



Instituto Geológico
y Minero de España

20555

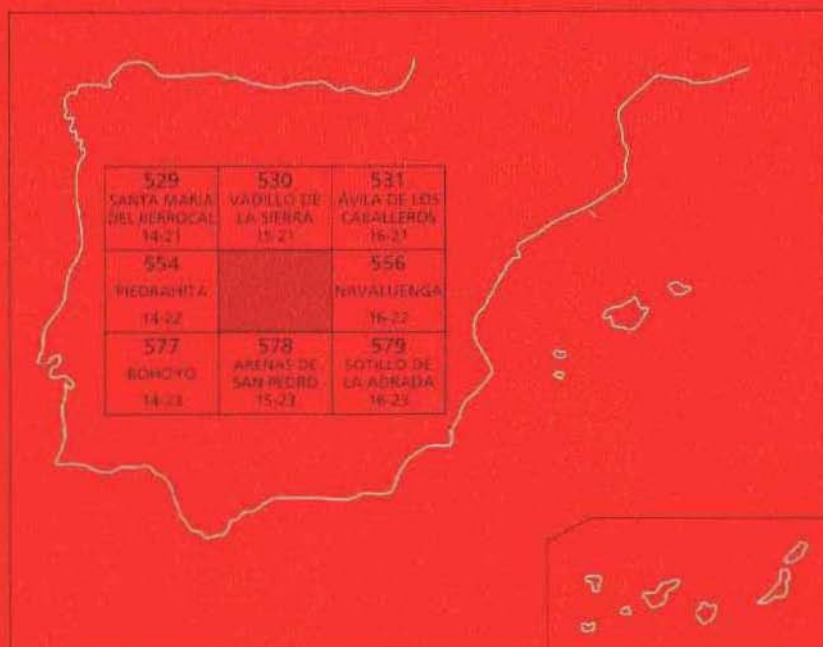
555

15-22

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVATALGORDO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVATALGORDO

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

Depósito legal: M. 11.846-2006
ISBN: 84-7840-621-2
NIPO: 657-06-008-0

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

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizada por CGS, con normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y en ella han intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía geológica

Javier Fernández Ruiz (CGS).
Fernando López Sopena (CGS).
Víctor Herreros Villanueva (IGME).

Petrografía

Javier Fernández Ruiz (CGS).
Víctor Herreros Villanueva (IGME).

Geoquímica y mineraloquímica

Fernando Bea Barredo (CGS).

Tectónica-neotectónica y recursos minerales

Javier Lillo Ramos (CGS).
Fernando López Sopena (CGS).

Geomorfología y cuaternario

Alfonso Olivé Davo (CGS).

Hidrogeología

Regina Rodríguez Santisteban (CGS).

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.

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	9
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. Terciario.....	13
2.1.1. Arcosas y arcillas. Oligoceno ? (21)	13
2.1.2. Arenas y arcillas. Lehm. Alteraciones. Terciario-Holoceno (22).....	13
2.2. CUATERNARIO	14
2.2.1. Pleistoceno.....	14
2.2.1.1. Arcosas, limos y cantos. Glacis y glacis degradados (23 y 24)	14
2.2.2. Pleistoceno-Holoceno.....	14
2.2.2.1. Bloques, cantos y arenas. Morrenas (25).....	14
2.2.2.2. Cantos, arenas y arcillas. Reptación en ladera (26).....	14
2.2.2.3. Arcillas y matriz orgánica. Turberas (27).....	14
2.2.3. Holoceno	14
2.2.3.1. Cantos y bloques. Canchales (28)	14
2.2.3.2. Arenas, cantos y limos. Conos de deyección (29).....	14
2.2.3.3. Cantos, arenas, limos y arcillas. Depósitos aluvial-coluvial (30).....	15
2.2.3.4. Limos y arcillas. Zonas endorreicas y semiendorreicas (31) ..	15
2.2.3.5. Cantos, arenas y limos. Coluvial (32)	15
2.2.3.6. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (33).....	15
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	15
3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA	18
3.1.1. Fallas.....	19
3.1.2. Diques.....	21
3.2. FRACTURACIÓN ALPINA	21
3.2.1. Fallas.....	21
3.2.2. Diques.....	22
3.3. NEOTECTÓNICA	22

4. PETROLOGÍA	23
4.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN TARDI CINEMÁTICAS	24
4.1.1. Granitoides inhomogeneos y migmatitas (s.l.) (8)	24
4.1.2. Granodiorita de grano grueso biotítica porfídica (\pm cordierita) (Facies hoyos del espino) (10)	26
4.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS TARDI-POSTCINEMÁTICAS	27
4.2.1. Rocas básicas e intermedias (11)	27
4.2.2. Granodioritas/monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12)	29
4.2.2.1. Granodiorita-monzogranito de grano medio, biotítica, porfídica seriada (facies puerto del pico) (13)	31
4.2.2.2. Granodiorita-monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico y cordierítico (14)	32
4.2.3. Granito biotítico (\pm moscovita \pm cordierita \pm andalucita) (tipo los Boquerones) (15)	33
4.2.4. Monzogranito biotítico porfídico (tipo Navacepedilla)	34
4.2.5. Granito-monzogranito biotítico porfídico (tipo Navadijos -Puerto de menga) (17)	35
4.2.6. Granito biotítico (+moscovita) (tipo Garganta del Villar) (18)	39
4.2.7. Leucogranito biotítico (+ moscovita) de San Martín de la Vega del Alberche (19)	40
4.2.8. Monzogranito biotítico microporfídico (tipo Majadillas) (20)	40
4.3. ROCAS FILONIANAS	41
4.3.1. Rocas filonianas tardihercínicas	41
4.3.1.1. Porfidos granodioríticos (1)	41
4.3.1.2. Porfidos graníticos (2)	42
4.3.1.3. Leucogranitos (3)	43
4.3.1.4. Microgranitoide inhomogéneo con enclaves (4)	43
4.3.1.5. Lamprofidos (5)	44
4.3.1.6. Porfidos sieníticos (6)	44
4.3.1.7. Diques de cuarzo (7)	45
5. GEOCRONOLOGÍA	45
5.1. DATACIONES RADIOMÉTRICAS	46
6. GEOQUÍMICA	49
7. GEOMORFOLOGÍA	74
7.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	74
7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	74
7.2.1. Estudio morfoestructural	74
7.2.1.1. Sierras septentrionales	75
7.2.1.2. Zona central (Valle del Alberche)	75
7.2.1.3. Zona suroccidental	76
7.2.1.4. Zona suroriental (Sierra de Gredos)	77
7.2.2. Estudio del modelado	77
7.2.2.1. Formas de ladera	77

7.2.2.2.	Formas fluviales	78
7.2.2.3.	Formas poligénicas.....	78
7.2.2.4.	Formas glaciares y periglaciares	80
7.2.2.5.	Formas lacustres	80
7.2.2.6.	Formas antrópicas.....	80
7.2.3.	Formaciones superficiales	80
7.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (historia geomorfológica).....	81
7.4.	PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS	83
8.	HISTORIA GEOLÓGICA	83
9.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	86
9.1.	RECURSOS MINERALES	86
9.1.1.	Minerales metálicos y no metálicos	86
9.1.2.	Rocas industriales.....	86
9.1.2.1.	Granito	86
9.1.2.2.	Porfido.....	86
9.1.2.3.	Arenas	86
9.2.	RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS.....	87
9.2.1.	Climatología-hidrología.....	87
9.2.2.	Inventario y usos del agua	88
9.2.3.	Caracterización hidrogeológica	89
10.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	89
11.	BIBLIOGRAFÍA.....	91

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La hoja de Navatalgordo está situada al suroeste de la provincia de Ávila, dentro del sector occidental de la unidad fisiográfica del Sistema Central, en las estribaciones septentrionales del Macizo Central de la Sierra de Gredos.

Su orografía es agreste caracterizada por altitudes que varían entre los 895 m y los 2.294 en el vértice de la Serrota hacia el borde Norte de la hoja.

La red hidrográfica es de tipo dendrítico y parece muy condicionada por el diaclasado y la fracturación de los granitoides sobre los que está instalada; el principal curso de agua es el río Alberche, perteneciente a la cuenca del Tajo.

El clima de esta región es de tipo continental, caracterizado por veranos cortos y secos con temperaturas agradables, e inviernos húmedos y fríos con frecuentes nevadas.

Comprende territorios pertenecientes a 27 términos municipales y dentro de sus límites asientan 19 núcleos de población el mayor de los cuales, Navatalgordo, da nombre a la hoja. Existen carreteras que comunican los pueblos y gran número de pistas, algunas de ellas de reciente construcción, que facilitan los accesos a la mayor parte de la hoja.

Desde el punto de vista geológico la hoja se sitúa en la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT, *et al.*, 1974) y, dentro de ella, en el Dominio de los Pliegues Verticales definido por DIEZ BALDA, *et al.*, 1990.

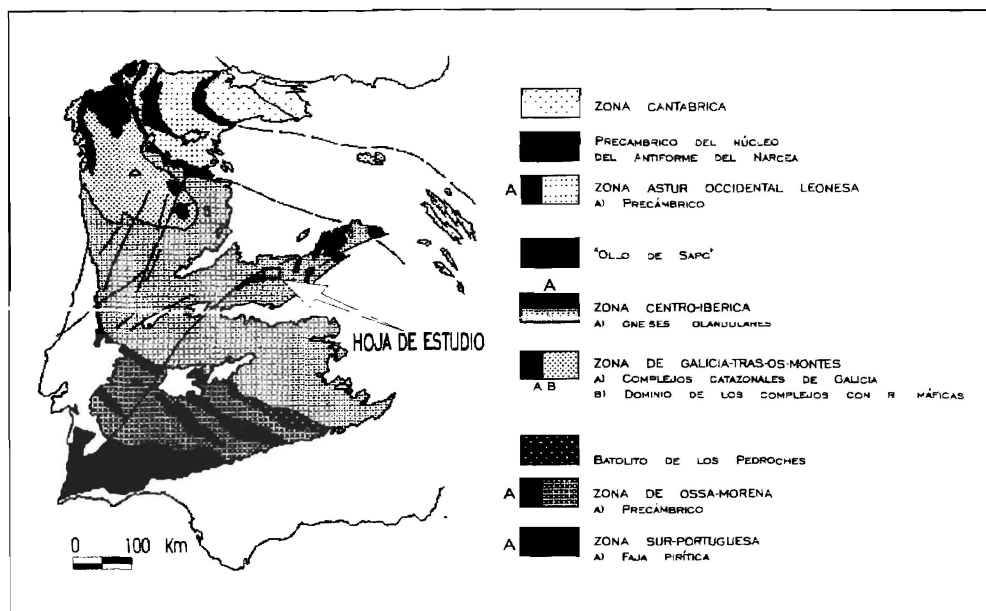


Figura 1.1. División en zonas del Macizo Ibérico, modificado de JULIVERT, *et al.* (1972), según MARTÍNEZ CATALÁN (1981). Situación de la Hoja de Navatgordo.

En la hoja afloran fundamentalmente rocas plutónicas pertenecientes al Batolito de Ávila (BEA, F., 1982 y 1985), con predominio de los términos granodioríticos-monzograníticos, y, hacia el borde oeste de la hoja, rocas metamórficas de alto grado que constituyen la terminación oriental del Complejo Anatéctico de Peña Negra, definido por BEA, F. y PEREIRA, D. (1990).

Todos estos materiales, en mayor o menor cuantía, sufrieron los efectos de la Orogenia Hercínic, sobre todo en sus últimos episodios y de los movimientos alpinos, dando lugar a distintos sistemas de fracturas y de diques de composiciones variadas. Los principales rasgos estructurales son, por tanto, atribuibles a ambas orogenias, en algún caso a reactivaciones alpinas de estructuras anteriores y a movimientos subactuales cuyos efectos son patentes dentro de esta hoja.

Las referencias más antiguas en relación a la geología de esta región son los trabajos de MARTÍN DONAYRE (1879 y 1898), MALLADA (1895), BALASCH (1901) y VIDAL BOSCH (1934), en los que se describen algunos tipos de granitos y de rocas episiénicas.

Hasta los años 80, los estudios geológicos relacionados con el Sistema Central se centraron en su sector oriental (Sierra de Guadarrama) y en regiones al oeste de la Sierra de Gredos (Sierras de Bejar y adyacentes). Entre los trabajos de mayor interés por su temática regional o por sus similitudes petrológicas con la hoja de Navatgordo, destacan el de BABIN VICH (1974), en el que se describen algunas rocas graníticas y metamórficas existentes entre Piedrahita y Béjar y se señala la existencia de un metamorfismo prehercínico, en condiciones de alta P, y de otro hercínico intermedio de baja presión, seguido de una etapa retrometamórfica; distintos tra-

bajos de UGIDOS (1973, 1974, 1976) en los que describe la existencia, entre Béjar y Plasencia, de dos etapas de metamorfismo hercínico de baja presión (sin y post Fase 2 hercínica) acompañados de migmatización, e interpreta la génesis de los granitos cordieríticos como mezclas de magnas calcoalcalinos con productos anatéticos y la cordierita y sillimanita, presentes en estas rocas, como minerales restíticos o xenolíticos. El origen de estas cordieritas es contestado por BEA (1980) quien las considera ortomagmáticas.

UGIDOS (1981) estudia los granitos y migmatitas al este del Barco de Ávila en donde reconoce la existencia de procesos de migmatización anteriores a las últimas fases de deformación hercínica, deduciendo, además, el carácter posdeformación de las migmatitas de más amplia representación en el área.

Otros trabajos de interés son los de FRANCO (1980, 1982), FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA (1986), SÁNCHEZ (1987) y FRANCO y SÁNCHEZ (1987) que estudian fundamentalmente las rocas básicas y el metamorfismo en los alrededores del Corneja y El Mirón, al noroeste de la hoja de Navatgordo, deducen un origen mantélico para las rocas básicas y su responsabilidad en los procesos plutonometamórficos de estos sectores. Estos autores señalan unas condiciones de metamorfismo definidas por una T de 640 °C y una P de 5,2 kb, para el comienzo de la fusión, y de 723 °C y 3,75 kb para el climax metamórfico.

Más recientes trabajos presentan implicaciones muy directas con la hoja de Navatgordo: BEA y MORENO-VENTAS (1985a, 1985b), BEA (1985) y MORENO-VENTAS (1991), estudian aspectos petrológicos del sector Centro-norte de la Sierra de Gredos, aportan una cartografía geológica de la zona y definen dos facies granodioríticas, una de ellas sin cinemática con la F2 hercínica (Facies Hoyos), y la otra tardi F3 (Facies Alberche). Consideran todas las rocas graníticas de este sector como del tipo «S» y de origen anatético. BEA y CORRETGE (1986) estudian los diques lamprofídicos y asocian su génesis a la fusión parcial débil de un manto previamente metasomatizado; serían el producto de un magmatismo asociado a una fase distensiva que culminó con la apertura del Atlántico.

BEA, IBARRA y PEREIRA (1990), PEREIRA (1990), BEA y PEREIRA (1990) y PEREIRA (1992), aportan una cartografía geológica del Complejo Anatético de Peña Negra (CAPN); estudian los distintos tipos litológicos presentes, los procesos de migmatización, la generación de migmatitas mesocráticas a partir de materiales del Complejo Esquistoso Grauváquico y de rocas del Cámbrico, y, finalmente, la producción de granodioritas subautóctonas a partir de las migmatitas mesocráticas y de los ortoneises tipo Almohalla. PEREIRA, RONCKIN y BEA (1992) aportan los primeros datos geocronológicos sobre diferentes litologías del CAPN obteniendo valores de 518 ± 14 m.a. y 310 ± 6 m.a. para los materiales migmatíticos y granodiorita para autóctona, respectivamente.

