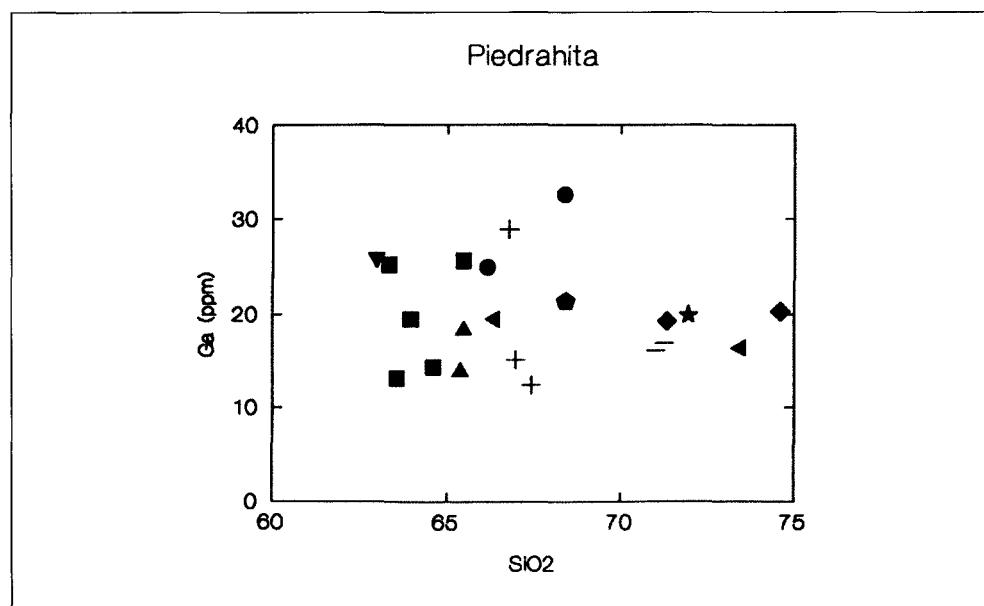


Figura 21. Diagrama de Harker SiO₂-Zn.



Piedrahita

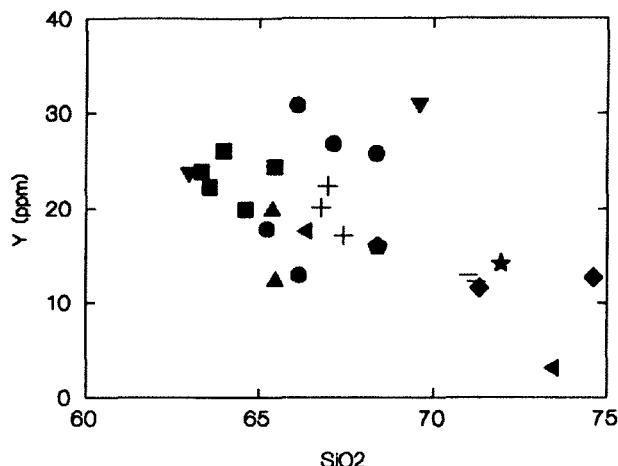


Figura 23. Diagrama de Harker SiO₂-Y.

Piedrahita

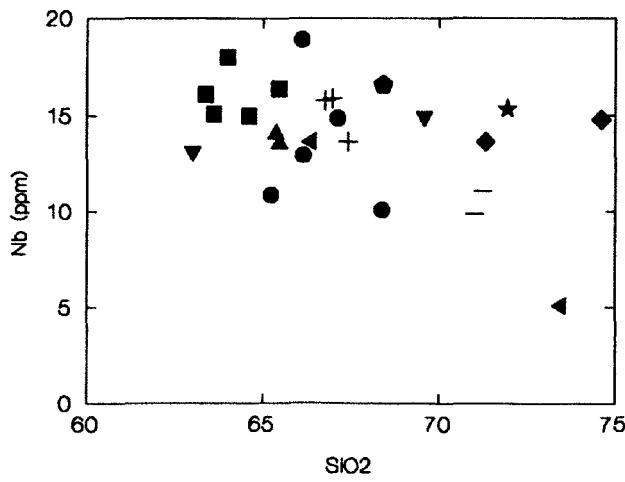


Figura 24. Diagrama de Harker SiO₂-Nb.

Piedrahita

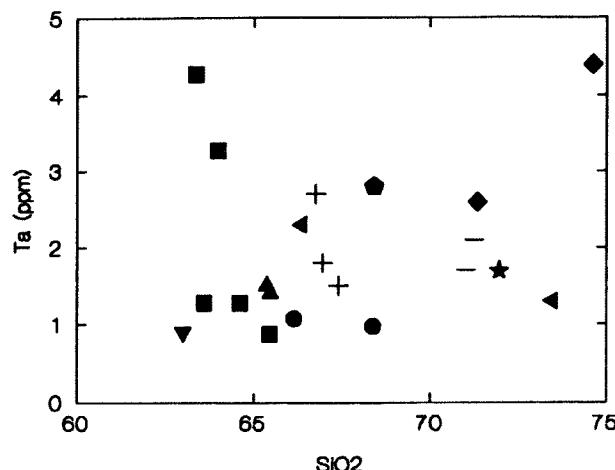


Figura 25. Diagrama de Harker SiO_2 -Ta.

Piedrahita

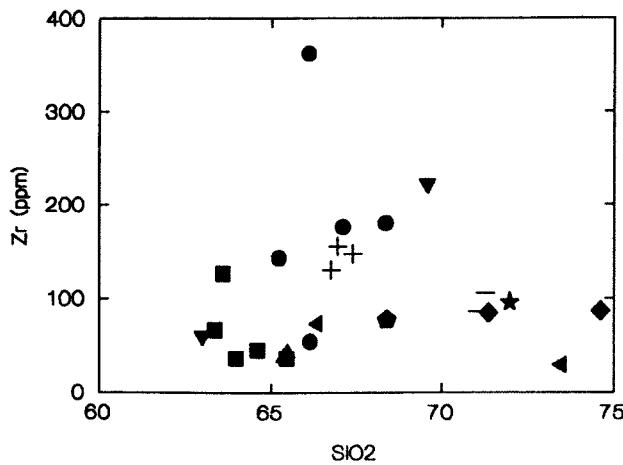


Figura 26. Diagrama de Harker SiO_2 -Zr.

Piedrahita

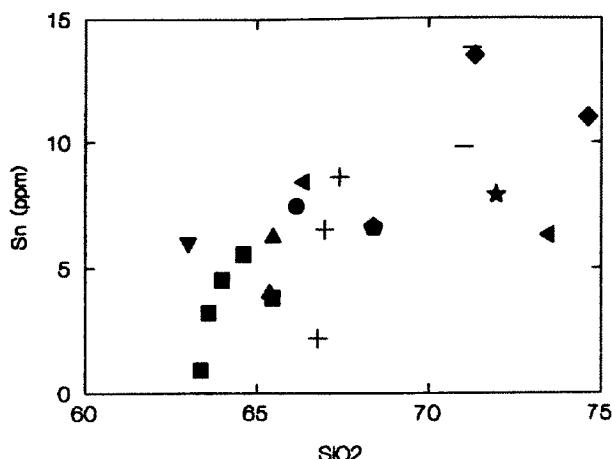


Figura 27. Diagrama de Harker SiO₂-Sn.

Piedrahita

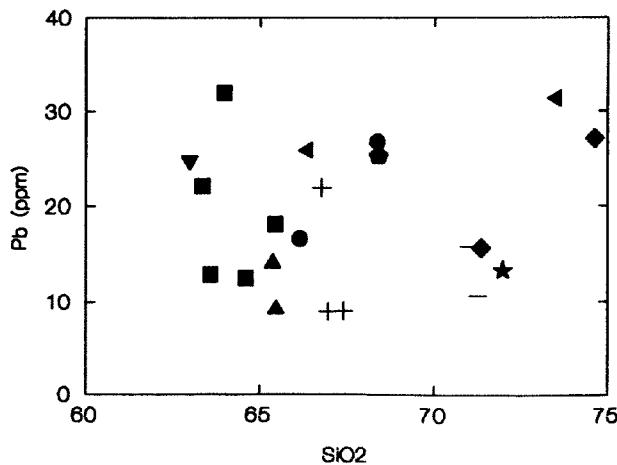
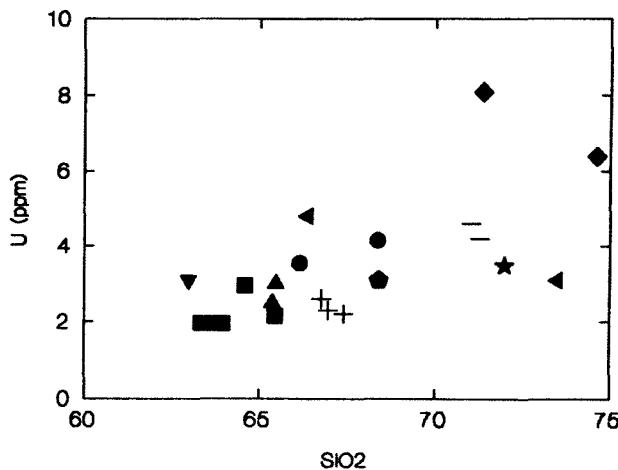


Figura 28. Diagrama de Harker SiO₂-Pb.

Piedrahita



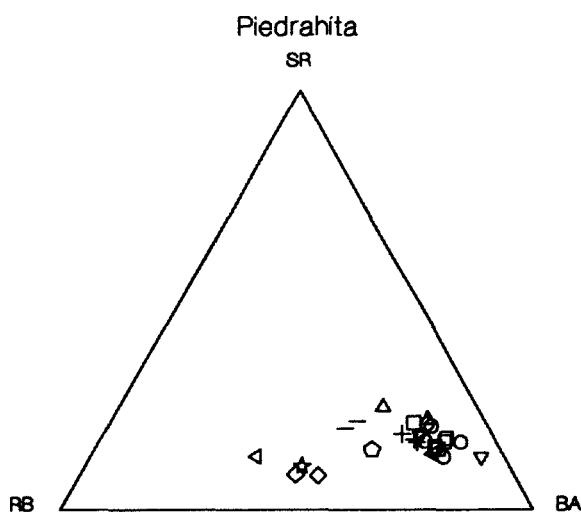


Figura 31. Diagrama triangular Rb-Ba-Sr.

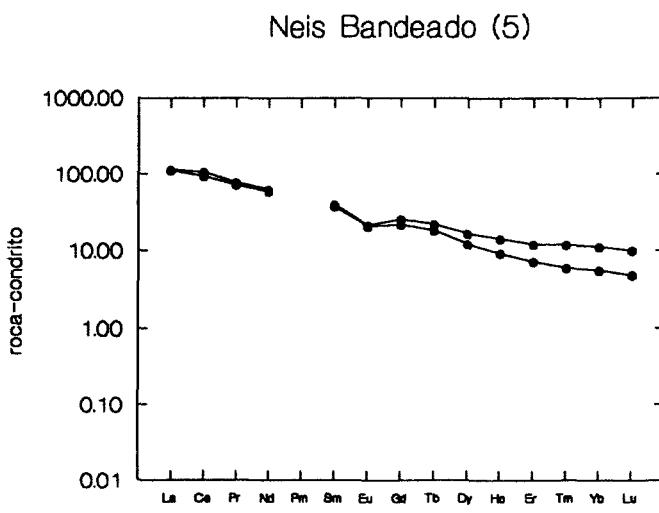


Figura 32. Espectro mormalizado de Tierras Raras del neis bandeado (5).

Neis de la Almohalla (6)

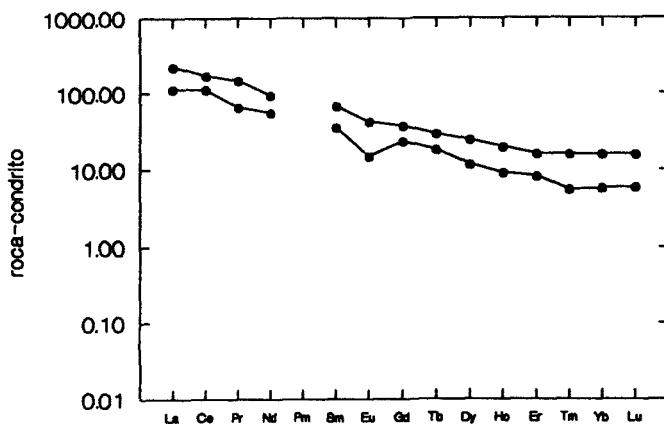


Figura 33. Espectro mormalizado de Tierras Raras del neis La Almohalla (6)

Granitoide Inhomogéneo (7)

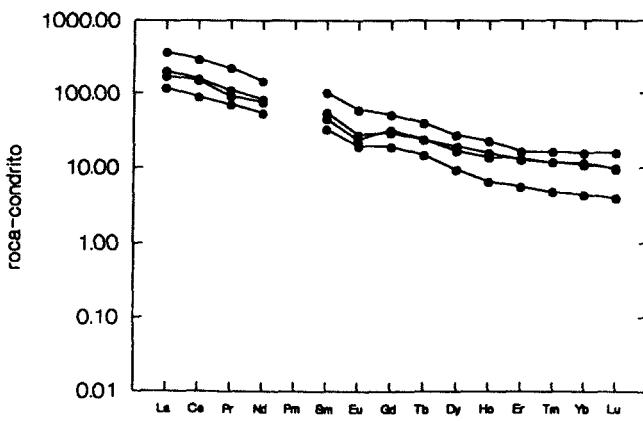


Figura 34. Espectro mormalizado de Tierras Raras del granitoide inhomogéneo (7).

Leucogranito de nódulos (8)

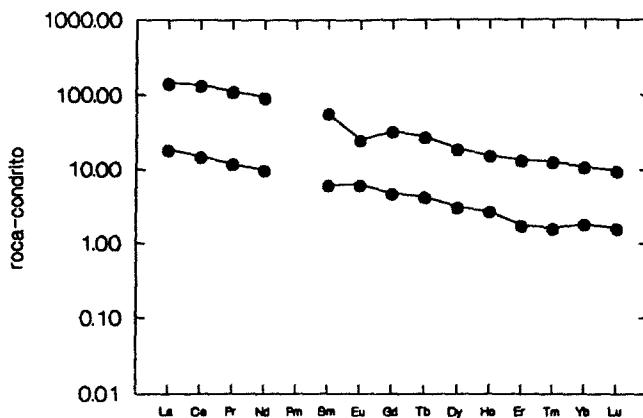


Figura 35. Espectro mormalizado de Tierras Raras del leucogranito de nódulos (8).

Granodiorita subatóctona (10)

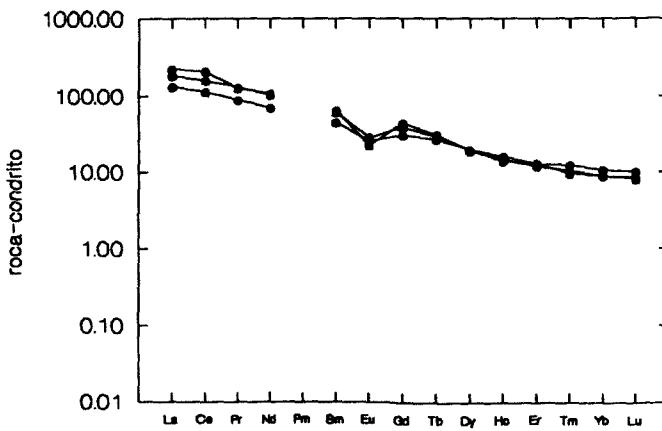


Figura 36. Espectro mormalizado de Tierras Raras de la granodiorita subautóctona (10).

Granitoide de dos micas (12)

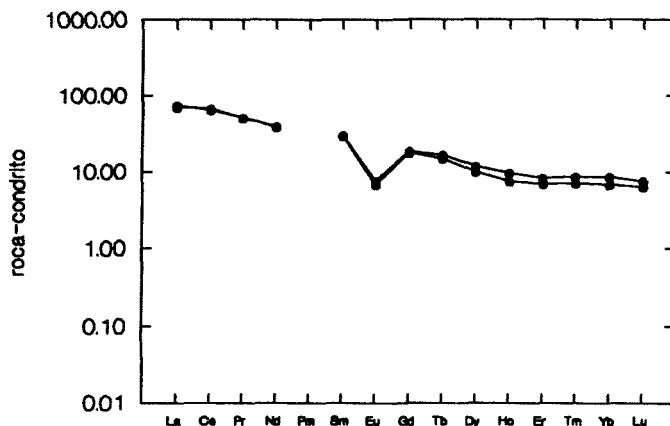


Figura 37. Espectro mormalizado de Tierras Raras del granitoide de dos micas (12).

Granito de dos micas porfídico (16)

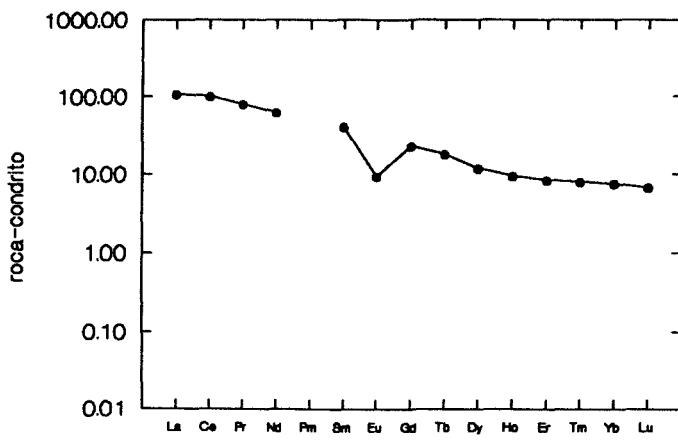


Figura 38. Espectro mormalizado de Tierras Raras del granito de dos micas, porfídico (16).

Granito microporfídico biotítico (19)

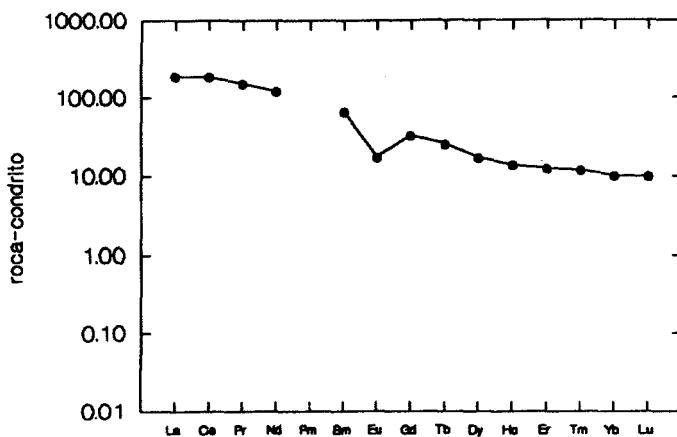


Figura 39. Espectro mormalizado de Tierras Raras del granito biotítico, microporfídico (19).

Granito biotítico cordierítico porfídico (20)

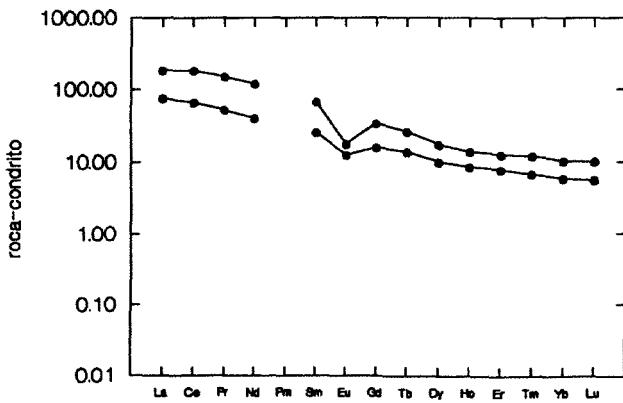


Figura 40. Espectro mormalizado de Tierras Raras del granito biotítico, cordierítico porfídico (20).