Por último, señalar los distintos trabajos de UGIDOS, FALICK y RECIO (1989, 1992 y 1992) y UGIDOS y RECIO (1993), en los que, mediante estudios isotópicos y geoquímicos, indican una génesis para los granitos cordieríticos en relación a procesos de asimilación de material nebulítico por parte de un magma granítico biotítico. Estos autores manifiestan, además, el origen xenógeno y no restítico de las cordieritas de dichos graníticos.

Respecto a los trabajos con contenido estructural que abordan distintos aspectos de la tectónica regional, cabe señalar los de DÍEZ BALDA (1981, 1986, 1990) en los que define las fases

principales de deformación hercínica y divide en dominios estructurales la Zona Centro-Iberica así como varios trabajos de CAPOTE (1972, 1983, 1985, 1990) en los que describe la deformación hercínica y prehercínica del Sistema Central y deduce su evolución durante el periodo alpino extrapolando, con apoyo de datos de campo, las etapas definidas por AGUIRRE, *et al.* (1977) en el sector manchego. Otros trabajos de temática estructural son los de UBANELL (1981), en el que estudia la fracturación tardihercínica de un segmento del Sistema Central que comprende incluida la hoja de Navatalgordo y los de LODEIRO (1981), y MACAYA, *et al.* (1991), ambos centrados en el sector oriental del Sistema Central. En el segundo de estos trabajos se definen fases hercínicas tardías de direcciones ortogonales NS y EO, caracterizadas por desarrollar pliegues de pequeña amplitud en relación a su longitud de onda, sin que asocien estructuras penetrativas.

También de temática estructural son los trabajos de CASQUET, *et al.* (1988), y DOBLAS (1990, 1991), en los que se estudia la fracturación tardihercínica del Sistema Central, deduciendo un episodio extensional con implicaciones en procesos metamórfico-magmáticos y de emplazamiento plutónico, y dos eventos trascurrentes en relación a regímenes de esfuerzos interplacas.

A estos estudios, con temáticas fundamentalmente petrológica y estructural hay que añadir las diferentes hojas MAGNA correspondientes al Sistema Central, alguna de las cuales se encuentra actualmente en fase de revisión y preparación por parte del ITGE.

2. ESTRATIGRAFÍA

La intensidad de los procesos de migmatización no permiten la identificación y estudio, dentro de la hoja de Navatalgordo, del posible protolito metasedimentario del que pueden derivar el granitoide inhomogéneo y las migmatitas s.l., aflorantes en esta hoja y que constituyen la terminación oriental de una extensa área alargada en sentido EO, comprendida entre Béjar y San Martín de la Vega del Alberche.

A partir de los materiales del Complejo Anatéctico de Peña Negra (CAPN), en la hoja 554 (Piedrahita), DÍEZ MONTES, *et al.*, *in litt*, ha podido identificarse un protolito constituido por metasedimentos de las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, pertenecientes al Grupo Valdelacasa de edad Vendienne superior-Cámbrico inferior (ÁLVAREZ NAVA, *et al.*, 1988), enriquecidos en materiales cuarzo feldespáticos y con participación de importantes volúmenes de ortoneises.

En este apartado se describen, por tanto, los materiales de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, aflorantes en áreas próximas (Hoja 528, Guijuelo; MONTESERIN, *et al.*, *in litt*), los dos pequeños asomos asignados al Terciario en la Fosa de San Martín de la Vega del Alberche y los depósitos cuaternarios que aparecen dispersos recubriendo los extensos afloramientos graníticos de la hoja.

Formación Monterrubio (Vendienne-Cámbrico inferior)

Se trata de una sucesión de aproximadamente 1.500 m de espesor constituida por pelitas y limolitas grises y verdes, pelitas microbandeadas y numerosas intercalaciones de areniscas,

cuarcitas y conglomerados. Con frecuencia aparecen niveles de porfiroides (rocas porfídicas con componente ígneo) y metaareniscas anfibólicas.

Formación Aldeatejada

Se sitúa concordantemente sobre la Fm. Monterrubio; sus características litológicas son muy similares a las de esta formación si bien, en el caso de la Fm. Aldeatejada, existe un predominio de los términos limolíticos y pelítico-arenosos, potentes paquetes de pizarras microbandeadas, y una considerable disminución de los niveles conglomeráticos, mientras que los niveles de porfiroide son prácticamente inexistentes.

2.1. Terciario

Los afloramientos atribuibles al terciario en el ámbito de la hoja de Navatlgordo, se reducen a dos pequeños asomos de materiales detríticos localizados bajo el cuaternario de la parte alta del valle del Alberche (Fosa de San Martín de la Vega del Alberche).

También se incluyen en este apartado los materiales producto de la alteración del sustrato granítico que debió iniciarse durante el Terciario y continúa en la actualidad.

2.1.1. Arcosas y arcillas. Oligoceno ? (21)

En la zona de cabecera del valle del Alberche, en la pequeña trinchera de la carretera de Cepeda a Navadillos, se observan unos materiales compuestos por fangos arcósicos de tamaño medio-fino y colores blanquecinos y amarillentos, que afloran bajo los sedimentos más recientes. No se observa en ellos organización aparente.

En las proximidades de la carretera de Cepeda a San Martín de la Vega, a favor de una pequeña excavación realizada para la instalación de una tubería, se han observado unos 2 m de fangos arcósicos de tonos blanquecinos y arcillas rojas y verdosas, con indicios de edafización.

Estos materiales corresponden con toda probabilidad a sedimentos terciarios, que en este área no se encontraban hasta el momento claramente identificados y a los que, por similitud de facies con las unidades conocidas en el valle de Amblés (situado al Norte), se les ha atribuido una probable edad oligocena.

2.1.2. Arenas y arcillas. Lehm. Alteraciones. Terciario-holoceno (22)

Se incluyen en este apartado, los sedimentos de alteración del sustrato granítico, descritos en el apartado de Geomorfología, de tipo lehm, y que solamente se han cartografiado en aquellas zonas en que su potencia y/o desarrollo es más importante.

2.2. CUATERNARIO

2.2.1. Pelistoceno

2.2.1.1. *Arcosas, limos y cantos. Glacis y glacis degradados (23 y 24)*

Se trata de depósitos de arroyada extensa y gravitacionales, que se localizan preferentemente en el valle alto del Alberche, entre San Martín de la Vega y Cepeda, y también en el valle del Tormes, al Sur de Navarredonda de Gredos.

Están compuestos por arcosas, limos y cantos, con matriz abundante. Su potencia no supera los 2-3 m en las zonas más distales.

2.2.2. Pleistoceno-holoceno

2.2.2.1. *Bloques, cantos y arenas. Morrenas (25)*

Se trata de depósitos mal seleccionados y poco organizados, muy heterométricos, constituidos por bloques, cantos, arenas y limos.

Corresponden a dos afloramientos de pequeña extensión, y potencia del orden de 2-4 m como máximo, ubicados en la vertiente oriental y suroriental del macizo de La Serrota.

2.2.2.2. *Cantos, arenas y arcillas. Reptación en ladera (26)*

En algunas vertientes, sobre todo las ubicadas en zonas de cota elevada, se reconocen unos sedimentos, predominantemente finos, arcillas y limos principalmente, que presentan unas morfologías características de movilización por procesos de solifluxión de génesis periglaciaria.

2.2.2.3. *Arcillas y matriz orgánica. Turberas (27)*

También en zonas de cota elevada, y coincidiendo con zonas de encharcamiento más o menos permanente, se ha reconocido la presencia de turberas, relacionadas con procesos periglaciares y formadas predominantemente por arcillas y limos con alto contenido en materia orgánica.

2.2.3. Holoceno

2.2.3.1. *Cantos y bloques. Canchales (28)*

En zona de cota elevada, algunas vertientes aparecen tapizadas por un conjunto de cantos angulosos y semiangulosos, de influencia periglaciaria en su génesis, que presentan su mayor potencia en la zona basal de las laderas, aunque en ningún caso alcanzan un desarrollo excesivo.

2.2.3.2. *Arenas, cantos y limos. Conos de deyección (29)*

Localizados principalmente en la parte alta del valle del Alberche, en la zona de San Martín y Garganta del Villar; se encuentran relacionados con las salidas de los barrancos y pueden alcanzar un desarrollo notable.

Están formados por arcosas y cantos con abundante matriz limosa.

2.2.3.3. *Cantos, arenas, limos y arcillas. Depósitos aluvial-coluvial (30)*

Se trata de conjuntos de materiales de génesis mixta, formados por procesos de transporte gravitacional y de arroyada.

Son depósitos de litología variada, de tamaño grueso a fino y con matriz abundante.

2.2.3.4. *Limos y arcillas. Zonas endorreicas y semiendorreicas (31)*

Son zonas de encharcamiento estacional, habitualmente relacionadas con áreas de desbordamiento de los cursos fluviales. Su litología está compuesta por sedimentos de litología fina, arcillas y limos predominantemente, que pueden ocasionalmente contener proporciones variables de materia orgánica.

2.2.3.5. *Cantos, arenas y limos. Coluvial (32)*

Asociados a algunas laderas, se reconocen coluviones compuestos por elementos sueltos, con matriz en proporción variable, de nula a muy abundante.

Su extensión y desarrollo dependen de la morfología y ángulo de la pendiente sobre la que se desarrollan.

2.2.3.6. *Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (33)*

Se encuentran ligados a los cursos fluviales, tanto estacionales como permanentes, y están compuestos por arenas y limos y gravas en proporciones variables.

El más extenso es el relacionado como el curso alto del Alberche, que puede alcanzar amplitud kilométrica, y que además presenta como peculiaridad un claro predominio de la sedimentación de granulometría fina. Su potencia puede alcanzar los 2-3 m, en tanto que en el resto de los existentes en la hoja, ésta raramente supera el metro.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

La hoja de Navatalgordo se localiza en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT, *et al.*, 1972), y está incluida dentro de la unidad fisiográfica denominada Sistema Central. Desde el punto de vista estructural aparece dentro del Dominio de Pliegues Verticales definido por DIEZ BALDA, *et al.* (1990) (Figura 3.2).

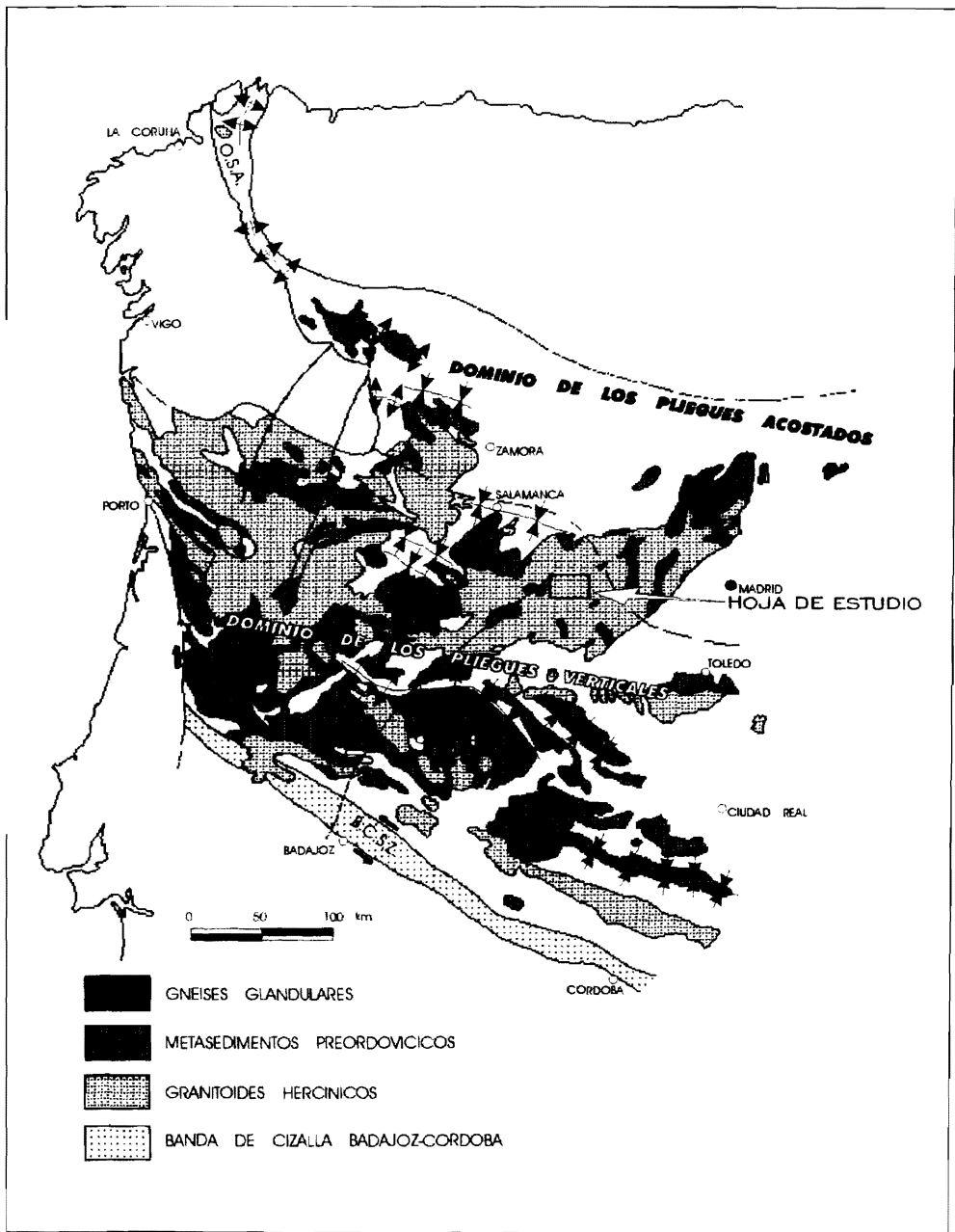


Figura 3.2. Dominios estructurales de la zona Centro Ibérica según Díez BALDA, *et al.* (1990).
Situación de la Hoja 555 (Navatalgordo)

En este dominio, la primera fase hercínica (F1) produjo pliegues subverticales de longitud de onda kilométrica y de trazado NO-SE a E-O con foliación de plano axial asociada no siempre penetrativa. La dirección del acortamiento en esta fase fue de NNE-SSO.

La segunda fase de deformación hercínica (F2) se caracteriza por el desarrollo de cizallas subhorizontales con dirección de transporte ONO-ESE y hundimiento del bloque superior hacia el SE (DÍEZ BALDA, *et al.*, 1992). En las zonas estructuralmente más profundas, la deformación rotacional (pliegues asimétricos con charnelas curvas) y la deformación dúctil son más acusadas que en los niveles estructurales superiores, donde la F2 únicamente produjo suaves flexiones de la foliación S1 y una débil foliación de crenulación S2 sobreimpuesta.

La tercera fase de deformación (F3) generó pliegues de gran longitud de onda (de decamétrica a kilométrica) y de pequeña amplitud, que afectan a las foliaciones de fases previas, a las cizallas de segunda fase y a las isogradas de metamorfismo. Estos pliegues presentan una traza de rumbo N 110-120 E y plano axial subvertical, con esquistosidad de crenulación asociada. Algunas estructuras antiforales adscritas a esta fase están afectadas por cizallas dúctiles subverticales de rumbo OSO-ENE. El acortamiento en esta tercera fase fue en la dirección NNE-SSO.

Con posterioridad a la F3 se describe en este sector una cuarta fase de deformación hercínica (F4) que dio lugar a pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con planos axiales subverticales. Esta fase se manifiesta localmente en las adamellitas tardías de este sector mediante una débil fábrica deformativa, nortada y vertical (ITGE *in litt*).

La fase F4 quedaría incluida dentro de las fases tardías hercínicas que describen MACAYA, *et al.* (1991), caracterizadas por no desarrollar de forma generalizada estructuras penetrativas.

Gran parte de la fracturación que afecta a los materiales de la zona, definida por familias de fallas y diques de direcciones NE-SO, ONO-ESE, N-S, NNE-SSO y E-O, se generó durante las etapas tardihercínicas (UBANELL, 1981a y b). Subsecuente a la tercera fase hercínica se produjo una extensión próxima a la dirección N-S, con desarrollo de cizallas extensionales de bajo ángulo. Estos movimientos extensionales tempranos se adscriben al «episodio dúctil extensional» de DOBLAS (1990, 1991), que comprende la fase Robledo de MARTÍN ESCORZA (1988) y los movimientos tempranos de la etapa Malagón de CAPOTE, *et al.* (1987).

Tras los movimientos extensionales tempranos, la fracturación evolucionó según una comprensión uniaxial o «episodio dúctil-frágil transcurrente» de DOBLAS (1990-1991), equivalente a los últimos movimientos de la etapa Malagón (CAPOTE, *et al.*, *op. cit.*), que representa la transición al régimen de compresión uniaxial NE-SO/N-S propio del inicio de la etapa Hiendelaencina (CAPOTE, *et al.*, 1987). Esta etapa es equivalente al «episodio frágil transcurrente» de DOBLAS (*op. cit.*), el cual representa el modelo clásico de tectónica transcurrente tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1975). Este modelo transicional con dirección de acortamiento próxima a N-S, evolucionó durante el Pérmico inferior a un modelo extensional cuasi-radial (GONZÁLEZ CASADO, *et al.*, 1993).

Las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina en este sector (fracturación eoalpina) aparecen registradas en dos familias de diques. La primera de ellas, de directrices fundamentalmente nortadas, está formada por diques de lampródicos camptoníticos, diabasas y pórfidos

sieníticos, cuya edad de intrusión es Triásico sup.-Jurásico inf. (VILLASECA, *et al.*, 1992). El segundo grupo representa el episodio intrusivo más tardío en el Sistema Central que, aunque no aflora en la Hoja estudiada, corresponde al emplazamiento del dique diabásico de Plasencia, el cual tuvo lugar durante varios ciclos que duraron hasta el Jurásico med. (VILLASECA, *et al.*, 1992 y referencias allí citadas), a favor de una fractura de edad tardihercínica (UBANELL, 1981a y b).

VEGAS, *et al.* (1986), señalan dos sistemas de estructuras como manifestación fundamental de la tectónica Alpina:

- a) Bandas de deformación intensa definidas por fracturas N 80° E a N 70° E.
- b) Fracturas de dirección N 80° E a N 70° E.

Estos dos grupos de fracturas (en muchos casos, fracturas tardihercínicas reactivadas) desplazan diques tardihercánicos y eoalpinos.

En el sector oriental del Sistema Central han sido propuestas tres etapas de deformación alpina (CAPOTE, *et al.*, 1990): la etapa Ibérica (Oligoceno-Mioceno inferior), caracterizada por una compresión horizontal de dirección N 45°-55° E, con movimientos normal-direccionales en fallas N 40°-60° E y N 170°-180° E; la etapa Guadarrama (Mioceno inf.-Mioceno sup.), en la que se produce la estructuración del relieve actual del Sistema Central, en un régimen de compresión horizontal N 140°-155° E que generó fallas inverso-direccionales orientadas N 20 E y N 90 E y fallas normales N 110 E a N 180 E y, finalmente, la etapa Torrelaguna, caracterizada por una compresión orientada aproximadamente N-S que se resuelve mediante fallas N 130° E a N 160° E y N 180° E a N 220° E que actúan como desgarres directos.

En la hoja de Navatalgordo se reconocen los efectos de ambas orogenias, Hercínica y Alpina. Durante los últimos episodios de la primera de ellas tuvieron lugar intensos procesos plutono-metamórficos, emplazando grandes volúmenes de granitoides cuyos afloramientos ocupan la práctica totalidad de la hoja. Las etapas de fracturación hercínica más tardías actuaron sobre estos materiales produciendo distintas familias de fracturas algunas de las cuales sufrieron reajuegos y/o fenómenos magmáticos en épocas alpinas.

Las estructuras neotectónicas reconocidas en la Hoja son muy escasas debido fundamentalmente a la escasez de depósitos cuaternarios en ella, y al hecho de que se sitúa en uno de los sectores más estables de la Península Ibérica, donde los efectos de los movimientos neotectónicos son locales, de pequeña envergadura y que se manifiestan generalmente como anomalías geomorfológicas.

3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Gran parte de la fracturación existente en el área de estudio se atribuye a las etapas de deformación tardihercínica, reconocidas en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975, etc.) y estudiadas en distintos sectores del Sistema Central (GARZON-HEYDT, *et al.*, 1976; BABIN, 1978, UBANELL, 1981a y b, 1982; DOBLAS, 1990, 1991), estableciéndose relaciones entre la tectónica tardihercínica y el emplazamiento de cuerpos ígneos

(UBANELL, 1977; UBANELL y DOBLAS, 1987; CASQUET, *et al.*, 1988; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992) o con los diferentes episodios de hidrotermalismo (CABALLERO, *et al.*, 1992; CABALLERO, *et al.*, 1993; GONZÁLEZ-CASADO, *et al.*, 1993).

3.1.1. Fallas

A partir de la cartografía de la Hoja de Navatalgordo se puede establecer un patrón estructural definido por varios sistemas de fallas:

- a) Fallas N-S
- b) Fallas E-O/ONO-ESE
- c) Fallas NE-SO
- d) Fallas NO-SE

a) Fallas E-O/ONO-ESE:

Este grupo aparece bien desarrollado en la Hoja de estudio, excepto en su cuadrante SO. Estas estructuras forman importantes bandas longitudinales definidas por fallas subverticales que hacia el Este se disponen subparalelas a los haces de pórfido graníticos aflorantes en la vecina hoja de Navaluenga (fallas de El Barraco, de Navarredondilla, de Navalacruz y de Navaluenga, UBANELL, 1981a). Si se consideran en toda su longitud, presenta una morfología curva, en ocasiones algo sinuosa. A escala cartográfica no presentan grandes desplazamientos relativos entre sus labios pero sí muestran evidencias de desplazamientos direccionales dextrales.

Se trata de uno de los sistemas de fracturación tardihercínicos más antiguos, que constituyeron un fuerte control estructural del emplazamiento de los monzogranitos tardíos y de los haces de pórfidos y de aplitas (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS, 1987; CASQUET, *et al.*, 1988). En algunas milonitas en fracturas NE-SO se observan foliaciones dúctiles de orientación N 105 E/90 sobrepuestas a la fábrica S-C. Con cierta frecuencia, asociadas a fracturas frágiles E-O, se aprecian pequeñas bandas centimétricas de pseudotaquillas, muy irregulares y discontinuas.

b) Fallas N-S:

En este grupo se incluyen fracturas subverticales de direcciones norteadas que suelen tener morfologías curvas o sinuosas, adoptando direcciones que varían entre N 30° E y N 30° O. Aparecen con cierta frecuencia en la mitad occidental de la Hoja. A este grupo pertenece la denominada falla del Puerto del Pico-La Serrota, que disecta a la hoja de Norte a Sur. En el cuadrante SE de la hoja se encuentra la falla de Lanzahita-Sierra de Las Yemas, cuya traza, al igual que la correspondiente a la falla mencionada más arriba se prolonga en las hojas adyacentes.

Las fallas de esta familia son, en general, de gran longitud, con evidencias de movimientos distensivos en alguna etapa de su evolución; ocasionalmente, aparecen alteraciones episipieníticas asociadas a fracturas N-S.

Aunque no se disponen de datos que permitan establecer la edad de formación y de las sucesivas reactivaciones, su orientación es compatible con las de naturaleza trascurrente generadas durante las etapas tardihercínicas más tempranas (fase Robledo de MARTÍN ESCORZA, 1988, y movimientos tempranos de la fase Malagón de CAPOTE, *et al.*, 1987), siendo equiparables a las fracturas «transfer» del episodio «dúctil extensional» de DOBLAS (1990). El episodio extensional al que se asocian los rellenos alcalinos en algunas de estas fracturas se sitúa en las etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup.-Jurásico Inf. (VILLASECA *et al.*, 1992).

c) Fallas NE-SO

Este sistema aparece bien representado en la mitad meridional de la hoja, formando bandas de cizallas dúctiles-frágiles cuya dirección media es N 30-55° E. La banda de mayor desarrollo se sitúa en el cuadrante SO de la Hoja, formada por varias estructuras subparalelas entre sí, entre las que se encuentran como más representativas, la falla de Navadizos y la falla de La Paramera, con frecuentes rellenos de cuarzo a lo largo de su traza, dando morfologías de «sierros». La falla de La Paramera se prolonga hacia el Norte (hojas de Vadillo de La Sierra y Ávila de Los Caballeros) hasta la depresión del Amblés.

En las fracturas de este sistema se observan deformaciones dúctiles-frágiles, tales como foliaciones miloníticas e incluso ultramiloníticas, a veces en corredores métricos. Tal deformación evoluciona lateralmente a la de tipo frágil con desarrollo de cataclitas.

Se observan fábricas S/C con planos C de orientación N 30° E/50° NO a N 22° E/90°. Los planos S están definidos por una foliación microlítica de dirección menos nortada. El movimiento relativo deducido para algunas fracturas es de desgarre dextro (HERREROS, *et al.*, 1993). Según UBANELL (1981a), hay evidencia de movimientos sinestrales en etapas tardihercínicas tardías. La edad tardihercínica temprana de algunas de estas fracturas se pone de manifiesto en sectores próximos a la zona de estudio (hoja de San Martín de Valdeiglesias) donde aparecen asociadas a deformaciones de diques de pórfido, cuya morfología sugiere que estos fueron afectados por cizallas subverticales dextrales cuando aún no se habían consolidado. En la zona de estudio, algunos diques de aplita de dirección E-O presentan retoques en su orientación atribuibles a deformaciones similares compatibles con las condiciones dominantes en la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE, *et al.* (1986), en este caso equivalente al episodio dúctil-frágil trascurrente de DOBLAS (1990).

d) Fallas NO-SE

En su mayoría son fracturas de escaso desarrollo longitudinal, más frecuentes en la mitad Norte de la Hoja. Son subverticales o con fuertes buzamientos al N.

Se trata de fallas con evidencias de movimientos de desgarre, en general, sinestrales, a veces desplazando estructuras del sistema E-O. Al igual que las fracturas de este último sistema, presentan zonas con intensa cataclasis y alteración hidrotermal.

3.1.2. Diques

Dado el carácter polifásico de la fracturación que afecta a los materiales de la zona de estudio, en muchos casos los rellenos filonianos constituyen los únicos marcadores que permiten establecer las edades relativas de etapas de la apertura de las distintas familias de fracturas. Los rellenos filonianos más antiguos en este sector del Sistema Central son los diques de pórfidos graníticos, los diques granodioríticos-adamellíticos y los diques aplíticos de rumbo E-W (ENE-OSO/ONO-ESE) (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS; 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991, VILLASECA, *et al.*, 1992). A diferencia de la hoja adyacente de Navaluenga, donde los haces de diques de pórfidos y aplitas alcanzan un gran desarrollo longitudinal, en la Hoja de Navatalgordo son escasos, localizándose los más representativos en la mitad Sur de la misma.

3.2. FRACTURACIÓN ALPINA

Durante el Mesozoico y previamente a las etapas principales de la orogenia alpina, el área estudiada estuvo sometida a una tectónica transtensional que se relaciona, en otras regiones de la Península Ibérica, a la formación de cuencas (por ejemplo, la cuenca Lusitana) y a la apertura del Atlántico Norte. Estos movimientos eoalpinos aparecen registrados mediante rellenos y alteraciones hidrotermales (CABALLERO, *et al.*, 1992) y rellenos de rocas de tendencia alcalina saturada en fracturas de edad tardihercínica (VILLASECA, *et al.*, 1991). La actividad tectónica alpina (s.s.) abarca un período de tiempo desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio (VEGAS, *et al.*, 1986), estableciéndose diversos modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de «Rhomb-Horst» de PORTERO y AZNAR (1984), el modelo de deformación distribuida de VEGAS, *et al.* (1986, 1990), y el modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBURTON y ÁLVAREZ (1990), éste último matizado para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE, *et al.* (1992), quienes calculan un acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155° E, con transporte tectónico hacia el NO. Es durante este episodio de edad Aragoniense Medio (CALVO, *et al.*, 1991), denominado etapa Guadarrama, cuando tienen lugar los máximos esfuerzos compresivos regionales (CAPOTE, *et al.*, 1990).

3.2.1. Fallas

a) Fallas N-S (NNE-SSO/NNO-SSE)

En la Hoja de Navatalgordo, se encuentran pequeñas fracturas de esta dirección con evidencias de movimientos de edad eoalpina, al encontrarse en algún tramo de su recorrido con rellenos sieníticos o de tendencia diabásica o lamprofídica. Además, en esta familia se incluye la falla de Lanzahita-Sierra de Las Yemas a la que se asocian rellenos brechoidales de tipo diatrema, tanto en el sector SE de esta Hoja como en la adyacente de Navaluenga. La falla del Puerto del Pico-La Serrota, que disecta a la hoja de Norte a Sur, modificando el curso del río Alberche, también presenta rellenos camptoníticos brechoidales en algún punto de su traza. En la cartografía, estas fracturas muestran movimientos de desgarre de sentido dextral, desplazando diques E-O tardihercínicos. En algunos afloramientos se observa superposición de estrías subhorizontales sobre otras, subverticales, más antiguas.

b) Fallas E-W (ONO-ESE)

Muchas de las fracturas de este sistema son de edad tardihercínica, habiendo sido reactivadas con movimientos inverso-direccionales (dextrales) en las etapas alpinas (CAPOTE, *et al.*, 1990). Constituyen bordes de depresiones (por ejemplo, falla de la Serrota), al igual que ocurre en hojas limítrofes (por ejemplo, depresión del Amblés, depresión del Alberche), y definen los bloques elevados que forman algunas sierras (por ejemplo, Las Parameras, UBANELL, 1982).

c) Fallas NE-SO

Como ocurre con los anteriores grupos, una gran parte de las fracturas de este sistema son fallas tardihercínicas, reactivadas durante las etapas alpinas. En sectores cercanos, algunas de estas fracturas, junto con fracturas de los sistemas E-O y N-S, definen los bordes de depresiones intramontanas (por ejemplo, depresión del Amblés), llegando a afectar incluso a los sedimentos miocenos que las rellenan.

3.2.2. Diques

a) Diques N-S

Fundamentalmente, son rellenos de carácter alcalino (diabasas, lamprófidos captoníticos, y pórfidos sieníticos) de escasa longitud, que aparecen de forma aislada en la mitad occidental de la Hoja. Según VILLASECA, *et al.* (1992), este episodio intrusivo tuvo lugar en el límite Triásico-Jurásico.

b) Diques NE-SO

Se trata en su mayoría de diques de cuarzo donde se aprecian varios pulsos de rotura e inyección hidrotermal, que se encuentran rellenando fracturas dúctiles-frágiles dextrales situadas en el cuadrante SO de la Hoja (por ejemplo, falla de La Paramera, falla de Navadijos, etc.). Aunque algunas de estas fallas se generaron durante las etapas iniciales tardihercínicas, su orientación es compatible con movimientos netos de apertura durante las últimas etapas tardihercínicas (etapa Hiendelaencina, CAPOTE, *et al.*, 1987) o durante las etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup.-Jurásico Medio (edad de emplazamiento del dique de Plasencia) o incluso durante el Cretácico Inferior (CABALLERO, *et al.*, 1992).

3.3. NEOTECTÓNICA

En la Hoja de Navatalgordo existen fracturas de las familias N-S (NNE-SSO/NNOSSE), E-O (ONO-ESE) y en menor grado, la familia NE/SO que presenta una expresión morfológica acusada. Aunque un gran número de fallas incluidas en estas familias presentan evidencias de movimientos de edad alpina, no es posible determinar la posible actividad de las mismas en la época neotectónica, dada la escasez de recubrimientos y datos geocronológicos relativos a estos.