Granodiorita monzogranito biotítico porfídico (21)

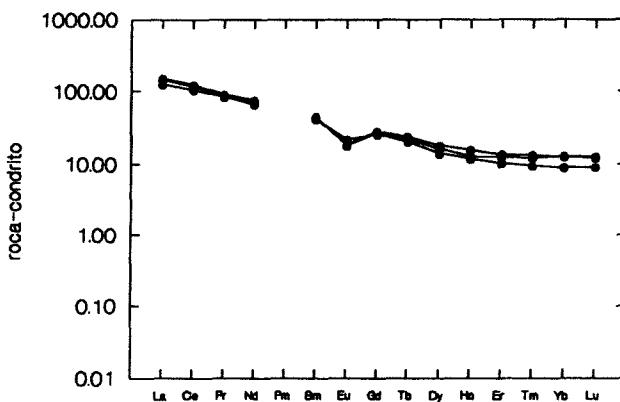


Figura 41. Espectro mormalizado de Tierras Raras de la granodiorita monzogranito biotítico, porfídico (21).

7. GEOMORFOLOGÍA

7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La hoja a escala 1:50.000 de Piedrahita se encuentra situada mayoritariamente en la provincia de Ávila en su límite con la de Salamanca, ocupando, esta última, parte de cuadrante noroeste. Desde un punto de vista administrativo pertenece, por tanto, a la Comunidad de Castilla-León.

Morfoestructuralmente se integra en el Sistema Central y concretamente en el Dominio de la Sierra de Gredos, destacando la Sierra de Villafranca como elevación principal.

El relieve de la hoja es abrupto, en general, incluyendo una parte de la divisoria entre la Submeseta Norte o Cuenca del Duero y la Submeseta Sur o Cuenca del Tajo, existiendo un predominio de las aguas que vierten a la primera. Las mayores alturas se encuentran en la Sierra de Villafranca que constituye un eje de dirección NE-SO, destacando los picos de Moros (2.065 m), Mojón de Guillén (2.024 m), Peña Regadera (1.954 m), Tarayuela (1.967 m), Peña Negra (1.944 m) y Cerro Longuillo (1.925 m). Por el contrario las cotas más bajas están en relación con los valles fluviales, concretamente al noroeste de la hoja, en la confluencia de los ríos Corneja y Tormes, llegan a descender hasta los 940 m. Las zonas de relieve más suave son las que bordean a estos dos cursos de agua y el Valle del Caballeruela con pendientes que no superan el 10%.

La red de drenaje se ordena en torno al río Tormes y sus dos principales afluentes; El Corneja y el arroyo de la Caballeruela. El Tormes, tributario del Duero, nace en la Sierra de Gredos y hace su aparición en la hoja por el borde meridional, desapareciendo de la misma cerca de El Portichuelo para volver a aparecer en los alrededores de El Barco de Ávila discurriendo en dirección S-N, paralelo y muy próximo al límite oeste de la hoja. Los ríos Corneja y de la Caballeruela llevan una dirección de ENE-OSO a NE-SE, siguiendo la dirección general de las principales estructuras regionales, concretamente el arroyo de la Caballeruela corresponde al curso alto del río Jerte que se encaja a favor de la falla de Plasencia. Por otra parte el río Alberche, en su nacimiento y curso alto, aparece en el sector centro oriental, vertiendo sus aguas a la Cuenca del Tajo. Es en este sector donde se encuentra la zona de divisoria.

Climatológicamente la zona de trabajo se sitúa en el Dominio Mediterráneo pero con tendencia a la continentalización. La precipitación media anual está comprendida entre 800 y 900 mm, con máximas que superan los 1.000 mm y mínimos que no son inferiores a 600 mm. La temperatura media es de aproximadamente 11°C con una máxima de 40° una mínima de -10°.

Según PEDRAZA (1980), el ecosistema montañoso de todo el Sistema Central, constituye una «isla Subhúmeda dentro de la España seca meseteña», de grandes influencias atlánticas.

La vegetación es de especies típicas mediterráneas como la encina, además del pino silvestre y las caducifolias. Hay una gran diferencia entre esta vegetación y la de las áreas mesetanas circundantes. Las variaciones de vegetación están relacionadas con la altura y por tanto existe un cierto nexo con la distribución de las unidades geomorfológicas.

El principal núcleo de población es Piedrahíta, que da nombre a la hoja, situándose en la mitad norte. Le siguen en importancia La Horcajada, El Barco de Ávila y San Miguel de Corneja, existiendo además una serie de pequeñas poblaciones como Encinares, Navacepeda de Tormes, Santiago del Collado, La Lastra del Cano, Aldeanueva de Santa Cruz, etc. que completan el conjunto de centros urbanos, de este sector, escasamente poblado.

La red de carretera pone en comunicación todos los núcleos existentes, y hay también una serie de caminos que permiten el acceso a numerosos puntos de la superficie de la hoja. El acceso es más complicado a las zonas más elevadas y de mayores pendientes como son las vertientes de la Sierra de Villafranca.

7.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

La bibliografía más abundante relacionada con este área es la que se refiere a la evolución geomorfológica del Sistema Central y por tanto a las superficies de erosión que en él existen. El primer reconocimiento de la presencia de superficies en la Meseta se debe a FISCHER (1894), SCHMIEDER (1915) y STILKEL (1929); sin embargo los trabajos más interesantes son los de SCHWENZNER (1936), SOLE (1952) y F. HERNÁNDEZ PACHECO (1957).

Existen además una serie de trabajos posteriores que realizan grandes aportaciones al tema, sobre todo en este sector de Gredos, debidos a PEDRAZA (1978) y GARZÓN (1980). Estudios

sobre la morfología del Alto Gredos son realizados por MARTÍNEZ DE PISÓN y MUÑOZ JIMÉNEZ, pero estos últimos ofrecen un punto de vista de carácter geográfico.

Otro campo de investigación en estos sectores de montaña son los relativos a la morfología glaciar. En este sentido hay que considerar los trabajos de OBERMAYER y CARANDELL (1916) y VIDAL BOX (1932).

Finalmente la realización de las hojas contiguas del Plan MAGNA (ITGE) han ayudado de sobremanera, con sus datos, a la realización de esta Hoja.

7.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tratan las formas desde dos puntos de vista. En primer lugar desde un punto de vista estático, considerando que los diferentes relieves se deben a la distribución y disposición de los conjuntos geológicos. En segundo, se describen las formas menores, producto de la actuación de los procesos externos sobre un sustrato determinado.

7.3.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la hoja de Piedrahíta es consecuencia directa de la naturaleza de los materiales y de la distribución de los mismos. En este caso concreto, se trata mayoritariamente de rocas cristalinas de naturaleza silícea con una serie de rocas filonianas entre las que destacan los diques de cuarzo, pegmatita y pórfidos. Este substrato que forma parte de un gran macizo, como es el Sistema Central, en el Dominio de Gredos, está arrasado varias veces y muy fracturado dando lugar a algunas desnivelaciones. Se trata, en definitiva de una tectónica de «horts» y «grabens» que da lugar a zonas altas y cuencas interiores. A su vez, todo el conjunto está escalonado en forma descendente hacia las grandes cuencas del Duero y del Tajo. Los movimientos alpinos son los que elevan el Sistema Central y configuran su actual estructura.

La zona más elevada corresponde a la Sierra de Villafranca de dirección SO-NE. Como zonas deprimidas se reconocen, el sector del Alto Tormes, al sur de la hoja y la Cuenca de Piedrahíta o del Corneja, al norte de la misma y con idéntica orientación. La Cuenca de Piedrahíta es el único sector de la hoja donde aparecen sedimentos terciarios de carácter detritico.

Uno de los rasgos más característicos del relieve es la adaptación de la red de drenaje a la fracturación dominante. En la figura 42 se ha representado la red de drenaje a escala 1:200.000 y las principales direcciones a las que se acomodan los cauces. Estas direcciones coinciden con las de fracturación y son las que se señalan a continuación. En primer lugar una dirección SO-NE que coinciden con las alineaciones mayores, así el Arroyo de la Caballeruela, continuación del río Jerte coincide con la falla de Plasencia. Este valle corresponde a otra de las áreas deprimidas de la Hoja. Otra familia la representa la dirección complementaria, esto es la NO-SE, muy abundante sobre todo en el sector centro-septentrional. Menos numerosas, pero reconocibles, son las direcciones N-S y E-O.

PIEDRAHITA



Figura 42. Esquema de la red de drenaje con las principales familias de direcciones.

La presencia de diques de cuarzo, pórfitos y pegmatitas también se manifiesta en el relieve por medio de resaltes positivos, debido a su mayor resistencia a la erosión. Las principales direcciones de los mismos son SO-NE y NNE-SSO, encontrándose, entre los primeros, el dique de Plasencia.

En cuanto a la alteración de estos materiales, es fácil comprobar la importante relación que existe entre la fracturación y microfracturación con la formación del «lehmm», así como la aparición de todo el modelado granítico de detalle: Yelmos, bolos, tors, etc.

7.3.2. Estudio del modelado

A continuación se enumeran y describen todas aquellas formas producidas por procesos exógenos, agrupándolas por su génesis: poligénicas, fluviales, de ladera, lacustres, glaciares y periglaciares.

De entre todas ellas, las que alcanzan un mayor desarrollo e importancia son las poligénicas seguidas de las fluviales y de las glaciares-periglaciares, configurando entre ellas gran parte de la morfología de la Hoja.