En toda la extensión de la Hoja, únicamente se ha considerado un accidente estructural con suficientes rasgos indicativos de movimientos neotectónicos, al asociarse esa estructura a dos anomalías en la red de drenaje. El accidente denominado «falla de Puerto del Pico-La Serrota» parece relacionado con la captura del Arroyo de Serradillas, en el sector de la Serrota, al Norte de Cepeda La Mora. La actividad de esta falla durante el Plio-Cuaternario ha condicionado, además, la red de drenaje, provocando una fuerte inflexión y rectificación del cauce del río Alberche, el cual adopta una dirección próxima a N-S en el sector central de la Hoja. Dicha falla, de origen tardihercínico y la cual constituye un accidente cuya longitud (varias decenas de km) es destacable dentro de la familia de fracturas norteadas en este sector del Sistema Central (UBANELL, 1981), divide a la Hoja de Norte a Sur en dos bloques. El bloque oriental presenta una red de drenaje menos evolucionada y condicionada por controles estructurales. El contraste, el bloque occidental (al menos el área al sur de la fosa de San Martín) muestra una red de drenaje más evolucionada a favor del patrón de fracturación, lo que puede ser interpretado como un rasgo de hundimiento en relación al bloque oriental.

En la Hoja existen otras anomalías geomorfológicas (por ejemplo, desnivelaciones en la superficie de erosión degradada) de dudosa relación con procesos neotectónicos, debido a la cronología incierta asignada a las formas y recubrimientos.

La escasez de estructuras que manifiesten movimientos neotectónicas y la pequeña magnitud de estos se encuentra apoyada por la ausencia de hidrotermalismo actual y por la propia estabilidad sísmica del área donde se localiza la Hoja.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describen las rocas ígneas que afloran en la hoja, considerando, por un lado, rocas graníticas (plutónicas y migmatoides) y, por otro, las rocas filonianas.

Para la descripción de las rocas graníticas se han agrupado según las características de su fábrica interna, en relación a las principales fases de deformación hercínica, y su emplazamiento relativo deducido mediante la cartografía de las diferentes unidades de intrusión.

Dentro de las rocas graníticas se han considerado dos grupos:

- Rocas graníticas hercínicas sin-tardi cinemáticas.
- Rocas graníticas hercínicas tardi-post cinemáticos.

El primer grupo comprende aquellas unidades que presentan fábrica interna deformativa generalizada, atribuida a las fases F2 y/o F3 hercínica. El segundo grupo incluye los granitoides cuya fábrica interna es mayoritariamente magmática o localmente presentan fábrica deformativa tenue atribuida a la F4 hercínica.

4.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN-TARDI CINEMÁTICAS

4.1.1. Granitoides inhomogéneos y migmatitas (s.l.) (8)

Se trata de una unidad compleja integrada por distintos tipos de rocas que afloran hacia el borde oeste de la hoja, en continuidad con los afloramientos del Complejo Anatéctico de Peña Negra (CAPN) de la hoja de Piedrahita. También aparecen como mega enclaves en la granodiorita-monzogranito biotítico (12), entre Navarredonda de Gredos y el vértice SO de la hoja, y en los granitos-monzogranitos biotíticos (17) al N de la carretera que une la Fonda de Santa Teresa y Navalacruz.

Esta unidad está integrada por los siguientes tipos de rocas:

Granitoide inhomogéneo cordierítico: constituye la litología mayoritaria y es posible reconocer estrechos cuerpos de migmatitas leucocráticas y/o pelíticas, granodioritas de megacristales, leucogranitos cordieríticos y de dos micas y leucogranitos de nódulos.

De todas estas litologías, además de los granitoides inhomogéneos, tan solo los leucogranitos de nódulos (9), han podido representarse en el mapa geológico a la escala de trabajo. Los contactos entre las diferentes litologías y los granitoides de base en la unidad, son generalmente transicionales difusos y más netos (intrusivos) en el caso de los leucogranitos cordieríticos de dos micas, los leucogranitos de nódulos (9) y, localmente, con las granodioritas de megacristales.

El granitoide inhomogéneo cordierítico es una roca de color gris oscuro cuando fresca y generalmente con tonos rojizos por alteración. En campo aflora en bolos de hasta 2 m de diámetro y más comúnmente en masas alteradas dando lugar a suelos pardo-rojizos. El tamaño de grano varía entre 2-7 mm y es característico el idiomorfismo de las plagioclasas y el feldespato potásico, con tamaños comprendidos entre los señalados, y que dan lugar a una textura en grano de arroz, muy común en estas rocas. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, cordierita, biotita y en ocasiones, cantidades menores de feldespato potásico, lo cual les confiere composiciones de tonalíticas a granodioríticas. Normalmente son rocas masivas, pero en algunos casos están afectadas por una foliación definida por tenues bandeados composicionales, o por la orientación de sus componentes mineralógicos. Estos granitoides presentan enclaves restícticos, compuestos por cordierita, biotita, fibrolita/sillimanita, opacos y plagioclasa que representan el melanosoma del proceso de migmatización.

Los minerales más abundantes son cordierita, plagioclasa y biotita, con cantidades variables de cuarzo; como accesorios principales aparecen apatito y circón. La cordierita, idiomorfa a xenomorfa, tiene un largo periodo de cristalización, ya que incluye biotita y cuarzo, pero a su vez está incluida en cuarzo y plagioclasas; también incluye fibrolita, a veces de manera orientada, y puede aparecer aislada o en grupos de numerosos cristales. La plagioclasa (oligoclasa) es subidiomorfa, puede estar zonada y crecer en sineusis, e incluir biotita y cordierita. La biotita aparece como cristales tabulares con abundantes inclusiones. El cuarzo puede ser intersticial o poiquilítico, y el feldespato potásico es siempre poiquilítico. En muchas de las muestras aparecen microenclaves restícticos constituidos por asociaciones de cuarzo y biotita con textura granoblástica, y bandas sillimaníticas, que pueden definir bandeados e, incluso, dibujar pliegues.

Migmatitas leucocráticas: aparecen intercaladas en los granitoides inhomogéneos como cuerpos discontinuos de potencia métrica. Se trata de una roca leucocrata bandeadas cuyos

minerales principales son plagioclasa, feldespato y biotita; minerales opacos, apatito, circón, moscovita, sericita, rutilo sagenítico y cuarzo aparecen como minerales accesorios.

El cuarzo y la biotita son muy escasos y es reconocible la fábrica gneísica original de la roca constituida por bandas biotíticas y feldespáticas formando «peces».

Migmatitas pelíticas: son rocas oscuras cuya distribución es irregular, pero no abundante, y cuya relación geométrica con los granitoides inhomogéneos es la misma que la de las migmatitas leucocráticas. Su textura es grano-lepidoblástica y muestran un bandeo composicional micáceo-sillimanítico y cuarzo-feldespático. En las muestras que se han estudiado la presencia de leucosoma es escasa. En una de ellas se ha podido comprobar como la migmatización destruye la estructura de la roca, afectada originalmente por dos fases de deformación acompañadas de esquistosidad, lo cual puede suponer que la migmatización se produjo con posterioridad o al final de la segunda fase de deformación hercínica. Al microscopio estas rocas aparecen constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita como minerales principales, junto a circón, opacos, moscovita, clorita, rutilo y apatito. El cuarzo y la cordierita son muy abundantes; esta aparece parcialmente alterada e incluye biotita, apatito y cuarzo. Las plagioclasas son xenomorfas y no presentan zonación.

Granodioritas con megacristales: constituyen cuerpos estrechos cuya continuidad lateral no ha podido comprobarse en esta hoja debido al recubrimiento. En afloramiento son muy similares a la granodiorita Facies Hoyos del Espino (10), pero con la diferencia de que aquellas siempre contienen cordierita; normalmente presentan un tránsito gradual con los granitoides inhomogéneos, pero pueden observarse relaciones intrusivas localmente. Son rocas de grano grueso y textura porfídica con matriz inequigranular, constituidas por cuarzo intersticial y poiquilítico; plagioclasa (oligoclasa) en pequeños fenocristales que incluyen biotita y pequeñas cordieritas; grandes megacristales subidiomorfos, peritéticos y poiquilíticos de feldespato potásico, biotita y cristales idiomorfos a subidiomorfos de cordierita de diversos tamaños. Como minerales accesorios aparecen apatito, circón, opacos, fibrolita y turmalina. Posee una fábrica interna subhorizontal definida principalmente por la orientación de los megacristales de feldespato potásico.

Integrados también en el conjunto migmatítico, mediante contacto intrusivo, afloran pequeños cuerpos de **leucogranitos de dos micas** que presentan enclaves de materiales metamórficos y graníticos, y en los que pueden observarse fenocristales de feldespato potásico corroidos; su textura es equigranular localmente porfídica, y están formados por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa ácida), feldespato potásico, biotita y moscovita; localmente puede aparecer andalucita accesoría.

Leucogranito de nódulos (9): aflora hacia el límite oeste de la hoja pasando a la de Piedrahita. En campo aparece en bolos meteorizados de pequeño tamaño y angulosos, y produce leves resaltes topográficos comunmente recubiertos.

La morfología de estos cuerpos es tabular apareciendo intercalada en el granitoide inhomogéneo mediante contacto subhorizontal bastante neto. En afloramiento aparece como una roca muy leucocrática con mesostasis cuarzo-feldespática de grano medio a medio-fino. Los nódulos presentan tamaños comprendidos entre 1 y 5 cm, aunque en ocasiones alcanzan hasta los 10 cm, y están constituidos por agregados de biotita, micas verdes y cuarzo. Localmente presentan

una foliación subhorizontal y, en ocasiones, enclaves de una roca muy leucocrática con intensa foliación o bandeo, que pueden representar restos del posible protolito.

El estudio petrográfico realizado por DIEZ MONTES, *et al.*, *in litt*, sobre muestras tomadas en la hoja de Piedrahita, donde existen afloramientos de mejor calidad, señala una mineralogía principal compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; cuyos minerales accesorios aparecen opacos, apatito, circón, andalucita, y como secundarios, sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, esfena y rutilo sagenítico.

La textura de la roca es holocristalina inequigranular de grano fino a medio-fino, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa, marcada por cristales de plagioclasa.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral subdivididos, o 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 aparece en cristales de hábito anhedral, con macla de microclina. Es poco pertítico y tiene abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. En ocasiones se observa un feldespato potásico de origen secundario con forma de huso y situado entre planos (001) de la biotita.

La plagioclasa forma cristales de hábito anhedral-subhedral, con macla polisintética y cuya 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 muy pobre en inclusiones.

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

4.1.2. Granodiorita de grano grueso biotítica porfídica (\pm cordierita). (Facies Hoyos del Espino) (10)

Sus afloramientos se localizan exclusivamente hacia el SO de la hoja. Es intrusiva respecto al granitoide inhomogéneo y migmatitas s.l. (8) mediante contactos en ocasiones subhorizontales. Respecto a la granodiorita-monzogranito de grano medio, biotítica y porfídica (12) su relación no es clara ya que el contacto entre ambas suele estar mecanizado, aunque aparece como megaenclaves dentro de la facies con cordierita (14); también como megaenclaves, junto con granitoides inhomogéneos y migmatitas s.l. (8), aparece en la granodiorita-monzogranito de grano medio (12).

En afloramiento la roca presenta un color gris oscuro y un tamaño de grano variable de medio (2-5 mm) a medio-grueso (4-8 mm). Presenta una trama densa de megacristales de feldespato potásico de morfología tabular («dientes de caballo»), de hasta 7 y 10 cm de largo que definen fábricas planares con frecuencia subhorizontales. La matriz es de tendencia equigranular y está formada por cuarzos de aspecto globoso, plagioclasas y grumos de biotita; en

los afloramientos situados al oeste de Hoyos del Espino es común la presencia de cristales de cordierita pseudomorfizados. Presenta frecuentes enclaves xenolíticos metamórficos de centimétricos a métricos en las proximidades del contacto con las migmatitas, y enclaves microgranulares granodioríticos/cuarzodioríticos.

En los reducidos afloramientos en los que está presente dentro de esta hoja, no aparece afectada por deformaciones penetrativas; sin embargo, determinados autores que han estudiado esta unidad con mayor amplitud (BEA y MORENO VENTAS, 1985a y b; DÍEZ MONTES, *et al.*, *in litt*) señalan que es muy común la presencia de una foliación subhorizontal, concordante con el encajante migmatítico, e incluso plegada, que atribuyen a la F2 hercínica. En los afloramientos de esta hoja, sin embargo, sí aparece afectada por fracturas con desarrollo de milonitas en bandas estrechas con direcciones variadas (N 155° E, N 30° E).

Petrografía

Al microscopio la roca presenta textura porfídica y una matriz subidiomorfa inequigranular. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico; los accesorios son circón, apatito, opacos y cordierita y como minerales secundarios aparecen sericita, moscovita, pinnita y opacos (posiblemente magnetita).

El feldespato potásico está presente casi exclusivamente como megacristales con macla de karlsbad, poco peritéticos, que incluyen localmente a la matriz en las proximidades de sus bordes, lo que indica un crecimiento tardío. En la matriz es muy escaso.

La plagioclasa (oligoclasa cálcica-andesina) aparece normalmente en secciones tabulares, macladas según la ley de la albita, con zonación oscilante o directa, siempre débil, o sin zonar. Incluye pequeñas biotitas y algunos cristales de apatito.

El cuarzo puede formar monocristales o agregados grandes que incluyen plagioclasa y biotita, siempre de pequeño tamaño, o ser intersticial.

La biotita forma placas normalmente xenomorfas, de menor tamaño que los demás componentes, que suelen aparecer agrupadas. Tiene pleocroísmo fuerte: de marrón pálido a fuertemente rojizo. Se altera a moscovita+opacos (posible ilmenita), y es rica en inclusiones (apatitos grandes y circones).

Entre los minerales accesorios destaca el apatito, que puede llegar a constituir prismas grandes, y la cordierita, escasa y generalmente transformada en agregados de pinnita-moscovita.

4.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS TARDI-POSTCINEMÁTICAS

4.2.1. Rocas básicas e intermedias (11)

Se localizan hacia la parte central del límite sur de la hoja, donde producen suaves ondulaciones topográficas. Afloran en masas discretas o en bolos de tamaño métrico, generalmente tapados por cubierta vegetal.

Constituyen un macizo zonado en cuya parte interna afloran gabros de grano medio, mientras que su parte externa está formada por cuarzodioritas-tonalitas de grano medio a fino, que pasan gradualmente a la facies monzogranítica tipo Puerto del Pico (12). Cartográficamente forman una banda de dirección NE-SO desplazada transversalmente por fracturas. El contacto con dicho monzogranito es mecánico en parte del sector NO, y generalmente se realiza a través de una zona de mezcla magmática.

Las estructuras relacionadas con procesos de hibridación (mingling) son frecuentes en las rocas cuarzodioríticas (enclaves redondeados con terminaciones adelgazadas, dobles enclaves donde el interno es más básico y de grano más fino, estrechas venas monzograníticas disgregadas en el interior de las cuarzodioritas...) y en las rocas gabroicas; en las que pueden encontrarse pequeñas zonas de carácter cuarzodiorítico con orbículas con cuarzo poiquilítico incluyendo microenclaves.

Petrografía

Los gabros son rocas de textura cumulada (cortlanditas) o intersertal. En el primer caso olivino, ortopiroxeno (a veces acicular), clinopiroxeno y plagioclasa zonada (labrador-oligoclasa) son los minerales cúmulus, mientras que los intercúmulus poiquilíticos son anfíbol y flogopita. El olivino es escaso (junto con el clinopiroxeno son los componentes minoritarios), tiene forma redondeada, carece de inclusiones, y se altera a una mezcla de serpentina y magnetita. El ortopiroxeno es idiomorfo a subidiomorfo, con débil pleocroísmo rosado, y a veces se adapta a las formas de las plagioclasas. El clinopiroxeno incluye plagioclasa y se altera a anfíbol. La plagioclasa es subidiomorfa, está zonada de forma normal y puede tener contactos lobulados con cristales de anfíbol, lo cual indica que su período de cristalización ha sido largo. El anfíbol, pardo a incoloro y maclado frecuentemente, es poiquilítico con la flogopita. La flogopita es también poiquilítica, pero tiene menos inclusiones que el anfíbol, es de color marrón rosado. El cuarzo es intersticial y xenomorfo. Como secundarios aparecen epidota, clorita, esfena, carbonatos, serpentina y magnetita. En los gabros de textura intersertal las plagioclasas aparecen como cristales tabulares estrechos formando un entramado irregular en cuyos espacios se encuentran los clinopiroxenos y anfíboles; cuarzo y clorita ocupan lugares intersticiales, y no hay ni olivino ni ortopiroxeno.

Las rocas de tipo cuarzodiorítico-tonalítico tienen textura granuda subidiomorfa inequigranular. Están formadas por pequeños cristales de anfíbol verde a incoloro, idiomorfos a xenomorfos, que pueden aparecer aislados o formando spots, quizá derivados de la recrystalización de otro anfíbol previo o de un piroxeno; biotita con frecuente disposición decusada; plagioclasa subidiomorfa que puede constituir fenocristales o ser parte de la matriz, e incluye anfíbol o tiene contactos lobulados con él; por último, el cuarzo, que es intersticial de pequeño tamaño o aparece como grandes cristales poiquilíticos; localmente puede aparecer feldespato potásico con una distribución muy irregular.

Rocas similares a estas han sido descritas en otros sectores del Sistema Central (FRANCO, 1980) y de la Sierra de Gredos (MORENO VENTAS, 1991, MORENO VENTAS, *et al.*, 1991) donde sus características de afloramiento y asociación son idénticas.

4.2.2. Granodioritas/monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12)

Esta unidad incluye distintos tipos de granodioritas-monzogranitos caracterizados, fundamentalmente, por variaciones respecto a la abundancia, desarrollo y distribución de los megacristales, tamaño de grano, etc., que por razones de escala comparten un mismo tipo litológico que corresponde al de la facies más común.

Sus afloramientos se extienden aproximadamente por la mitad de la superficie de la hoja por lo que se considera la litología de fondo de la misma.

Dentro de esta unidad han podido diferenciarse de la facies de fondo y separar cartográficamente, mediante contactos graduales, dos facies o variedades: una de ellas rica en megacristales de feldespato seriados (tipo Puerto del Pico (13)) y otra con cordierita (14); ambas se describen más adelante, en sus apartados respectivos. Una tercera variedad caracterizada por su mayor contenido en megacristales de feldespato potásico (12a) se ha representado en la cartografía geológica separada de la facies común por un contacto entre facies graníticas. Se localiza fundamentalmente hacia el cuadrante NE de la hoja y sus características esenciales son similares a las de la facies general.

Las granodioritas/monzogranitos son intrusivas sobre los granitoides inhomogéneos y migmatitas (8), desarrollándose entre ambas la facies cordierítica o granodiorita/monzogranito biotítico, cordierítico, porfídico de grano medio (14).

El contacto de esta extensa unidad con los monzogranitos biotíticos porfídicos (17) es también intrusivo si bien estos últimos son de emplazamiento posterior. También es intruida por el granito biotítico de Los Boquerones (14), por aplitas poco biotíticas y por pequeños macizos de carácter leucogranítico, como el situado en las proximidades del Collado de Cepegato al sur del Plutón de Los Boquerones. Localmente encaja pequeños haces de diques subhorizontales texturalmente diferentes, como los situados en La Pedriza, en el norte de la hoja, en el cerro Rojomaril, en las proximidades de Serranillo, o entre Las Majadillas, al este de Navaquesera, y la carretera que sigue hacia el este desde Navalacruz, así como distintos tipos de diques: pórfidos granodioríticos, pórfidos graníticos, lamprófidos y diques de cuarzo.

Macroscópicamente es una roca biotítica de color gris azulado, tamaño de grano grueso-medio y carácter porfídico variable que puede perderse en algunas zonas. De manera local, quizá debido sin más a la calidad del afloramiento, se han observado schlierens biotíticos de dimensiones métricas. Presenta esporádicamente enclaves de tipo restítico o metamórfico, pero los que más abundan son los microgranudos de tendencia tonalítica/cuarzodiorítica.

La fábrica definida por la alineación de megacristales de feldespato potásico y por las biotitas es norteada, y oscila habitualmente entre N-S y N 40 E. Esta orientación es atribuida a la 4.^a fase de deformación hercínica.

Petrografía

Al microscopio tiene una textura subidiomorfa inequigranular a veces porfídica, sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; son accesorios apatito, circon, opacos y, esporádicamente, allanita, hornblenda, pseudomorfos de cordierita y sillimanita.

ta; son minerales secundarios sericita, clorita, esfena, moscovita, epidota, rutilo saogenítico, biotita verde, cuarzo, zoisita/clinozoisita, leucoxeno y óxidos de hierro.

La distribución errática de las muestras de ganodiorita-monzogranitos con allanita y/o anfíbol no permite separar cartográficamente variedades caracterizadas por la presencia de dichos minerales. La cordierita y/o sillimanita aparecen preferentemente en las proximidades al contacto entre la facies común de las granodioritas-monzogranitos y su variedad rica en cordierita.

Los minerales principales, a excepción de las plagioclasas, suelen ser alotriomorfos; los de mayor tamaño son las plagioclasas y el cuarzo.

El cuarzo aparece en cristales grandes xenomorfos o agregados poiquilíticos de aspecto globoso, con extinción ondulante o en mosaico, y también intersticial; corroe en ocasiones a las plagioclasas y se adapta incluso a la forma de los cristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico, casi siempre perítico, puede formar megacristales y es también frecuente como cristal intersticial en la matriz. En ambos casos puede presentar la macla en damero, sus cristales son poiquilíticos (incluyen cuarzo, biotita, pequeñas plagioclasas y apatitos), y sus contornos se adaptan a la forma de otros minerales o incluyen la matriz de la roca, características derivadas de su carácter tardío en la secuencia de cristalización; a veces muestran la macla de karlsbad. Sustituye a la plagioclase hasta el punto de que algunos cristales parece que derivan totalmente de plagioclasas.

La plagioclase (oligoclase cálcica-andesina) es el mineral más abundante, y de tendencia más idiomorfa. Aparece con dos hábitos principales: cristales tabulares con macla de karlsbad y polisintética de la albita que crecen frecuentemente en sineusis y suelen tener corona albitica, y otros de tendencia equidimensional; son más abundantes los primeros; ambos tipos pueden estar zonados de manera oscilante, pero es más frecuente en los segundos que, son los únicos que pueden presentar un zonado a parches. Incluye pequeñas biotitas idiomorfas, circones, pequeñas plagioclasas idiomorfas no macladas y, ocasionalmente apatitos aciculares. Puede corroer a la biotita. Localmente aparecen lóbulos mirmequíticos en contacto con feldespato potásico, que son más frecuentes en muestras deformadas, al igual que el desarrollo de la macla de la periclina. La albita intergranular postmagmática corroe al feldespato potásico.

La biotita forma dos tipos de cristales: unos xeno/subidiomorfos con fuerte pleocroismo (marrón claro a pardo intenso algo rojizo), muy ricos en inclusiones de circón y apatito, que pueden aparecer en cristales individuales o más frecuentemente en grupos; y otros de menor tamaño, idiomorfos, con pleocroismo mucho menos acusado y con muy pocas inclusiones. Los primeros pueden estar corroidos por los demás minerales principales y, ocasionalmente, pueden estar asociados a sillimanita; los segundos pueden estar incluidos en otros minerales. Se altera a clorita + esfena + epidota, o a moscovita + opacos, o a biotita verde + opacos.

La moscovita, muy escasa, proviene de la alteración de plagioclase, feldespato potásico y cordierita. Los cristales de apatito incluidos en cuarzo y plagioclasas son de hábito acicular, mientras los incluidos en biotita y feldespato potásico son de hábito prismático. La allanita aparece en estado metamórfico incluida en biotita. Los pseudomorfos de cordierita nunca están incluidos en otro cristal. La hornblenda sólo se ha encontrado en una muestra procedente del aflora-

miento del norte de la hoja: en ella existe un microenclave formado por hornblenda, biotita, esfena y plagioclasa, donde este último mineral corroe al anfíbol; la hornblenda presente en la matriz de la granodiorita en las proximidades del microenclave está corroída por el cuarzo.

En zonas de fracturación puede haber rellenos de pequeñas fracturillas formados por clorita vermicular y epidota.

La composición de los enclaves microgranudos oscila entre tonalítica y granodiorítica en función del grado de hibridación que presenten con la roca que los engloba. Los de composición más ácida son aquellos en los que hay xenofenocristales de feldespato potásico. Pueden ser porfídicos, con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa o cuarzo; los de cuarzo incluyen biotitas en sus bordes y multitud de apatitos aciculares; los de plagioclasa tienen menos inclusiones, pueden crecer en sineusis, y pueden estar zonados de manera oscilante o a parches, o no estarlo. La matriz esta formada por cuarzo y biotita xenomorfos, y plagioclasa subidiomorfa; localmente pueden aparecer zonas con acumulaciones de biotita o de allanita.

Además de enclaves microgranudos, están presentes otros fundamentalmente moscovíticos o biotíticos; los primeros estan formados por moscovita, cuarzo y pseudomorfos (posiblemente de cordierita) moscovitizados; los segundos están formados por grupos de cristales tabulares de biotita de color y pleocroismo más acusados que las del resto de la roca. Otros microenclaves biotíticos están constituidos por grupos de pequeños cristales de biotita de color claro y con pocas inclusiones, plagioclasa, cuarzo y algún apatito acicular, con textura de tendencia poligonal, y parece que están recrystalizados; estos enclaves puede ser considerados restíticos o como enclaves de encajante muy evolucionados.

Algunas muestras presentan importantes diferencias con respecto al estándar del conjunto: en primer lugar, la presencia abundante de moscovita que crece a partir de los feldespatos, plagioclasas o biotitas; en segundo lugar, la casi total alteración de la biotita, junto con la presencia de óxidos de hierro; por último la notable mayor abundancia de feldespato potásico. Todas estas son transformaciones que se deben a la circulación de fluidos hidrotermales asociados a fracturas.

4.2.2.1. *Granodiorita-monzogranito de grano medio, biotítica, porfídica seriada (facies Puerto del Pico) (13)*

Aflora en el sector central del borde sur de la hoja, rodeada por la granodiorita-monzogranito de fondo (12). Excepto por el oeste que tiene contacto mecánico con ella, su contacto es gradual, en algunos lugares a lo largo de un espacio dilatado, mientras que en otros es más corto. En el campo se caracteriza por su acentuado y constante porfidismo, por los cristales globosos de cuarzo que destacan mucho sobre la matriz, y por la presencia de algunos feldespatos con textura rapakivi; los megacristales de feldespato potásico miden entre 2 y 7 cm, y, comúnmente, definen una fábrica magmática de orientación variable, incluso a escala de afloramiento.

En su interior y en el borde Este afloran rocas básicas e intermedias (11); las relaciones entre ambos tipos de rocas pueden ser mecánicas o transicionales. También aflora intruyendo sobre

esta facies un pequeño apuntamiento de granito biotítico de grano grueso de reducida extensión, incluido en los leucogranitos en diques (3).

Petrografía

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

El feldespato potásico es más abundante como megacristal que como microclina intersticial en la matriz, donde ocupa espacios incluso entre cristales de cuarzo. Los megacristales son perfiticos y poiquilíticos, con inclusiones desordenadas de biotita, plagioclasa y cuarzo, e incluyen en sus bordes la matriz de la roca. Es de cristalización tardía.

La biotita forma cristales tabulares o xenomorfos, pero más frecuentemente se encuentra en agregados. Se adapta a la forma de cristales de plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales sub/xenomorfos maclados, zonados en algún caso levemente, o en otros casos con el núcleo a parches; es muy frecuente que crezca en sineusis; los cristales individuales nunca llegan al tamaño de los fenocristales de feldespato potásico. Incluye biotita de pequeño tamaño.

4.2.2.2. Granodiorita-monzogranito de grano medio, biotítico, porfídico y cordierítico (14)

Aflora según una banda cuya anchura oscila entre 0,5-1,5 km que separa el granitoide inhomogéneo y migmatitas s.l. (8) de la granodiorita-monzogranito de fondo (12) y, localmente, de la granodiorita de grano grueso, biotítica, porfídica (\pm cordierita) (10).

El contacto de esta facies cordierítica, que se interpreta como derivada de procesos de contaminación de la facies granodiorítica-monzogranítica de fondo, con el granitoide inhomogéneo y migmatitas s.l. (8) es claramente intrusivo, mientras que es transicional, más o menos extenso por zonas, en relación a la roca de fondo. En el campo esta transición consiste en la progresiva aparición de cristales de cordierita que son más frecuentes y van aumentando de tamaño con la proximidad a las migmatitas; a la vez también aparecen más enclaves métricos y decamétricos de migmatitas, nódulos de cuarzo y megacristales de feldespato potásico. En la cartografía se ha situado el contacto entre las dos facies allí donde la presencia de cordierita es detectable de «visu», lo cual no quiere decir que fuera de esa banda no exista algún cristal de cordierita disperso en la facies común de la granodiorita-monzogranito de fondo.

En su mineralogía es casi constante la presencia de cordierita como principal, habitualmente pseudomorfoseada por agregados de pinnita y moscovita; forma cristales grandes cuya relación con biotita y plagioclasa no ha podido observarse, ya que siempre aparece rodeada de cuarzo.

Petrografía

Al microscopio presenta una textura granuda subidiomorfa inequigranular y una composición mineralógica con cuarzo, plagioclasa, biotita, cordierita y feldespato potásico como minerales principales y apatito, circón, opacos y, en ocasiones, moscovita, como minerales accesorios.

Las plagioclasas son subidiomorfas macladas y por lo general no zonadas. La biotita presenta pleocroismo castaño pálido algo rojizo y suele aparecer en placas grandes aisladas o en grupos de pocos individuos. El cuarzo intersticial y poiquilítico con feldespato potásico. La cordierita muy constante como mineral principal, constituye grandes cristales, comúnmente pseudomorfeada por agregados de pinnita y moscovita, cuya relación con biotita y plagioclase no ha podido observarse ya que siempre aparecen rodeados por cuarzo.

4.2.3. Granito biotítico (\pm moscovita \pm cordierita \pm andalucita) (tipo Los Boquerones) (15)

Constituye un plutón circunscrito de pequeño tamaño, situado en el cuadrante SE de la hoja, en las proximidades del Parador Nacional de Gredos. Intruye sobre los monzogranitos y granodioritas biotíticas porfídicas que constituyen la unidad más extensa de la hoja (unidad de fondo); hacia el oeste el contacto buza 60° O y en sus proximidades aparecen estrechos diques de granito tipo Los Boquerones, con buzamiento similar, cortando la roca de fondo; hacia el este el contacto es subvertical.

Macroscópicamente es una roca de color gris claro, marrón claro por la alteración, de tamaño de grano medio, de tendencia equigranular y levemente porfídica (algunos cristales de feldespato potásico de tendencia idiomorfa son de tamaño un poco mayor que los demás componentes de la roca), en la que predomina la biotita sobre la moscovita.

Los enclaves han de ser escasos, pues durante la realización de este trabajo no se ha encontrado ninguno; sin embargo, BEA y MORENO VENTAS (1985a) citan la presencia de enclaves de roca encajante.

El único elemento estructural reseñable es una débil orientación norteadada subvertical, similar a la de la roca en la que encaja.

Petrografía

Al microscopio presenta una textura subidiomorfa inequigranular, que puede llegar a ser alo-triomorfa en algunos casos.

Sus minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclase y biotita; accesorios son moscovita, apatito, circón, monacita, opacos, pseudomorfos de cordierita, y andalucita; como minerales de alteración aparecen sericita, pinnita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico y epidota.

El cuarzo forma esporádicamente grandes agregados; es poiquilítico (incluye bioitita, plagioclasa, moscovita, circón y feldespato potásico) y principalmente intersticial. Incluye, junto con plagioclasa, algún pseudomorfo de cordierita. Parece haber tenido un largo periodo de cristalización pues, aunque incluye pequeñas plagioclasas, otras se adaptan a su forma.