7.3.2.1. Formas poligénicas

Dentro de este grupo destacan sin duda las superficies y los glacis. Como ya se ha mencionado con anterioridad, existe una bibliografía importante sobre las superficies de erosión del Sistema Central y son muy diversas las teorías, sobre todo en lo relativo al número y a la edad de cada una de ellas.

Entre todos los trabajos existentes hay que destacar los de SCHWENZNER (1936) que establece un modelo de superficies escalonadas, distinguiendo: una superficie de cumbres, la más antigua, y tres superficies encajadas por debajo de ella, y a las que denomina M_1 , M_2 y M_3 que decrecen en cota y antigüedad, estando comprendidas entre el Mioceno superior y el Plioceno.

Con posterioridad, SOLE SABARIS (1952) elabora un modelo antagónico, en el que reconoce una única superficie de erosión que denomina superficie de erosión fundamental, elaborada durante el Mesozoico y el Paleógeno y que ha sido desnivelada por los sucesivos movimientos alpinos que levantaron el Sistema Central.

Después de numerosas publicaciones de otros autores, PEDRAZA (1978) regresa al modelo primitivo propuesto por SCHWENZNER en 1936, pero destacando los movimientos desniveladores propuestos por SOLE como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques.

Otros trabajos como los de GARZÓN (1980) y GARCIA (1987), defienden, además que las superficies tipo «pediment» o Rampas, serían el resultado de un proceso exhumatorio de las antiguas superficies que habrían quedado enterradas por el relleno terciario.

En la hoja de Piedrahíta se distinguen varias superficies de erosión y son las que se describen a continuación. En primer lugar se reconoce una *superficie de Cumbres* o *superficie divisoria*. Esta formada por una llanura alomada entre los 1.900 m y 2.065 m, de dirección SO-NE y con una anchura que no sobrepasa los 1.000 m. Desciende hacia el SO con una pendiente muy baja y en sus bordes se sobreimponen formas de carácter glaciar como nichos de nivación o pequeños círculos con acumulaciones de bloques. Según diversos autores (PEDRAZA, 1978 y CENTENO, 1989), esta unidad está constituida por restos colgados de una penillanura poligénica pre-terciaria de la Meseta. La posición que ocupa actualmente es la que consigue al final de los últimos movimientos alpinos, al final del Mioceno o incluso en el Plioceno. Su morfogénesis posterior está controlada por los procesos glaciares y periglaciares. Su máximo desarrollo dentro de la Hoja corresponde a la cuerda que da la Sierra de Villafranca.

La segunda superficie reconocida es la *superficie de Paramera*, equivalente a la M_3 de SCHWENZNER (1936). Esta unidad se caracteriza por un conjunto de replanos o superficies elevadas entre los 1.700 m y los 1.870 m ligeramente inclinada hacia el NE. Esta superficie aparece representada únicamente en la vertiente Sur, mientras que en la Norte se limita a una serie de puntos aislados, sin representación cartográfica. En general se caracteriza por dar una serie de replanos a media ladera o coincidentes con el techo de las elevaciones secundarias. Posee elementos comunes con la superficie de cumbres pero la influencia de los procesos glaciares y periglaciares es bastante menor. Según algunos autores (PEDRAZA, 1978 y CENTENO, 1989) las diferencias con la superficie de Cumbres son principalmente de carácter edafológico. En este caso predominan las tierras pardas meridionales y los Xerorankers, siendo frecuentes los pseudogleys en las áreas de deficiente drenaje, como navas y algunas cabeceras de arroyos.

Concretamente en este sector son frecuentes las áreas endorreicas y semiendorreicas como sucede en el paraje de Cuarenta Pinares, al este, donde se encuentra la laguna de la Cañada del Gallo.

En áreas próximas a esta superficie se reconocen algunas morfologías graníticas muy características como relieves residuales, berrocales y relieves de tipo «tors».

La tercera superficie es la «superficie tipo Pediment», equivalente a la M₂ de SCHWENZNER (1936) y caracterizada por constituir una plataforma inclinada hacia las cuencas. Se asemeja a un glacis de erosión y no siempre está bien conservada. En los cortes geomorfológicos que acompañan al mapa, puede observarse su perfil plano cóncavo desde las zonas más bajas hasta su conexión con las laderas de la Sierra. Se localiza entre los 990 y 1.050 metros y con frecuencia está degradada por incisiones fluviales, arenitzaciones y movimientos de ladera. La configuración actual de esta superficie según PEDRAZA (1978) se debería a un proceso de pedimentación en un clima de sabana, según el modelo propuesto por BODEL (1957) en zonas similares, con formación de relieves tipo «Inselberg» y con una remodelación posterior, en el Plioceno, bajo un clima árido. GARZÓN (1980) y GARCÍA (1987) se inclinan por un enterramiento de esta superficie por los sedimentos terciarios y una posterior exhumación. Aunque los límites de la hoja no permiten obtener datos suficientes para afirmar taxativamente una u otra hipótesis, en este trabajo se opta por una mayor proximidad a la hipótesis de PEDRAZA (1978) y CENTENO (1989).

También pertenecen a este grupo los *glacis con depósito* que aparecen en las vertientes de los principales ríos, agrupados o aislados pero descolgados de la red fluvial actual. Por lo general son formas de pequeña a mediana dimensión y sus depósitos están constituidos por limos, arenas y arcillas de color rojizo con cantos de cuarcita y algunos granitoides. Los que aparecen en el borde norte de la hoja, se sitúan sobre los materiales terciarios de la Cuenca de Piedrahita y continúan por la hoja de Santa María del Berrocal (529).

En cuanto a los *glacis actuales o subactuales*, aparecen al norte de la hoja, en la Cuenca de Piedrahita, constituyendo las formas de enlace entre los glacis de cobertura o la superficie tipo «pediment» y los fondos de valle actuales. Su morfología corresponde a la de una ladera muy suave que lleva asociado un depósito de poco espesor.

También pertenecen a este grupo los depósitos de origen *aluvial-coluvial* que se forman en el borde septentrional de la hoja y que en general ocupan áreas deprimidas, siempre relacionadas con la red fluvial. Su morfología está poco definida y se denominan así porque a los depósitos de fondo de valle se le unen una serie de aportes laterales, procedentes de las laderas, de forma que no siempre es fácil la separación entre unos y otros.

Finalmente se ha incluido en este grupo toda la alteración arenosa sufrida por el conjunto de rocas graníticas. La alterita resultante es un *lehm*, a veces muy potente, en general blanco grisáceo con tonalidades ocre-amarillentas. En la contigua hoja de Santa María del Berrocal MORENO (1991) señala que estas alteraciones aparecen muy bien conservadas en los bloques tectónicamente hundidos, junto a la Cuenca de Piedrahita, hecho que se corrobora en este trabajo. Por ejemplo, las mayores alteraciones, tanto en espesor como en extensión aparecen en las áreas deprimidas, siempre relacionadas con los valles. Véanse los valles del Caballeruela, Corneja y las proximidades al Tormes en el cuadrante NO.

7.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de las formas fluviales se distinguen las de carácter sedimentario y las erosivas. Entre las primeras los *fondos de valle* son las más destacadas, debido a los numerosos ríos y arroyos que atraviesan la hoja y que dejan en su fondo algunos depósitos. Destacan los aluviales de los ríos Tormes, Alberche, Corneja y Pozas y de los arroyos Caballeruelo, de la Mata de la Poza, etc. También se destacan las *llanuras de inundación* de los ríos Corneja y Tormes, en su tramo oeste con una anchura media de 700-800 m y sobre las que quedan huellas del paso de antiguos cauces. Se han reconocido y cartografiado, además, una serie de conos de deyección de diverso tamaño, muy frecuentes en los valles del río Corneja, del río Tormes, sector oeste y del arroyo de la Caballeruela. Finalmente, dentro de las formas de acumulación existen depósitos de *terrazas*, muy escasos y cuyos afloramientos se localizan en la margen derecha del río Corneja y en el límite oeste, en el paraje denominado Molino de la Chorrera Honda, en la desembocadura del Corneja en el Tormes.

Como formas erosivas se han diferenciado: arroyos y barrancos con incisión lineal, arroyada difusa en áreas de baja pendiente, pequeños cañones como el desarrollado en el valle del río Corneja, en el paraje del Molino de los Muertos, así como saltos de agua o rápidos en áreas donde existe un brusco cambio de pendiente, además de interfluvios acusados en áreas de alta incisión.

7.3.2.3. *Formas de ladera*

Las formas representativas de este grupo se reducen a *coluviones* y *deslizamientos*. Los primeros se desarrollan mayoritariamente al pie de las laderas, en estrecha relación con los fondos de valle y los conos de deyección con los que interdigitán sus depósitos. Dan lugar a bandas alargadas y paralelas a los cursos de agua. Los mayores ejemplos son los que aparecen en el valle de la Caballeruela y en el tramo oeste del río Tormes. A veces pueden también localizarse a media ladera.

En cuanto a los deslizamientos, son muy escasos y están relacionados fundamentalmente con las fuertes pendientes y la climatología. El mejor ejemplo es el que se encuentra en la vertiente norte de la Sierra, en la margen derecha del arroyo Caballeruelo. Se trata de un deslizamiento, cuya lengua o cuyo depósito ha sido nuevamente deslizado en su mitad inferior. Los otros dos, de menor tamaño, se ubican en la vertiente meridional.

Otras formas de ladera, como la reptación, la solifluxión o las avalanchas se han incluido en el apartado de morfología glaciar y periglaciar por estar íntimamente relacionadas con estos procesos.