El feldespato potásico es microclina peritítica que puede formar pequeños fenocristales poiquilíticos de hasta 1 cm maclados según las leyes de karslbád y en damero, pero que es principalmente intersticial; sobre ella crece casi siempre moscovita secundaria. Sustituye ampliamente a plagioclasa.

La plagioclasa es el mineral de aspecto más automorfo. Forma cristales de diversos tamaños, generalmente subidiomorfos, que nunca alcanzan el tamaño de los pequeños fenocristales de microclina. Los cristales mayores adaptan su borde al de los cristales de cuarzo, pero es más abundante como pequeños cristales, a veces xenomorfos, maclados según la ley de la albíta y que pueden crecer en sineusis. Incluye pequeñas biotitas y pseudomorfos de cordierita.

La biotita es un mineral escaso, xenomorfo y que raramente forma agregados. Su pleocroísmo varía de casi incoloro a marrón rojizo, y está muy alterada a clorita y moscovita.

La cordierita forma cristales de dos tipos: a) prismas idio/subidiomorfos de tamaño similar a las plagioclasas grandes, y b) pequeños cristales redondeados. Aparece totalmente pseudomorfizada a agregados de pinnita-moscovita e incluida solamente en los minerales de crecimiento tardío.

La andalucita es más escasa que la cordierita se observa como restos de cristales intersticiales mayores asociados a placas de moscovita que incluyen pequeños cristales goticulares de cuarzo (andalucita → moscovita + cuarzo).

La mayor parte de la moscovita proviene de la alteración de feldespatos, cordierita y andalucita, y forma placas alotriomorfas. Sin embargo, no se descarta que algunas grandes placas subidiomorfas sin relación directa con esos minerales, o creciendo con biotita, pudiera ser primaria.

4.2.4. Monzogranito biotítico porfídico (tipo Navacepedilla) (16)

Aflora al norte de la hoja en dos sectores que están separados por el granito de Garganta del Villar (18). El contacto del afloramiento occidental con el granitoide inhomogéneo y migmatitas s.l. (8) es intrusivo, localmente mecanizado. Por el Este está intruido por el granito de Garganta del Villar (18), cuyo contacto localmente buza débilmente hacia el NE y en otros puntos es mecánico. En el afloramiento situado más al Este, el contacto con el granito de Garganta del Villar es fundamentalmente mecánico; en relación al granito-monzogranito tipo Los Riscos-Puerto de Menga, el contacto es bastante neto, sin que pueda precisarse con mayor exactitud su naturaleza (la diferencia entre ambas facies en este sector es la mayor abundancia de fenocristales de feldespato potásico en la facies Los Riscos).

Se trata de una roca de color blanquecino, amarillenta por alteración, poco biotítica, en la que destacan por su abundancia los megacristales de feldespato potásico, que suelen medir entre 3 y 5 cm. Aflora formando lanchares o bolos de escasa altura.

Su matriz es de grano grueso. Los megacristales suelen definir una fábrica norteada subvertical (buzando 70° al E o al W).

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

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 enrejado) perítica 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 plagioclasas 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.

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 ley de la albita y creciendo a veces en sineusis.

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 poiquilítico; la biotita forma placas tabulares subidiomorfas, suele estar corroída por cuarzo y plagioclasas, e incluye gran cantidad de circones de diversos tamaños; la plagioclasa aparece como cristales tabulares que pueden crecer en sineusis, incluye biotita, y no suele estar zonada, el apatito tiene una tendencia acicular muy acentuada.

4.2.5. Granito-monzogranito biotítico porfídico (plutón de Navadijos) (17)

El plutón de Navadijos se sitúa en la zona central de la hoja, extendiéndose en dirección E-O desde la localidad de Navalacruz al E hasta San Martín de la Vega del Alberche al O. Toma su

nombre de la población de Navadijos, en las inmediaciones de la cual pueden observarse las características de esa roca. La extensión de esta unidad es de aproximadamente unos 30 km².

Se trata de un granito biotítico porfídico de grano grueso en el que pueden distinguirse dos facies principales en tránsito gradual, la facies común (17) y la facies de borde 817a), asociada esta última a las zonas de contacto con los granitoides biotíticos porfídicos de grano medio (12). Frente a estos últimos, presenta un contacto intrusivo salvo en zonas muy localizadas, donde el contacto es de carácter mecánico como consecuencia del desarrollo regional de los sistemas de fracturación tardihercínicos.

Las **facies común** del granito de Navadijos (17), formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, muestra una textura inequigranular con tamaño de grano grueso. La textura suele ser porfídica, caracterizada por la gran abundancia de megacristales de feldespato potásico. Estos muestran secciones tendentes a la equidimensionalidad, con tamaños entre 1,5 y 8 cm, promediables en 2,5-4 cm, cuyos bordes están indentados con pequeños cristales de cuarzo y feldespato de la mesostasis. Frecuentemente, los cristales más grandes de feldespato potásico presentan una zona con inclusiones de biotitas subidiomorfos de 1-3 mm, definiendo texturas *Frasl*.

Los cristales de cuarzo suelen constituir agregados policristalinos de morfologías subredondeadas, con tamaños variables, pero siempre dentro del intervalo grueso-muy grueso. Excepcionalmente alcanzan los 25 mm, aunque lo normal es que oscilen entre 5 y 15 mm.

La plagioclasa presenta secciones alotriomorfas, de tamaño de grano medio, variando entre 1 y 3 mm.

La biotita forma cristales subidiomorfos individualizados de unos 2 mm, aunque también es frecuente en agregados de contorno irregular, de tamaños entre 5 y 15 mm. Solamente se han observado heterogeneidades en la distribución de la biotita en zonas de layering, en las que alternan bandas de acumulación de biotita y bandas empobrecidas en esta fase mineral, más cuarzofeldespáticas y de potencias normalmente centimétricas. El contenido en biotita en la facies común oscila entre el 6 y el 8%.

Los enclaves que contiene la facies común del monzogranito de Navadijos son de tipo microgranular y muy escasos. Suelen mostrar secciones de contorno elongado, con tamaños según el mayor que varían de 4 a 25 cm, siendo más frecuentes en el intervalo 6-10 cm.

En cuanto a enclaves de otros granitoides, en el límite N del plutón pueden encontrarse restos de granitoides biotíticos porfídicos de grano medio (12) en el seno del granito de Navadijos, de dimensiones decimétricas y contorno difuso.

La **facies de borde** del plutón de Navadijos (17a) está formada por leucogranitos biotíticos de tamaño de grano medio a fino y textura groseramente equigranular. Se presenta en forma de bolsadas decimétricas a métricas de geometría irregular y tránsito gradual con respecto a la facies común. Aflora en el sector oriental del plutón de Navadijos, y suele contener enclaves parcialmente asimilados de los granitoides biotíticos porfídicos de grano medio (12). Está compuesta por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa alotriomorfas, biotita individualizada

subidiomorfa o alotriomorfa en proporciones en torno al 3-6% y cordierita, que supone aproximadamente el 2-4% en volumen y está recrystalizada a cloritas.

Tanto la facies común como la de borde del plutón de Navadijos presenta una fábrica interna magmática planar débil puesta de manifiesto por una disposición, no generalizada aunque sí patente, de los megacristales de feldespato potásico según planos de direcciones N 160° E a N 190° E, subverticales o con fuertes buzamientos al E.

La **foliación de carácter deformativo**, ocasional y muy localizada, se asocia a eventos tectónicos tardihercínicos y consiste en bandas miloníticas de potencia métrica, orientación NE-SO y subverticales, de las cuales la más desarrollada y con movimiento dextroso es la situada al NE de la localidad de Navadijos (HERREROS y BELLIDO, 1993; HERREROS, *et al.*, 1993).

El Cortejo filoniano relacionado con este plutón sigue tres direcciones, E-O, NE-SO y NO-SE y está compuesto fundamentalmente por diques ácidos (porfidos graníticos, leucogranitos biotíticos y cuarzo), con escasa representación de materiales básicos (lamprófidos). En la mayoría de los casos los diques tienen potencias decimétricas y siguen direcciones NE-SO o E-O.

Petrografía

Dentro del plutón de Navadijos pueden reconocerse, en función de sus características texturales, dos facies claramente distinguibles, la facies común y la facies de borde.

La **facies común** (17) está formada por términos graníticos biotíticos de textura porfídica o inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso. Los minerales principales que integran esta facies son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, presentando como accesorios apatito, circón, minerales opacos y monacita y, con carácter secundario, sericita, prehnita, clorita, fluorita, minerales opacos, zoisita-clinozoisita, epidota y feldespato potásico.

El cuarzo puede formar cristales individualizados de tamaño de grano medio a fino o agregados policristalinos, en ocasiones de morfología subcircular, de unos 5-6 mm de diámetro, fragmentados en múltiples subgranos de bordes levemente indentados. Como inclusiones, esta contenido dentro de las demás fases minerales principales. Su presencia es muy escasa dentro de la biotita. La mayoría de las inclusiones de cuarzo dentro del feldespato potásico presentan límites de grano automorfos. También puede cristalizar en los contactos entre feldespato potásico y biotita, a modo de fina banda discontinua, junto con microlitos subidiomorfos de plagioclasa. Ocasionalmente da lugar a texturas mirmequíticas de grano fino junto con plagioclasa y feldespato potásico.

El feldespato potásico puede formar parte de la matriz o constituir megacristales. En el primer caso, es intersticial frente al resto de las fases minerales principales. Presenta frecuentes pertitas de tipo film y patch y contiene inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. En los contactos entre granos de feldespato potásico se desarrolla un cordoncillo formado por microlitos de plagioclasa.

Cuando el feldespato potásico adopta la forma de megacristales, presenta macla de karlsbad, pertitas de tipo film y vein y los bordes están intercrecidos con cristales de biotita, plagioclasa

y cuarzo. Contiene numerosas inclusiones de plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa, biotita subidiomorfa y cuarzo intersticial rellenando fracturas.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos. El maclado más frecuente es el simple de dos individuos, sobre cada uno de los cuales se desarrolla un maclado polisintético. El zonado es continuo o bien oscilatorio muy difuso. Frente al feldespato potásico la plagioclasa desarrolla un fino borde alotriomorfo de recrecimiento albitico con textura mirmequítica, formado por intercrecimiento de albita + cuarzo. La sericitización es en general leve, mostrando una mayor intensidad en los núcleos de los cristales. Consiste en un reemplazamiento por sericita, prehnita y escasa zoisita-clinozoisita. Acompañando a este tipo de alteración, hay un tenue reemplazamiento local por feldespato potásico en forma de parches. Las inclusiones que contienen las plagioclasas son pequeños cristales subidiomorfos y alotriomorfos de biotita, apatito, minerales opacos y algún gránulo alotriomorfo y disperso de fluorita.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos que frecuentemente constituyen agregados de morfología irregular entre 1 y 7 mm compuestos por biotita + minerales opacos. Estos opacos, de carácter primario, pueden ser inclusiones dentro de la biotita o situarse en los contactos entre cristales de biotita.

El pleocroismo de la biotita varía entre castaño rojizo intenso y pardo amarillento claro. Contiene inclusiones de circón subidiomorfo o alotriomorfo, apatito de sección rectangular alargada y minerales opacos subidiomorfos y alotriomorfos. La cloritización es leve y progresa desde los planos de exfoliación hacia el interior del cristal, acompañada en ocasiones de neoformación de minerales opacos secundarios + epidota y, más raramente, clinozoisita. Igualmente ocasional es la formación en zonas cloritizadas de feldespato potásico secundario, crecido a favor de los planos de exfoliación.

Los minerales accesorios presentes en esta facies son apatito, circón, minerales opacos y monacita. El apatito suele estar incluido en biotita, pero también puede encontrarse dentro de cristales de plagioclasa, feldespato potásico e incluso cuarzo. La morfología más usual es prismática alargada. El circón puede estar incluido en biotita, feldespato potásico y plagioclasa y es subprismático. En alguno de ellos puede apreciarse la existencia de un zonado concéntrico. Los minerales opacos de carácter primario, incluidos en cristales de biotita o formando parte de agregados biotíticos, son alotriomorfos o subidiomorfos. La monacita, escasa, aparece frecuentemente incluida en biotita, con hábitos subidiomorfos o alotriomorfos, y también, aunque en menor proporción, dispersa en la matriz.

Entre los minerales secundarios se cuentan los productos de alteración de las plagioclasas (sericita, prehnita, fluorita y zoisita-clinozoisita) y los minerales procedentes de la degradación de biotitas (clorita, minerales opacos, epidota y feldespato potásico).

La segunda de las facies que integran el plutón de Navadijos es la **facies de borde** (17a). Está constituida por leucogranitos biotíticos, con textura inequigranular hipidiomorfa de grano fino a medio, que varía desde porfídica seriada hasta porfídica contrastada a medida que disminuye la proporción de máficos y la composición mineralógica de la roca va aproximándose más al eutectico. Los minerales principales que constituyen esta facies son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, presentando como accesorios apatito, circón, minerales opacos y monaci-

ta y como minerales secundarios clorita, sericita, epidota, minerales opacos, prehnita y moscovita. El porcentaje de biotita es menor que en la facies común, y siempre inferior al 5%.

La matriz está formada por un agregado granoblástico de cristales de cuarzo, feldespato potásico y, en menor proporción, plagioclasa, en la que destacan cristales de biotita y fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y, en cantidades subordinadas, feldespato potásico. El tamaño medio de grano de la matriz varía desde unos 650 μm .

- Los minerales accesorios son apatito, circón, minerales opacos y monacita. El apatito puede estar incluido en la biotita o en plagioclasa, en cuyo caso muestra hábitos más alargados. El circón, sin zonación, está incluido en biotita o disperso en la matriz. Los minerales opacos, subidiomorfos o alotriomorfos, están asociados a los escasos agregados biotíticos. La monacita, muy escasa, aparece incluida en biotitas, en plagioclasas o dispersa en la matriz, siempre con hábitos subidiomorfos.

Las fases secundarias se asocian a procesos de degradación de biotitas (clorita, epidota, minerales opacos y moscovita) o de plagioclasas (sericita, prehnita y muy escasa moscovita).

4.2.6. Granito biotítico (+moscovita) (tipo Garganta del Villar) (18)

Aflora en el cuadrante noroeste de la hoja, entre la depresión de San Martín de la Vega del Alberche y el Pico Serrota. Por el oeste intruye en el monzogranito de Navacepedilla (26): este contacto aparece subhorizontal o buzante ligeramente al norte y retocado por fracturas; en sus proximidades puede verse algún dique decimétrico de ellos intruyendo a los granitos-monzogranitos de Los Riscos-Puerto de Menga (17); el trazado cartográfico de ese contacto indica que está buzando al oeste; por su parte, el contacto en ese sector con el granito de Navacepedilla es neto y no se observa en él deformación ninguna.

Se trata de una roca de color blanquecino, que por su alteración toma tonos amarillentos y anaranjados. En sus afloramientos más suroccidentales el tamaño de grano es más grueso que en la zona del vértice Serrota, o que en las zonas próximas a Cepeda de La Mora. En las proximidades del vértice citado son frecuentes los diques subhorizontales de rocas aplíticas leucocráticas microporfídicas.

Los enclaves encontrados en esta roca son exclusivamente surmicáceos de origen restítico y aparece cortada, principalmente por diques sieníticos y lamprofídicos.

Petrografía

Al microscopio presenta una textura subidiomorfa inequigranular, localmente porfídica. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita; son accesorios circón, apatito y opacos y secundarios, clorita, sericita, moscovita, epidota y rutilo sagenítico.

El cuarzo forma agregados de cristales que incluye alguna pequeña plagioclasa o biotita y, en menor medida, pequeños circones muy limpios.

La microclina es intersticial o forma pequeños fenocristales pertíticos poiquilíticos. Está corroída por mirmequitas, por lóbulos albiticos que crecen desde las plagioclasas, y por albita intergranular.

La plagioclasa predomina como cristales grandes, maclados según la ley de la albita, zonados ligeramente, y frecuentemente crecidos en sineusis.

La biotita forma cristales tabulares subidiomorfos muy ricos en inclusiones, sobre todo de apatito.

La moscovita procede de la alteración de las plagioclasas y, en menor medida, de la biotita. El apatito puede alcanzar tamaños muy grandes.

4.2.7. Leucogranito biotítico (+ moscovita) de San Martín de la Vega del Alberche (19)

Aflora exclusivamente en dicha localidad; se trata de un pequeño macizo cuyas relaciones con otras unidades quedan ocultas bajo el relleno cuaternario de la Vega Alta del Alberche.

Se trata de una roca de color amarillento cuyos afloramientos constituyen lanchares discontinuos; su tamaño de grano es medio, es muy rica en cuarzo y la moscovita abunda más que la biotita.

Petrografía

Al microscopio su textura es granuda subidiomorfa inequigranular. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita; son accesorios biotita, opacos, fibrolita, turmalina, circón y pseudomorfos de cordierita; son minerales secundarios: casi toda la moscovita, biotita verde, clorita, epidota, esfena, pinnita, feldespato potásico y sericita.

Los únicos minerales de tendencia idiomorfa son algunas plagioclasas de forma cuadrangular, que suelen estar macladas según las leyes de albita y periclina; en algunos casos se adaptan a la forma de los cristales de cuarzo o rellenan espacios entre ellos, pero también aparecen incluidas en él. El feldespato potásico es microclina pertítica intersticial; en ocasiones se observan pequeños cristales que incluyen a casi todos los demás minerales; con frecuencia sustituye a la plagioclasa. El cuarzo forma monocristales o pequeños agregados. La biotita está casi totalmente alterada a biotita verde, clorita, opacos, esfena, feldespato potásico y epidota. Los pseudomorfos de cordierita son de pequeño tamaño.

4.2.8. Monzogranito biotítico microporfidico (tipo Majadillas) (20)

Conforma una masa de reducidas dimensiones asociada a un conjunto de diques interconectados entre sí cuyos buzamientos varían de subhorizontal a verticales. Esta unidad aparece encajada en las granodioritas-monzogranitos biotíticos (12) mediante contactos intrusivo neto. Se

trata de una roca de color claro muy cuarzosa y con poca biotita, en la que destaca su textura microporfídica definida por pequeños fenocristales de plagioclasa y de cuarzo, estos últimos casi siempre fracturados, en una matriz de grano fino microgranuda y aspecto sacaroideo.

Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico; son accesorios apatito, circón, opacos y pseudomorfos de cordierita; y como secundarios aparecen moscovita, sericita y clorita.

Los fenocristales de plagioclasa son subidiomorfos, están zonados de manera directa y maclados, y pueden estar recrecidos. El cuarzo es más abundante en la matriz que como fenocristal; corroe a las plagioclasas y su forma se adapta a la de los pseudomorfos de cordierita. El feldespato potásico es intersticial y puede ser peritítico. Los pseudomorfos de cordierita son muy escasos.

4.3. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se describen los distintos tipos de rocas filonianas presentes en la hoja.

Tal y como se expuso en el capítulo de Tectónica, los rellenos filonianos más antiguos (Tardihercínicos) en este sector del Sistema Central son los pórfidos graníticos, los de naturaleza granodiorita-adamellítica y los diques aplíticos de rumbo EO (ENE/OSO y ONO-ESE) (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS, 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992).

Las rocas filonianas más recientes, a los que se les asigna una edad Alpina, son fundamentalmente, de carácter alcalino (diabasas, lamprófidos camptoníticos y pórfidos sieníticos) (VILLASECA, *et al.*, 1992), y de cuarzo. Según este autor, el episodio intrusivo alpino tuvo lugar en el límite Triásico-Jurásico.

4.3.1. Rocas filonianas tardihercínicas

4.3.1.1. *Porfidos granodioríticos (1)*

Afloran en haces de pocos diques o en diques aislados que aparecen intruidos con preferencia en las granodioritas-monzogranitos de fondo (12) siempre con direcciones aproximadas N 100° E y subverticales.

Macroscópicamente se distinguen fenocristales de cuarzo, que pueden tener pequeños golfos de corrosión, de plagioclasa, de feldespato potásico, que definen una orientación de flujo paralela a los bordes, y de biotita, en una matriz afanítica; por efecto de un enfriamiento rápido los bordes de los diques tienen la matriz casi vítrea y muchos menos fenocristales que las zonas internas; también presentan pequeños enclaves microgranudos.

Los fenocristales de cuarzo son de tendencia subidiomorfa y tienen generalmente golfos de corrosión; algunos aparecen fracturados, y esas fracturas están rellenas por la matriz de la roca; incluye biotita y circón.

Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos, con maclas de albita o karlsbad y pueden crecer en sineusis; algunos cristales no están maclados, pero sí zonados de manera oscilante al igual que en la granodiorita-adamellita de fondo (12) o también a parches; incluyen biotita.

Los fenocristales de microclina, que son los de menor tamaño, están corroídos localmente por la matriz; incluyen cuarzo reticular, plagioclasa y bitoita, y pueden tener intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

Finalmente, los fenocristales de biotita suelen formar placas tabulares de distintos tamaños.

La matriz de estas rocas está formada por los mismos minerales que aparecen como fenocristales o plagioclasa en muy pequeñas proporciones y la disposición de las pequeñas pajuelas de biotita definen en ella una orientación fluidal.

4.3.1.2. *Porfidos graníticos (2)*

En este apartado se describe un conjunto de rocas filonianas caracterizadas por su textura porfídica y matriz microgranuda, y por su composición ácida. Algunos de ellos son cartografiables y a la escala de trabajo pueden seguirse a lo largo de muchos kilómetros, mientras que otros pueden tener hasta medio metro de potencia y su continuidad se desconoce.

Emplazan en los granitoides inhomogéneos y migmatitas s.l. (8) y en la granodiorita-monzogranito de fondo (12); están cortados por los diques de cuarzo (7) y por los lamprófidos (5). Sus direcciones predominantes oscilantes entre N 70° E y E-O y son subverticales.

Mineralógicamente se caracterizan por pequeños fenocristales de cuarzo, plagioclasa, microclina, \pm biotita, y por una matriz con cuarzo, moscovita, plagioclasa, \pm biotita, \pm microclina.

Los fenocristales de cuarzo son xeno/subidiomorfos, y pueden tener golfos de corrosión; en la matriz es xenomorfo e incluye apatitos aciculares; también forma intercrecimientos gráficos con el feldespatos potásico.

La microclina a veces es escasa en la matriz; los fenocristales son de menor tamaño que los de plagioclasa, mineral al que incluyen y sustituyen.

La biotita no aparece en todos los diques, bien porque no haya existido, o bien porque esté completamente alterada a moscovita; su pleocroismo es bastante débil; forma fenocristales tabulares sub/xenomorfos ricos en inclusiones y, a veces corroídos; en la matriz aparece como pequeñas pajuelas.

La plagioclasa forma fenocristales subidiomorfos tabulares, con macla de albita o karlsbad, a veces con un ligero zonado continuo en el borde, que pueden crecer en sineusis; en la matriz puede ser xenomorfa.

La moscovita puede ser abundante, y proviene de alteración de feldesaptos, biotita, y de posibles cordieritas a las que pseudomorfiza.

4.3.1.3. *Leucogranitos (3)*

Dentro de este apartado se describen una serie de pequeños afloramientos cuya única y exclusiva relación consiste en que su morfología suele ser tabular y su composición leucocrática, sin que exista relación genética entre la mayor parte de ellas.

Cortando a la granodiorita-monzogranito de fondo (12) están los afloramientos de Cepegato (al sur del plutón de Los Boquerones), Rojomaril (al noreste de Serranillos), y La Pedriza (al este del Puerto de Menga); el afloramiento cercano a Cruz de Piedra, el único que no es de tipo aplitoide, encaja en las Facies Puerto del Pico (13) y en la zona de mezcla magmática; en las Facies Los Riscos-Puerto de Menga (17) encaja el dique vertical situado al norte de Las Vueltas.

Los de tipo aplitoide están compuestos por cuarzo plagioclasa, microclina, cantidades variables de biotita, y pequeñas cantidades de cordierita en el caso de Rojomaril y Las Vueltas. Son muy frecuentes en ellos los intercrecimientos mirmequíticos y la presencia de albitas postmagmáticas ameboides que corroen al feldespato potásico.

El afloramiento de Cruz de Piedra consiste en una roca leucocrática de grano grueso no porfídica y biotítica, con abundante feldespato potásico.

Es posible que estas rocas representen facies magmáticas evolucionadas residuales, más o menos aluminicas, y que hayan intruido en momentos terminales de la consolidación magmática de los grandes plutones con los que aparecen relacionadas.

4.3.1.4. *MICROGRANITOIDE INHOMOGENEO CON ENCLAVES (4)*

Se trata de un dique de color gris o verdoso que corta a la Facies Los Riscos-Puerto de Menga en las proximidades del cruce de la Carretera Nacional 502 con la de Navalacruz. La razón de no haberlo incluido en el grupo de Leucogranitos en diques es la variabilidad de su composición, que oscila entre términos graníticos, granodioríticos e incluso dioríticos.

Su característica definitoria es la gran cantidad de enclaves centimétricos y microenclaves que posee, siempre de tipo restítico o migmatítico, consistentes en concentraciones de cordierita, biotita y, en ocasiones, sillimanita.

Al microscopio su textura suele ser porfídica con una matriz microgranuda heterogranular, a veces con tendencia aplitoide. En unos casos los fenocristales son de plagioclasa y de pseudomorfos de cordierita; en otros, además de los de plagioclasa, son de feldespato potásico y cuarzo xenomorfo. La plagioclasa suele ser idiomorfa, xenomorfa en la matriz, maclada según las leyes de albita y periclina, en algunos casos zonada de forma directa; incluye en sus bordes cuarzo y biotita. El feldespato potásico generalmente se limita a la matriz, donde se presenta como microclina intersticial. El cuarzo forma agregados poiquilíticos y pequeños monocristales que corroen a la plagioclasa. La biotita forma pequeños cristales de tendencia xenomorfa, habitualmente alterados a clorita y rutilo sagenítico.

Existen unos agregados de biotita, moscovita y pseudomorfos de cordierita que se individualizan claramente en la matriz de la roca, y que corresponden a microenclaves de tipo restítico indeterminado o bien pueden proceder de migmatitas infrayacentes. En ninguna otra roca del conjunto de la hoja, con la excepción quizá de determinados sectores de la granodiorita-mon-

zogradito-cordierítico (13) muy próximos a afloramientos de los granitoides inhomogéneos y migmatitas s.l. (8), se ha observado una densidad tan grande de enclaves parecidos.

4.3.1.5. *Lamprofidos* (5)

Afloran a lo largo de toda la hoja en diques aislados o en pequeños enjambres de diques cortos y de escasa potencia (0,5 m a 5 m), con direcciones que oscilan entre N-S y N 45° E y subverticales. A veces aprovechan fracturas E-O rellenas previamente por pórfidos graníticos, aunque quizá los que lleven esta dirección pertenezcan a un episodio intrusivo anterior tal como describe regionalmente UBANELL (1981). Aparecen emplazados, fundamentalmente, en la granodiorita-monzogradito de fondo (12) y en los granitos tipo Navacepedilla (16) y Garganta del Villar (18). Cortan a los pórfidos graníticos (2) y son a su vez cortados por los diques de cuarzo (8) de dirección NE-SO. En sus alrededores la roca encajante puede estar episienitizada.

A pesar de que existen algunas diferencias texturales entre las muestras estudiadas, casi todas ellas coinciden con la descripción que de las captonitas hacen BEA y CORRETGE (1986). Aunque cuando están frescas son rocas muy oscuras, y cuando están alteradas son grises o marrones, siempre destacan los fenocristales de anfíbol y de piroxeno.

Al microscopio la textura puede ser microlítica o microgranuda. Los fenocristales son de clinopiroxeno, anfíbol marrón, \pm biotita, \pm plagioclasa, \pm cuarzo; los de cuarzo están asociados a carbonatos o a clorita, lo que indica que están pseudomorfizando a anfíboles o piroxenos; los de anfíbol aparecen en placas basales o tabulares estrechas; los de clinopiroxeno son idiomorfos y se alteran, de manera similar al anfíbol, a clorita, cuarzo, carbonatos, serpentina, esfena y opacos; los de plagioclasa son muy escasos. La matriz está formada por biotita, clorita, plagioclasa, pequeños clinopiroxenos, feldespato potásico, gran cantidad de apatito acicular, allanita, y opacos.

Otra roca asimilable a este grupo es el lamprófico brechoidal que aflora en las proximidades de Serranillos, en el SO de la hoja. Ambos son afloramientos muy pequeños cuya forma no ha podido determinarse con exactitud, pero que es muy posible no sobrepasen los 20 \times 20 m. Se trata de una roca de color verde oscuro microporfídica con una gran diversidad de enclaves xenolíticos. Está constituida por fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol, abundantemente pseudomorfizados, en una matriz con microlitos de plagioclasa, biotita y opacos; los enclaves pueden ser de la roca encajante (granodiorita-monzogradito (12)) o de rocas que no afloran en la zona: rocas metamórficas esquistosas, granulitas, y rocas granoblásticas con granate. Todas estas características son similares a las de la roca descrita por UBANELL y ROSALES (1981) y NÚEZ, *et al.* (1982) en la Sierra de la Paramera, en las proximidades del borde NE de esta hoja; estos autores consideran que se trata de una brecha eruptiva emplazada en relación con fracturas de alcance cortical.

4.3.1.6. *Pórfidos sieníticos* (6)

Afloran con dirección nortada y buzamientos subverticales en distintos lugares de la hoja. En la cartografía sólo figura unos de ellos que es de señalar por su mayor potencia (4 m), está

cortando al Granito de Garganta del Villar (18), considerando entre las unidades plutónicas de intrusión una tardía en la hoja.

Son rocas de color rojizo («ladrillo») con fenocristales de feldespato potásico aislados o creciendo en sineusis, y clorita, que pseudomorfiza a biotita o a anfíbol, en una matriz microlítica formada por plagioclasa, cuarzo, clorita, opacos, epidota, zoisita, apatito, carbonatos y óxidos de hierro. La plagioclasa está casi totalmente alterada (sericita, saussurita y epidota).

4.3.1.7. *Diques de cuarzo (7)*

En el cuadrante suoreste de la hoja afloran, cortando a todas las rocas filonianas anteriores y con dirección NE-SO, unos diques de cuarzo que están rellenando de manera discontinua grandes fallas kilométricas a veces dispuestas en relevo. Su potencia puede llegar a 50 m. Alguno de ellos ha sido investigado durante los años 70 por sus mineralizaciones de uranio (NO de Barajas). Son similares a los «sierros» descritos por GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971) al oeste de esta región.

Delimitando el contacto de las Rocas Básicas e intermedias (11) con la granodiorita-monzogranito de Facies Puerto del Pico (13) se dispone un dique de cuarzo de dirección aproximadamente similar a los anteriores, pero evidentemente más antiguo, pues está desplazado por fracturas que son cortadas por aquellos.

Tal y como se observa en un dique de dirección N 45° E y potencia métrica, situado inmediatamente al este de Hoyos del Espino, en el que el cuarzo empasta fragmentos de milonita, el relleno de cuarzo puede representar reactivaciones de fracturas más antiguas.

5. GEOCRONOLOGÍA

En relación a este epígrafe se han recogido los siguientes antecedentes:

En sectores más orientales del Sistema Central se han datado cuerpos graníticos hercínicos desde 344 m.a. a 275 m.a., es decir, desde el Viseense hasta el Pérmico inferior (IBARROLA, *et al.*, 1987). Por otra parte, el Plutón de La Cabrera, unidad tardía postectónica y postmetamórfica, ha sido datado en 287-310 m.a. (VIALETTE, *et al.*, 1981).