7.3.2.4. *Formas lacustres*

Aparecen asociadas en su mayoría a las superficies de erosión diferenciando lagunas estacionales y áreas con mal drenaje, estas últimas, en ocasiones tienen que ver con cabeceras de arroyos con problemas de evacuación de las aguas. El área de mayor tamaño está muy próxima a la superficie de Cumbres y se sitúa en el extremo este de la hoja, entre los parajes de Salesas del Arrecio y Casa de Cervunaloco, incluyendo pequeñas lagunas de carácter estacional.

Existen otros ejemplos, pero son de pequeño tamaño y relacionados con la superficie de Paramera como la laguna de la Cañada del Gallo, o con la proximidad a los grandes Valles.

7.3.2.5. *Formas glaciares y periglaciares*

Dentro de este grupo las formas más destacadas son los nichos de nivación o círculos glaciares. También son importantes las acumulaciones de bloques, las formas de solifluxión y reptación, las avalanchas y las cuencas de recepción fluvio-torrencial.

7.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos depósitos no consolidados o que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad. En la hoja de Piedrahita existen dos tipos de formaciones superficiales, por un lado las alteritas y por otro los depósitos.

7.4.1. **Alteritas**

Se considera en este grupo el manto de arenización, típico de zonas graníticas. Se trata de una alteración aplasmogénica, es decir aquella que en el proceso no da lugar a la formación de minerales secundarios de tipo arcilloso (plasma) y, si previamente existieran, se produce su eliminación progresiva.

Esta alteración no parece estar relacionada con ningún tipo climático pues se forma bajo los climas más diversos. Los mecanismos de alteración, drenaje y evacuación están controlados por la fracturación y como el granito está intensamente fracturado en poliedros, los líquidos circulantes atacan en primer lugar a vértices, aristas y caras produciéndose una alteración de carácter centrípeto, con pérdida de materia en las zonas externas. De esta forma se produce el aislamiento del núcleo de los poliedros, produciéndose los «bolos».

Este proceso da lugar a gran escala a los conocidos Yelmos o Cabezos. TWIDALE (1982) apunta que los planos de lajamiento, en este caso se originaría posiblemente por los esfuerzos tectónicos y por el efecto de la carga litostática debida a la erosión superficial.

En la hoja de Piedrahita las principales zonas de alteración se localizan relacionadas con los principales valles como el de Caballeruelo, el Corneja y el Tormes, en su sector oeste, es decir generalmente asociadas a áreas deprimidas.

El material resultante es un lehm, a veces potente, de color blanco grisáceo con tonalidades ocre-amarillentas, muy bien conservado en algunos puntos, y que se asemeja a una auténtica arenisca. El tamaño de grano suele ser medio-grueso y su composición mayoritariamente cuarcítica.

La potencia, no siempre visible, es bastante irregular aumentando en las zonas de vaguadas y en las depresiones, y puede variar de pocos centímetros a varios metros.

7.4.2. Sedimentos

Se describen aquí todas las formaciones superficiales de carácter sedimentario, haciendo especial hincapié en su composición, textura y potencia, puesto que otros atributos como forma, tamaño y distribución ya han sido señaladas en el apartado anterior.

Dentro de las formaciones superficiales de carácter fluvial destacan los *fondos de valle*, constituidos principalmente por arenas cuarzo feldespáticas y gravas de cuarzo y granitoides. A medida que la proximidad al relieve es mayor, disminuyen los elementos menores encontrando, a veces, una acumulación formada exclusivamente por bloques y gravas. No se han podido determinar los espesores de estas formas superficiales pues no existen cortes donde se observe el depósito completo.

Los *conos de deyección* ofrecen una composición muy monótona debido a la homogeneidad litológica de las áreas fuente. Se trata de materiales arenosos o arenoso-limosos con niveles de cantes de cuarzo y granitoides. Su potencia es variable de unos sectores a otros y dentro del mismo, variando entre 1 y 6 m. Los de mayor tamaño están asociados al valle del río Corneja.

Las *llanuras de inundación* de los ríos Tormes y Corneja, tienen una composición muy similar a la de los fondos de valle, pero con un mayor contenido en elementos finos, presentando a techo un nivel arenoso limoso que corresponde a las facies de inundación. La potencia total de estos depósitos debe estar comprendida entre 4 y 6 m.

En cuanto a los dos pequeños afloramientos de *terraza* (río Corneja y río Tormes), están constituidos por gravas, cantes y bloques de cuarzo, granitoides y alguna cuarcita. La matriz es arenosa de media y gruesa, de color blanco grisáceo y la potencia no supera los 3 m.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por los *coluviones*. Son los depósitos con mayor variedad composicional y textural, aunque naturalmente dentro de su naturaleza silícea. Son bastante arenosos, ofreciendo una gran heterometría en sus elementos groseros. Su potencia oscila entre 1 y 3 m.

Entre las formaciones superficiales de carácter poligénico hay que considerar los *glacis de cobertura* y los *glacis subactuales*. Los primeros aparecen con un depósito de 1 a 3 m de espesor, de naturaleza limo-arenosa y colores claros con cantes dispersos o en niveles delgados. Los segundos, de composición limo-arcillosa, contienen cantes subredondeados de litologías variables y un espesor que, aunque no visible, puede estimarse con un valor inferior a los 2 m. Lo mismo ocurre con los depósitos de origen aluvial coluvial aunque, en este caso, cabe esperar mayores espesores, sobre todo en los puntos más bajos de las zonas que recubren.

Por lo que se refiere a los depósitos de carácter *endorreico*, son de muy escasa potencia y están constituidos por arenas arcillosas oscuras con suelos pardo grisáceos. La edad de estos depósitos es muy reciente y además son funcionales en la actualidad. Como ya se ha señalado están relacionadas principalmente con las superficies de erosión.

Por último, entre las formaciones superficiales de carácter glaciar y periglaciar, destacan los depósitos de *solifluxión* y *reptación* y las acumulaciones de bloques.

7.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la hoja de Piedrahíta, hay que encuadrarla en la evolución general de todo el Sistema Central. Por ello se considera como punto de referencia la orogenia alpina, responsable de los grandes relieves que separan las dos grandes cuencas de la Meseta: la Depresión del Duero y la Depresión del Tajo. Aunque la fase fundamental hay que centrarla en el Mioceno, los movimientos se inician con anterioridad, en el Oligoceno o al menos en parte de él. La dinámica de elevación se produce a impulsos progresivos y, en paralelo, van siendo erosionados los relieves y rellenándose las cuencas durante el Mioceno.

El principal motivo de investigación para definir la morfogénesis del Sistema Central son las superficies de erosión, su número y cronología. En resumen, existen dos modelos básicos de evolución. El más antiguo es el desarrollado por SCHWENZNER (1936) que, siguiendo a PENCK, aplica el modelo del «Domo en expansión creciente» conocido también como «la escalera de Piedemonte». La morfología resultante son cuatro niveles de aplanamiento que corresponderían a otros tantos episodios de arrasamiento: una «Superficie de Cumbres» formada a partir de la superficie de erosión fundamental y tres superficies que denomina Superficies de Meseta (M_3 , M_2 y M_1), la primera finimiocena y las dos restantes pliocenas.

El otro modelo es el desarrollado por SOLE SABARIS (1952) que defiende la existencia de un sólo arrasamiento con desnivelaciones posteriores, siguiendo el modelo de DAVIS. Así la morfogénesis del Sistema Central sería el resultado de la desnivelación de una «Penillanura Finipliocena» formada tras un previo ciclo de arrasamiento y desnivelación de la Penillanura Fundamental.

Trabajos más recientes como el de PEDRAZA (1978) tratan de conciliar ambos modelos, retomando básicamente a las ideas de SCHWENZNER (1936), a la vez que destaca los movimientos desniveladores (SOLE, 1952) como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques. En definitiva se trata de un relieve de superficies escalonadas, tanto en el macizo como en las Cuencas.

Concretamente, en la hoja de Piedrahíta la superficie más antigua se localiza en la parte superior de las estribaciones más suroccidentales de la Sierra de la Paramera denominada Sierra de Villafranca, paralela a la de la Cuerda de Gredos. Esta superficie, por su altura (1.900-2.065 m) se asimila a la «Superficie de Cumbres», es decir la que actúa como superficie generatriz.

Según PEDRAZA (1978), con posterioridad a esta superficie generatriz, entre el Oligoceno al Plioceno medio, se produce el modelado principal bajo un ambiente de sabana. Esta etapa correspondería a una tectónica de abombamiento con la sedimentación de las arcosas (Etapa arcóbica). Junto a una zona axial que queda colgada, se desarrollan cuencas laterales en hundimiento progresivo.

La «Superficie de Paramera», segunda superficie en antigüedad, que aparece en la hoja de Piedrahíta, correspondería según el modelo de PEDRAZA (1978) a los piedemontes desarrollados en los bordes de esta divisoria principal y que pueden asimilarse a «Pediments» de sabana o lavado. Si se tuviera en cuenta el modelo de SOLE SABARIS (1952) esta superficie equivaldría a restos de la superficie de Cumbres que por la ruptura han quedado en posiciones intermedias.

Después de la *etapa arcósica*, aproximadamente entre el Plioceno medio y la actualidad se consolida la tectónica de bloques quedando totalmente definidos los «*horsts*» y los «*graben*s» y la morfogénesis se limita al retoque de los relieves ya formados, con formación de los característicos «*Pediments*».

Entre las depresiones hay que destacar la mayor de todas, la Depresión del Corneja con relleno de sedimentos terciarios y la del Alto Tormes, esta última definida sobre el sustrato cristalino.

Todos estos rasgos tan característicos, determinados por las superficies y la desnivelación, son afectados por procesos posteriores, básicamente de edad cuaternaria que contribuyen a definir el modelado de detalle. Estos procesos son fundamentalmente de carácter fluvial, glaciar-periglaciar y relacionados con las laderas.

En cuanto a los primeros, en una zona de alta montaña como la de este territorio, la acción fluvial es mayoritariamente erosiva y controlada por la red de fracturas. En este caso se trata de redes de drenaje de carácter estructural, con una intensidad de actuación muy variable.

En la Hoja de Piedrahita existen tres cursos importantes que en su desarrollo dejan depósitos de fondo de valle, llanuras de inundación, conos aluviales y escasamente terrazas. Tales cursos son el Corneja, el Caballeruelo, muy rectilíneo y prolongación de la Falla de Plasencia, y el Tormes.

El modelado de laderas da lugar a coluviones, deslizamientos y reptación.

Por último el modelado glaciar del Macizo de Gredos, tan característico, ha sido motivo de investigación para los científicos OBERMAYER y CARANDELL (1916), VIDAL BOX (1932). En la hoja de Piedrahita, se han cartografiado una serie de formas glaciares, ya descritas en capítulos anteriores, y que aquí se citan por ser el resultado de una importante acción modeladora. Según los anteriores autores, la mayoría de los glaciares reconocidos pertenecerían a una fase equivalente a la Würm alpina y algunos complejos morrénicos a las fases Würm y Riss.

En general, la Sierra de Gredos ha sido la que ha sufrido una mayor acción modeladora de los procesos glaciares encontrándose morfologías de circo, morrenas, turberas, lagunas, etc. que denuncian esta actividad en el pasado.

7.6. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS

Las características litológicas y estructurales de la hoja de Piedrahita no parecen ser propicias para producir grandes modificaciones del paisaje en un futuro inmediato. Sin embargo, el relieve abrupto con grandes desniveles topográficos, y el carácter de divisoria de la zona, da lugar a procesos de incisión fluvial y movimientos en las laderas que pueden producir pequeñas modificaciones geomorfológicas de carácter local.

Por otra parte no hay que olvidar la actividad glaciar y periglaciar en las cumbres más altas.

La tendencia, a largo plazo, es una reducción de los interfluvios por el retroceso de las cabezas y los procesos de incisión, con un rebajamiento paulatino de relieve.

7.7. NEOTECTÓNICA

En la hoja de Piedrahita existen una serie de manifestaciones que inducen a pensar en la existencia de cierta actividad tectónica para el final del Neógeno y, posiblemente, parte del Cuaternario. Uno de estos hechos es la asimetría tan acusada que presenta el Valle del río Corneja o la Cuenca de Piedrahita al Norte de la hoja. Así, el borde norte de la cuenca está definida por una serie de extensos glacis y por el desplazamiento, hacia el sur, del mencionado río.

Esta situación puede explicarse mediante la actuación simultánea de un hundimiento de poca cuantía en el sector sur de dicha fosa. También los datos del subsuelo apoyan la presencia de una accidente ENE-OSO con cierta actividad en el período considerado como neotectónico.

También el arroyo de la Caballeruela, continuación del valle del río Jerte, coincide con la falla de Plasencia, a la que podrían atribuirse en este sector, movimientos de carácter reciente.

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 NO de esta Zona, en la Hoja de Guijuelo (528).

Los materiales que más extensión tienen dentro de la Hoja corresponden a el 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.

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 concordante con la formación Monterrubio, esta formación es 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 (gneises bandeados y ortogneises de La Almohalla) 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 todos estos materiales 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 Precámbricos como Paleozoicos, están deformados por la Orogenia Hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico y va acompañada de un 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 M_1 comienza con esta fase y alcanza un máximo desarrollo durante D_2 .

El M_1 evoluciona de 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 M_1 y comienza el M_2 , pasando de la facies de anfibolitas al comienzo de la migmatización y antexia. 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 M_1 . Durante la D_3 , tiene lugar el máximo desarrollo del metamorfismo M_2 , con una migmatización y antexia 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 alcanzadas durante la antexia hercínica para esta zona, son de $P = 4$ Kb y $T^a = 740^\circ\text{C}$.

Con posterioridad a estas tres fases principales, se desarrolla una cuarta fase (D_4), la cual queda reflejada en los granitoídes tardíos con orientaciones norteadas, marcadas principalmente por los fenocristales de feldespato potásico. También se desarrollan cizallas subverticales con direcciones norteadas que afectan a los granitoídes 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-SSO 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 Lastra del Cano, en condiciones meso-catazonales, al mismo tiempo que se desarrollan los procesos anatécticos 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 en el sur de la Hoja, estos granitoides intruyen de forma sin- a tardicinemática con D_3 y por último, se emplazan los monzogranitos biotíticos, porfídicos, cuyo emplazamiento está asociado a D_4 , los cuales presentan orientaciones norteadas de diversa intensidad.

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 pórvidos. 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.

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. GEOLÓGIA ECONÓMICA

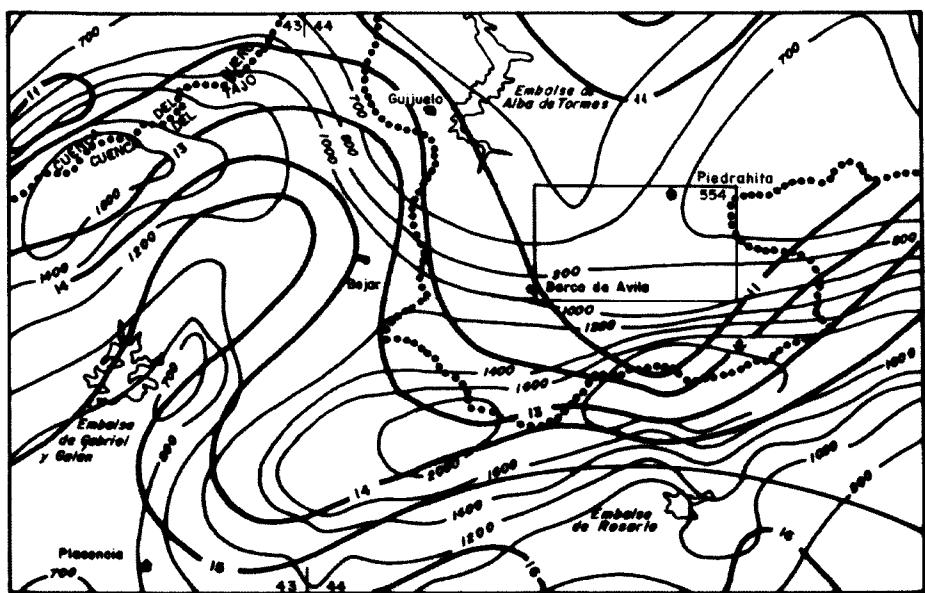
9.1. HIDROGEOLOGÍA

9.1.1. Climatología

El área de la Hoja de Piedrahíta, n.º 554, posee un clima que ateniéndose a la clasificación agroclimática de Papadakis, se puede definir como Mediterráneo Templado para altitudes inferiores a los 1.500 m, aproximadamente, y Mediterráneo Templado Fresco para cotas superiores. Así, la zona correspondiente a esta última unidad climática se circunscribe a la Sierra de Villafranca, la cual se sitúa en la mitad Este de la Hoja, ocupando un 30%, aproximadamente, de la misma y limitada al NO por la falla de Plasencia-Alentejo y al Sur por el río Tormes.

La precipitación media anual en la Hoja de Piedrahíta correspondiente al período 1940-85, se encuentra comprendida entre algo menos de 600 mm en Villar de Corneja (2.º octante) y algo menos que los 1.000 mm, coincidiendo el máximo aproximadamente con el límite Sur de la Hoja (véase figura 43).

La evolución espacial de las precipitaciones se encuentra claramente influenciada por la orografía. La evolución temporal de las precipitaciones, en un año medio, permite observar: un período muy húmedo que se extiende de noviembre a abril y en el cual las precipitaciones son pro-



ESCALA GRAFICA

..... Divisoria de Cuencas

— 500 — Isoterm a anual media ($^{\circ}\text{C}$) (periodo 1940/80)

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

— 43 44 — Límite hoja 1:200.000

Figura 43. Esquema climatológico.

ducto de la entrada de masas de aire cálido y húmedo procedentes del Atlántico y su ascenso obligado debido a la abrupta orografía; una paulatina disminución de la precipitación, a lo largo de mayo y junio, a la par de un incremento en la frecuencia de los fenómenos tormentosos de origen convectivo, desemboca en un período de mínimos secos coincidente con el período estival, julio y agosto, donde las escasas precipitaciones están asociadas a fenómenos tormentosos dispersos de tipo convectivo y un período que se extiende a partir de Septiembre, en el que se produce un progresivo incremento de las precipitaciones. El fenómeno de precipitación nivel, si bien afecta anualmente a toda la Hoja, sólo reviste importancia en la Sierra de Villafranca para cotas superiores a los 1.700 m-1.800 m. Los datos disponibles de rivalidad suelen ser escasos y, usualmente, han sido colectados de forma discontinua.

La temperatura media anual se sitúa en torno a los 10°C, llegando a los 9 °C en la Sierra de Villafranca. La evapotranspiración media anual calculada mediante la fórmula de Thornthwaite oscila entre los 700 mm en El Barco de Ávila, vértice SO de la Hoja, disminuyendo hasta 640 mm, aproximadamente en los límites Norte y Este de la Hoja.

9.1.2. Hidrología superficial

La casi totalidad de la Hoja n.º 554, Piedrahíta, se encuentra en la Cuenca del Duero. Sólo un 4% de la superficie de la misma, en el extremo Este, se halla en la Cuenca del Tajo (véase figura 44). La red de drenaje de ambas cuencas se la puede caracterizar según la clasificación de Way (1978) como una cuenca dendrítica de drenaje angulado de textura media a fina. Esta caracterización describe a una red de drenaje gobernada o condicionada por fallas, fracturas o sistemas de unión existentes; en particular, en la Hoja, son cuatro las familias de fallas que condicionan la escorrentía: una SO-NE y su conjugada NO-SE y otra N-S y su conjugada E-O. Asimismo, la caracterización refleja una roca madre impermeable y un moderado desarrollo de suelo, acorde a los grandes gradientes topográficos.

La totalidad del área correspondiente a la Cuenca del Duero se halla situada en la subcuenca alta del río Tormes. Este río discurre, de Este a Oeste, subparalelo al límite Sur de la Hoja y posteriormente, algo más al Sur de El Barco de Ávila (Hojas n.º 576 y 577), cambia de dirección, dirigiendo sus aguas hacia el Norte, coincidiendo su cauce con el límite Oeste de la Hoja, aproximadamente. Estos tramos del Tormes se hallan definidos por sendas fallas, el río discurre profundamente encajado desde su nacimiento (Hoja n.º 578) hasta la Angostura (octantes 7 y 8 de la Hoja n.º 554, Piedrahíta).

Los afluentes más importantes por margen derecha entre el nacimiento del río Tormes y el embalse de Santa Teresa, extienden sus cuencas total o parcialmente en esta Hoja. Por lo tanto, referenciando los tributarios más relevantes por la margen derecha, se encuentran:

- *Garganta o arroyo de la Herguijuela*. La cuenca es de 64,5 km², la totalidad de la misma se encuentra en la Hoja, y se caracteriza por tener una pendiente topográfica en cabeceira y en el sector medio de la misma mucho más suave que en su tramo bajo. Este arroyo recibe una aportación importante procedente de numerosas fuentes, situadas en el interfluvio de la Sierra de Villafranca y en la Garganta del Maltrato. El arroyo de la Herguijuela posee un régimen hídrico permanente y sumamente regular.
- *Arroyo Caballeruelo*. La cuenca de aportación es de 93 km² y la totalidad de la misma se encuentra en la Hoja. El Caballeruelo es un curso de escaso caudal, se suele secar en verano. Su recorrido es recto y su cauce principal coincide con la falla de Plasencia-Alentejo, de dirección SO-NE. Las aportaciones más importantes las recibe de una serie de arroyos que toman sus aguas de la Sierra de Villafranca, todos ellos se secan en verano. La topografía de la cuenca se caracteriza por tener una mitad SE muy abrupta, con una pendiente media muy acusada y en la cual se encuentran la mayor parte de los arroyos tributarios del Caballeruelo, y los cuales tienen un régimen hídrico torrencial. La mitad NO de la cuenca es por donde discurre el Caballeruelo y posee gradientes topográficos más tendidos.

PIEDRAHITA



Escala 1:200.000

..... Divisoria de Cuenca Hidrográfica (1.º Orden)

..... Divisoria de Cuenca Hidrográfica (3.º Orden)

Figura 44. Esquema de la red de drenaje con las principales familias de direcciones.

— El río Corneja es el tributario de la margen derecha más importante, en cuanto a la magnitud de su cuenca ($394,5 \text{ km}^2$), aunque sólo algo menos de 50% (192 km^2) se encuentra en la Hoja. En la cuenca de este río se encuentra el único acuífero de entidad existente en el Área. Asimismo sus aguas riegan las aguas de Piedrahita y de la Horcajada. Existe un fuerte contraste entre la mitad Sur del área de la cuenca que se encuentra en esta Hoja cuya orografía es más quebrada, corresponde a la falda Norte de la Sierra de Villafranca, y el sector donde discurre el Corneja y en el que se encuentran las vegas y el sistema acuífero, cuyos gradientes son más tendidos y existe un importante desarrollo del suelo.

Finalmente, resulta de interés observar en el extremo Sur del 7.º octante, la afluencia por margen izquierda de la Garganta o Arroyo de Gredos al Tormes. Este arroyo canaliza las aguas de la laguna de Gredos, ello determina el carácter permanente de su régimen de caudales.

En la Hoja n.º 554, octante 8, se encuentra situada la fuente Alberche considerada el nacimiento del río del mismo nombre. Así, se distribuyen en el extremo Este de los octantes 4 y 8

los 21,5 km² de la cuenca de cabecera del Alberche, perteneciente a la cuenca hidrográfica del Tajo. Las cotas topográficas oscilan entre los 2.000 m y los 1.600 m, los gradientes son importantes. Existen numerosas fuentes, aunque en menor profusión y de menor caudal global que en la cuenca alta del Arroyo Herguijuela, cuya cuenca es vecina.

La infraestructura hidráulica existente en la Hoja n.º 554 es de escasa importancia. Esta se limita a algunas acequias de abastecimiento y de riego; la galería de captación y tubería subterránea para abastecimiento de la Horcajada; el pequeño embalse de Castejala para abastecimiento de Aldeanueva de Santa Cruz, el cual está en desuso y un cierto número de azudes en los ríos Tormes, Corneja y el arroyo de la Herguijuela, todos ellos asociados a antiguos molinos, actualmente en ruinas.

La Documentación Básica de los Planes Hidrológicos del Duero y del Tajo, evalúan que las precipitaciones máximas en 24 horas oscilan entre los 150 mm en algunos puntos de la Sierra de Villafranca y los 80 mm en la vega de Piedrahíta. El caudal máximo aforado en el Tormes (estación de El Barco de Ávila) es de 51,30 m³/s, no existe ningún registro de aforo en la Hoja n.º 554, Piedrahíta. La Documentación Básica del Plan Hidrológico del Duero clasifica en cuanto a Riesgo Potencial de Inundación al tramo del Tormes que va desde La Angostera hasta la cola del embalse de Santa Teresa, Sur y vértice NO de la Hoja respectivamente, como de riesgo mínimo, los restantes cursos hidrográficos se encuentran sin clasificar.

No existe ninguna estación de control de Calidad de Aguas de la Red Oficial de Control en la red hídrica de la Hoja. No obstante, el tramo del río Tormes que discurre por la Hoja tiene una clasificación de Excelente (ICG: 90 a 100) acorde al Índice de Calidad General del Agua (ICG). Esta clasificación realizada en la Documentación Básica del Plan Hidrológico del Duero se basa en los datos de la estación ROCC n.º 84, ubicada aguas abajo de la afluencia del río Alhondiga, fuera de la Hoja. El resto de la red hídrica no fue clasificada.

9.1.3. Hidrogeología

En la Hoja n.º 554, Piedrahíta, existe un único acuífero de importancia, este acuífero se encuentra catalogado por el Servicio Geológico de Obras Públicas (DGOH-MOPTMA) como Unidad Hidrogeológica n.º 20 «Valle del Corneja». Este acuífero se circunscribe a la cuenca del Corneja y se sitúa en una fase tectónica enclavada en los materiales plutónicos del Sistema Central. Los materiales que rellenan esta fosa están constituidos por formaciones terciarias (arenas arcosícas, arcillas y limos) y cuaternarios (depósitos aluviales y coluviones de ladera), constituyendo un acuífero heterogéneo y anisótropo, con niveles libres y con otros en condiciones de semiconfinamiento.

Su explotación atiende en general la demanda de riego de la vega. En régimen natural descarga sus aguas al Corneja, definiendo su caudal base. La recarga se produce tanto por percolación de la lluvia útil como por infiltración en los conos de deyección de la escorrentía procedente de la Sierra de Villafranca. No existe cuantificación del balance hídrico de la UH 2-20.

El gran número de fuentes existentes en las cotas más altas de la ladera Sureste de la Sierra de Villafranca se deben a Sistemas de flujo subsuperficiales. Estos sistemas de flujo son de corto recorrido y se encuentran alimentados por las nieves invernales y las precipitaciones de

las cumbres, su capacidad de almacenamiento en ningún caso es interanual.

9.2. MINERÍA Y CANTERAS

Dentro de esta Hoja no existe industria extractiva alguna, a no ser pequeños aprovechamientos privados y locales de rocas para áridos, sillería y mampostería.

En el NE de la Hoja, en el límite y dentro de la Hoja de Santa María del Berrocal (529), actualmente existe una cantera de explotación del dique básico de Alentejo-Plasencia para firme de carreteras.

En la zona este de la Hoja y dentro del monzogranito de grano medio, biotítico porfídico, en la facies El Losar, existen pequeñas explotaciones de carácter familiar, para la extracción de bloques pequeños para sillería y mampostería.

10. 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 Piedrahíta, se han inventariado seis puntos de interés geológico en los que se ha intentado reflejar los procesos deformativos y anatécicos que han sufrido los materiales aflorantes en el área, para ello se han escogido cortes y lugares puntuales.

Los puntos inventariados son:

- Ortogneis de La Almohalla.
- Gneises bandeados.
- Granodioritas de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz.
- Granitoide inhomogéneo.
- Granitoide (facies) de El Losar.
- Dique de Plasencia-Alentejo.

Todos ellos presentan interés científico-didáctico, salvo los dos últimos, que pueden presentar interés económico.

10.2. DESCRIPCIÓN E INTERES DE LOS PIG

10.2.1. **Ortogneises de La Almohalla**

Los mejores afloramientos se localizan en la entrada del pueblo de La Almohalla, del cual toma el nombre dicho ortogneises. El acceso a dicha localidad es por la carretera local que sale del kilómetro 31 de la carretera que une Piedrahíta con Puente del Congosto.

En este punto se puede observar cómo el ortogneis presenta un aspecto leucocrático, con carácter porfídico. Las estructuras que presenta son pliegues de escala decimétrica y plano axial subhorizontal; cizallas de 15-20 cm de grosor, subhorizontales o buzando 10°N y cizallas subverticales. También se observa el carácter intrusivo del leucogranito con granate sobre el ortogneis de La Almohalla.

10.2.2. **Gneises bandeados**

Para observar estos materiales y los efectos de la migmatización sobre ellos, se ha escogido un corte a lo largo de la pista que va desde el pueblo de Valdelaguna a la laguna, en el alto de Peña Escobarejo.

En el pueblo de Valdelaguna se puede ver estos materiales como muestran un bandeados compuesto por bandas leucocráticas de composición cuarzo feldespáticas y bandas bióticas. Este bandeados está plegado y desestructurado de forma gradual por los procesos anatécticos. Al subir por la pista los procesos anatécticos se hacen más patentes y al llegar al final de la pista se observa un granitoide (diatexita) de grano medio, biotítico, muy rico en restitas bióticas y con restos de enclaves del gneis bandeados.

10.2.3. **Granitoide de La Lastra del Cano y Aldeanueva de Santa Cruz**

El corte escogido es la carretera que une las localidades Aldeanueva de Santa Cruz y La Lastra del Cano, en ella se puede ver las dos facies que se han diferenciado dentro de la granodiorita.

10.2.4. **Granitoide inhomogéneo**

El corte escogido se realiza por la carretera que va de Piedrahíta al puerto de Peña Negra. A lo largo del recorrido se puede ver los distintos aspectos que presenta el granitoide inhomogéneo, así en el kilómetro 12 se puede ver el granitoide inhomogéneo con textura «grano de arroz», marcada por cristales de hábito idiomorfos de 3-7 mm que muestran secciones, prin-

cipalmente, cuadradas. La roca en fresco muestra un color gris-azulado, el cual se debe al alto contenido en cordierita.

En el kilómetro 14 se puede observar el granitoide inhomogéneo con estructura schlieren, son frecuentes los enclaves de rocas metamórficas (cuarzo-anfibolitas, calcosilicatadas) y por último, en el mismo cerro de Peña Negra se puede ver como está formado por el leucogranito con cordierita, de forma ocasional, también se puede observar granates con un tamaño de 2-5 mm.

10.2.5. Monzogranito grano medio, biotítico, porfídico (Facies de El Losar)

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

10.2.6. Dique de Plasencia-Alentejo

El afloramiento escogido para su observación y de más fácil acceso, se encuentra en la carretera que une Piedrahita con Navaescurial, junto a la ermita situada en el cruce que sube al pueblo de Navaescurial. La forma en la que aflora es en pequeños bolos redondeados que no superan los 30 cm de diámetro o bien, con formas angulosas debido a la fractura paralela al dique y que lo afecta. Hacia el NE, en la localidad de Villafranca de la Sierra, en el mismo límite de Hojas entre Piedrahita (554) y Santa María del Berrocal (529), existe una explotación del dique que se utiliza para firme de carretera.

11. BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁN URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *Comunicaciones II Congreso Geol. España*, Granada, vol. 1, pp. 19-22.
- 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.
- BABÍN VICH, R. B. (1974). Los materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar. *Stv. Geol.*, 7, pp. 41-61.

- (1975).- *Estudio estructural de los afloramientos metamórficos de la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos)*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid. 274 p.
- (1976).- Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar (Sierra de Gredos). *Estud. Geol.* 32(2), pp. 189-198.
- (1977 a). 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.
- (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.
- (1978). Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahíta). *Bol. Geol. Min. de España*. 89(6), pp. 545-549.

BARBERO GÓNZALEZ, 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 stratigraphiques, 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.

- (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.
- (1991). Geochemical modelling of low melt-fraction anatexis in a peraluminous system: The Peña Negra Complex (Central Spain). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, pp. 1859-1874.

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.; IBARRA, I. y PEREIRA, M. D. (1990). Migmatización metatexítica y fenómenos anatéc-ticos en la Formación Almohalla, Complejo Anatéctico de la Peña Negra. *Bol. Geol. Min. de España*. 101-2, pp. 187-209.

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.

- (1985 b). Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Bololito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Stvdia Geol. Salmanticensia*. 20, pp. 175-203.
- BEA, F. y PEREIRA, M. D. (1990). Estudio petrológico del Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Bololito de Ávila. *Rev. Soc. Geol. España*. 3, pp.87-104.
- BEA, F.; SÁNCHEZ, J. y SERRANO PINTO, M. (1.987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides del Macizo Hespérico*. Eds.: F. Bea et al., Ed. Rueda, pp. 87-194.
- 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.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española. Inst. Juan Sebastián Elcano, CSIC, Madrid.
- 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.
- BUDEL, J. (1957). «Die doppelten Einebenungs flachen in den feuchten Tropen». In ADAMS, G. (1975).
- 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.
- (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.
- (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 FERNANDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS, M. (1977). El límite entre las zonas Asturoccidental-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.

- CHD-DGOH. (1988). Documentación Básica-Plan Hidrográfico del Duero.
- (1988). Documentación Básica-Plan Hidrográfico del Tajo.
- CORRETGE, L. G. (1971). *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- DE LA NUEZ, J.; UBANELL, A. G. y VILLASECA, C. (1982). Diques lamprofíricos norteados con facies brechoides eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, pp. 53-74.
- 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.
- DOBLAS, M. (1.987). Tardi-Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Proc. Conf. Deformation and Plate. Gijón, Spain, pp. 1-29.
- (1990). Zonas de cizallas tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, pp. 219-226.
- 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.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PABLO MACÍA, J. G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Actas Com. IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto, 1985). *Mem. Mus. Lab. Min. Geol.*, Fac. Ciênc. 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.

- FISCHER, TH. (1894). «Versuch einer Wissenschaftlichen Orographie der Ibersischen Halbinsel». *Dr. A. Pettermans Mitteil*, n.º 40.
- 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.
- GARCIA 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 «sierros» de la provincia de Salamanca. *Bol. Geol. Min. de España*, 82, 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.
- GARZÓN HEYDT, M. G. (1980). «Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica». Tesis doctoral. Fac. Cienc. Geológicas Universidad Complutense, Madrid.
- 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.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1957). «Gredos-Livret-Guide d'excursion». V Congress Intern. IMQUA, Madrid-Barcelona.
- IBARRA, I. (1988). *Los procesos de migmatización en la Formación Almohalla (Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Gredos)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca.
- 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.
- 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. Berlin (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.
- MARTÍN PARRA, L. M. y MARTÍNEZ SALANOVA, A. J. (1991). Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 530 (Vadillo de la Sierra). 2.ª serie del *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA)*. ITGE, Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1972). «Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos». *Estudios Geográficos*, n.º 129, pp. 297-690, Madrid.
- 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.
- MONTESERÍN, 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)*. ITGE, Madrid.
- MORENO, F. (1991). Cartografía geomorfológica y neotectónica de la hoja, a escala 1:50.000, de Santa Mª del Berrocal (529) para el *Mapa Geológico Nacional, escala 1:50.000* (2.ª serie). ITGE, Madrid.
- OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. (1916). «Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, n.º 19, 94 pp. Madrid.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37, pp. 1-15.
- PEDRAZA GILSANZ, J. de (1978). *Estudio Geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Fac. Cienc. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.
- PENCK, A. (1894). Die Pyreniden-Halbinsel. *Reiseschrijf zur Verbeit. Mat. Kennt*, vol. 34, 17 pp. Viena.
- PEREIRA, M. D. (1989). *Migmatización diatexitica y la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra, Batolito de Ávila*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

- (1990). Evolución petrológica y geoquímica de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Sector Batolito de Ávila). *Stvdia Geológica Salmanticensia*, XXVI, pp. 249-258.
 - (1992). *El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batalito de Ávila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 355 p.
 - (1993). Termoborrometría de rocas con la asociación granate-cordierita-biotita; trayectorias P-T en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batalito de Ávila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la zona Centro-ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, pp. 131-140.
- PEREIRA, M. D.; ROMKIM, Y. y BEA, F. (1992). Dataciones Rb/Sr en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batalito de Ávila, España Central): evidencias de magmatismo pre-hercínico. *Rev. Soc. Geol. España*, 5, pp. 129-134.
- POLO, M. A.; ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stud. Geol. Salmanticensia*, 24, 229-247.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS LÓPEZ, E. y MARTÍN HERRERO, D. (1991). Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 529 (Santa María del Berrocal). 2.^a Serie del *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA)*. ITGE, Madrid.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T. (1.987). *Características petrológicas del área del Mirón (N. de la depresión del Corneja, prov. de Ávila)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 77 p.
- 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 of Geology*, 86, pp. 299-309.
- SCHMIEDER, O. (1915). Die Sierra de Gredos. Mitteil, der Geograph, Gesellschaft in München, T. X, n.^o 1.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). Zur Morphologie de Zentral spanischen Hochlandes. Geographische Abhandlungen (traduc. española resumida de C. VIDAL BOX, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, pp. 121-147, 1936).
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L. C. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1988). Síntese 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.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972). Syr l'âge Permien intérieur d'une Intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Messejana). *Rev. Fac. Cien.*, Lisboa, 17, pp. 237-242.
- SOLE SABARIS, L. (1952). Geografía Física de la Península Ibérica en *Geografía de España y Portugal* de M. de TERAM, Ed. Montaner y Simón, T. I, Barcelona.

- TEIXEIRA, C. y TORQUATO, J. R. (1975). Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, pp. 99-101.
- 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.
- (1981 b). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 607-622.
- (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.
- (1974 a). Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Ávila-Plasencia y áreas adyacentes (Ávila-Cáceres). *Stvdia Geológica*, 7, pp. 63-86.
- (1974 b). Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes. *Bol. Geol. Min. de España*, 85, pp. 66-74.
- (1987). Cordierita, andalucita y sillimanita en las rocas graníticas. ¿Fases magmáticas o residuales?. *Publi. Museu Lab. Miner. Geol. Fc. Cienc. Porto*, pp. 149-170.
- 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 prehercian age. *Terra Cognita ICOG*, 6 Meet., 6(2), 1606.
- VIDAL BOX (1932). «Morfología glaciar cuaternaria del Macizo oriental de la Sierra de Gredos». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 31, pp. 117-135, Madrid.
- WAY, D. S. (1978). *The Interaction between urbanization and land. Quality and quantity in environmental planning and design*. Harvard University, Cambridge, Ma.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-622-0

9 788478 406227