Se puede establecer a partir de estos datos que, en el sector de Guadarrama, la fase 2 hercínica es anterior a 344 m.a., y que la fase 3 se desarrollaría entre 344 m.a. y 310 m.a., más próxima a la primera de esas edades puesto que, como apuntan los autores, existe la posibilidad de que el emplazamiento de la adamellita de Villacastín esté relacionado con el desarrollo de las estructuras de dicha fase de deformación.

En sectores más próximos han sido datadas la Granodiorita de Hoyos, presente en esta hoja, y las Granodioritas subautóctonas del CAPN, obteniéndose una edad para la primera entre 301 m.a. y 323 m.a., y para la segunda de 310 m.a. (PEREIRA, *et al.*, 1992). Estas rocas son consideradas por los autores como sincinemáticas con la fase 2 y con la edad de la máxima

producción anatética, por lo que admiten que ésta se habría desarrollado entre 320 m.a. y 310 m.a.

La diferencia de edades para la fase 2 entre los sectores de Guadarrama y Gredos es atribuida por los autores citados al carácter migratorio de la deformación a lo largo de la cadena hercínica.

Sobre los materiales prehercínicos existentes en la zona, que constituyen el protolito del CAPN, se ha efectuado una datación (PEREIRA, *et al.*, 1992) y se ha obtenido una edad mínima de 528 ± 14 m.a. para el ortogneis de La Almohalla y las migmatitas mesocráticas y pelíticas, lo que estaría implicando la existencia de actividad magmática y metamórfica de edad finicadmense.

También han sido datadas las rocas básicas del Prado de las Pozas, al SO de esta zona, y se ha obtenido una edad para ellas de 416 ± 21 m.a. (PEREIRA, *et al.*, 1992). Sin embargo, esas rocas no son comparables a las que afloran en esta hoja, pues aquí los contactos entre las rocas básicas y las graníticas son habitualmente graduales y muestran estructuras típicas de mezcla de magmas, mientras que aquellas están cortadas por diques graníticos y muestran contactos netos y formas angulosas típicos de rocas encajantes.

También existen dataciones radiométricas de filones básicos norteados análogos a los presentes en esta hoja, y para el dique de Plasencia-Alentejo, que los distintos autores consideran relacionados con la fracturación previa a la apertura del Atlántico Norte (TEIXEIRA, 1981; FERREIRA y MACEDO, 1979; SHERMERHORN, *et al.*, 1978; SCHOTT, *et al.*, 1981).

Las edades obtenidas oscilan entre los 223 m.a. y 200 m.a. para los diques norteados, y entre 160 m.a. y 200 m.a. para el dique de Plasencia, que intruiría mediante diversos pulsos magmáticos durante el Jurásico inferior y medio.

La edad de los diques E-O y la de la etapa principal de episienitización en la sierra de Guadarrama, han sido determinadas en 267 m.a. (CABALLERO, *et al.*, 1992) y 226 m.a., respectivamente (CASQUET, *et al.*, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992), y corresponden a periodos de fracturación o reactivación del basamento.

Por último, señalar los datos radiométricos publicados en HERREROS, *et al.* (1993) que datan en 274 ± 6 m a una zona milonítica desarrollada sobre el Plutón de Navadijos (17), en las proximidades de esta localidad, situada hacia la zona central de la hoja de Navatalgordo.

5.1. DATACIONES RADIOMÉTRICAS

Dentro del grupo de rocas graníticas hercínicas-poscinemáticas de la hoja de Navatalgordo, se han realizado tres isocronas mediante el método Rb/Sr, de las siguientes facies:

- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12) (unidad de fondo).
- Granito biotítico (\pm moscovita + cordierita \pm andalucita), tipo Los Boquerones (15).

- Granito-monzogranito biotítico porfídico con megacristales abundantes, tipo Los Riscos-Puerto de Menga (12a).

Los contenidos en Rb y Sr y las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se han determinado mediante ICP-MS en la Universidad de Granada. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se ha determinado mediante TIMS en el «Institute of Precambrian Geochronology and Geology», de St. Petesburg (Rusia).

- La isocrona de las granodioritas-monzograníticas biotíticas porfídicas de grano medio (12) (Figura 5.3), indica una edad de $305,9 \pm 4,8$ Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,708312 + 0,000452$ y una MSWD de 0,186.

- La isocrona de la unidad de los granitos tipo Los Boquerones (15) (Figura 5.5) señala una edad de 311 ± 35 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,713833 + 0,008561$ y una MSWD de 20,6.

Finalmente, la isocrona correspondiente a las granodioritas-monzogranitos de grano medio con megacristales de feldespatos muy abundantes del Puerto de Menga (12a) (Figura 5.4) ha dado una edad de 295 ± 35 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,709231 \pm 0,003246$ y una MSWD de 3.

Tanto la isocrona de los granitos tipo Los Boquerones como la correspondiente a los granitos de Los Riscos Puerto de Menga presentan un margen de error muy elevado. La edad absoluta obtenida para el granito de Los Boquerones (311 ± 35 m.a.) es superior a la determinada para las granodiorita-monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12), hecho que no se ajusta a las observaciones de campo, donde el granito de Los Boquerones aparece claramente intrusivo en las granodioritas-monzogranitos (12). El elevado margen de error obtenido en las dataciones de los granitos de Los Boquerones y los del Puerto de Menga (12a) se interpreta como probablemente relacionado a la presencia de material restítico. La isocrona de la granodiorita-monzogranito de fondo, por su parte, presenta un ajuste excelente.

- Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial son prácticamente similares para los monzogranitos con megacristales abundantes (12a) y para las facies de monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12). Esto puede suponer, en ambos casos, una procedencia cortical, en condiciones de homogeneidad isotópica, con escasa o nula participación de materiales mantélicos.

- En relación a los datos bibliográficos de geocronología de granitoides en el Sistema Central, referidos en el apartado anterior, las edades obtenidas para las unidades graníticas hercínicas tardi-postcinemáticas datadas en la hoja de Navatalgordo, están comprendidas dentro de las edades determinadas para los cuerpos graníticos hercínicos (344 m.a.-275 m.a.) datados en sectores orientales del Sistema Central y son coherentes con la edad determinada (287-310 m.a.) para la unidad tardía de La Cabrera (VIALETTE, *et al.*, *op. cit.*).

En lo que respecta a la tectónica hercínica, puede concluirse que en este sector del Sistema Central en que se localiza la hoja de Navatalgordo, la tercera fase de deformación hercínica tuvo lugar con anterioridad a los 311 m.a.

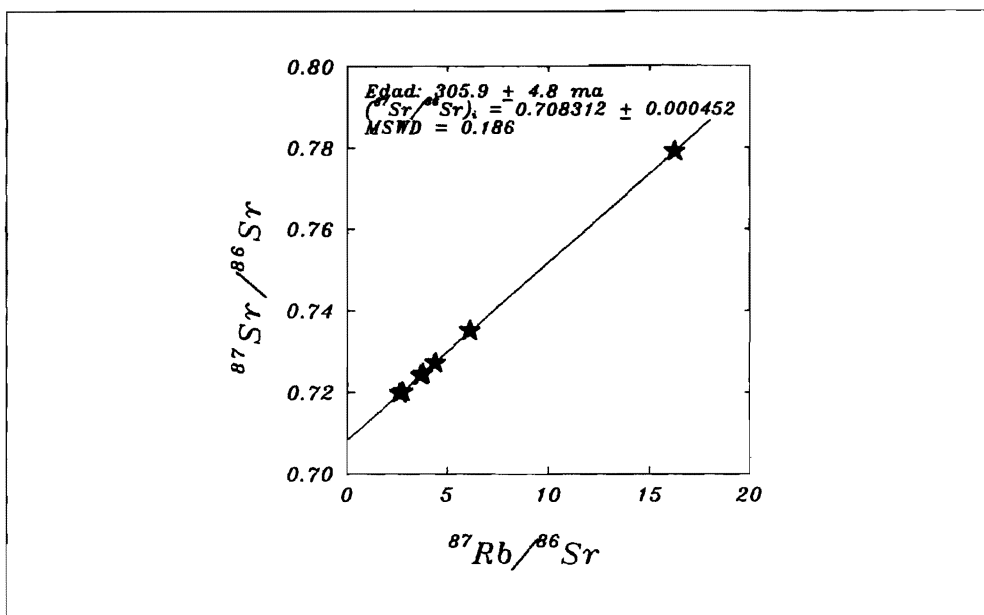


Figura 5.3. Isocrona de las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio (12).

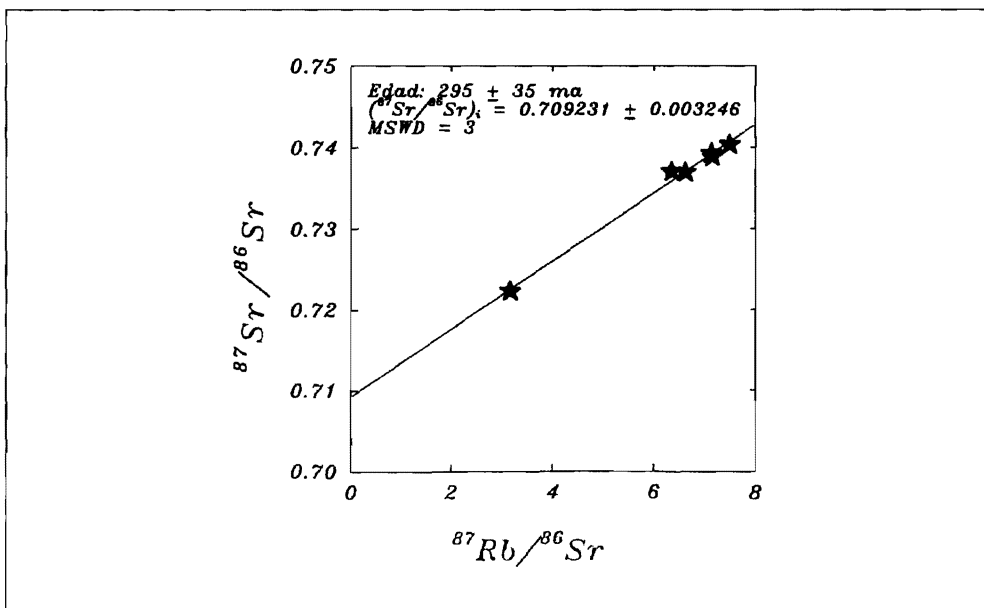


Figura 5.4. Isocrona del granito-monzogranito biotítico porfídico con megacristales abundantes (12a).

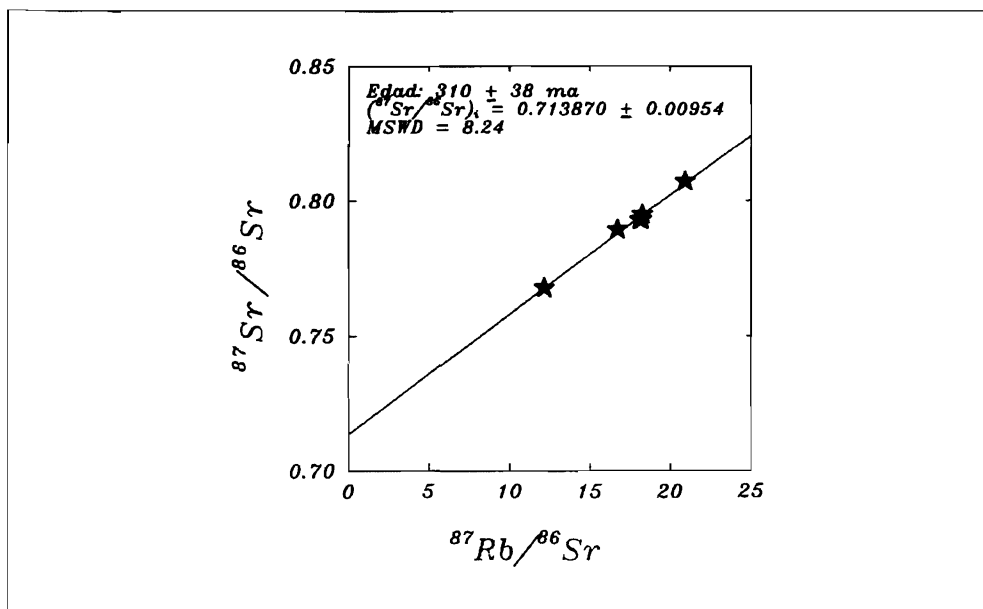


Figura 5.5. Isocrona del granito tipo Los Boquerones.

6. GEOQUÍMICA

Para la realización del estudio geoquímico de la hoja de Navatlgordo se han analizado 50 muestras de roca, cuyos resultados analíticos aparecen reflejados en las Tablas adjuntas y se han elaborado diagramas de variación SiO_2 óxidos y SiO_2 elementos traza, diagramas ternarios Rb-Ba-Sr y de tierras raras.

Las denominaciones de los distintos tipos de roca analizados, y la leyenda para su identificación en los diagramas que se adjuntan, son los siguientes:

Denominación	Número de muestras	Leyenda-diagramas
Rocas básicas e intermedias (11)	1	triángulos levógiros
Granodiorita monzogranito biotítico porfídico (12)	16	puntos negros
Granodiorita monzogranito biotítico con megacrístales abundantes (12a)	8	triángulos
Granodiorita monzogranito seriado (13)	1	aspa más cruz
Granodiorita monzogranito cordierítico (14)	1	triángulos levógiros pequeños
Granito de dos micas tipo Boquerones (15)	3	triángulos invertidos
Monzogranito biotítico porfídico Navacepedilla (16)	4	triángulos dextrógiros
Granito biotítico porfídico (Navadijos) (17)	3	triángulos con círculo
Monzogranito biotítico porfídico tipo Menga (17)	3	rombos
Granito de dos micas tipo Garganta del Villar (18)	1	estrellas
Leucogranito de San Martín de la Vega (19)	1	pentágonos
Granodiorita de grano grueso biotítica porfídica (10)	1	barra vertical
Granitoide inhomogéneo (8)	1	barra horizontal
Microgranito inhomogéneo con enclaves (4)	2	Y invertida
Leucogranitos en diques (3)	1	aspas con barra vertical
Diques de pórfido (1)	1	asteriscos
Diques de pórfido (2)	1	aspas
Enclaves		

Tabla de elementos mayores de la hoja de Navatlgordo (1)

	HV-9305	HV-9310	HV-9328	HV-9330	HV-9340	HV-9371	HV-9382	HV-9383	HV-9384	HV-9389	HV-9392	HV-9401	HV-9402
SiO ₂	69,93	69,66	68,77	74,23	70,00	67,75	68,18	67,51	67,45	66,33	73,85	65,71	74,08
TiO ₂	0,50	0,40	0,49	0,04	0,43	0,57	0,53	0,57	0,56	0,62	0,17	0,67	0,14
Al ₂ O ₃	14,40	15,12	15,56	14,57	14,66	15,26	15,21	15,42	15,46	15,90	13,72	15,86	13,90
Fe ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	3,18	2,74	2,82	0,87	2,90	3,60	3,50	3,68	3,57	3,95	1,17	4,16	1,34
MgO	0,83	0,71	0,93	0,01	0,77	1,12	1,10	1,21	1,20	1,34	0,23	1,47	0,22
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,02	0,06	0,03
CaO	1,89	2,24	2,03	0,57	1,73	2,19	2,36	2,52	2,33	2,47	0,77	2,77	0,84
Na ₂ O	3,29	3,83	3,93	4,74	3,77	3,53	3,65	3,63	3,38	3,64	2,85	3,80	3,42
K ₂ O	4,53	4,11	4,29	3,18	4,54	4,30	4,21	4,05	4,81	4,14	5,57	4,13	5,18
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,26	0,37	0,16	0,19	0,18	0,20	0,19	0,21	0,11	0,23	0,13
P.p.C.	0,87	0,68	0,56	1,28	0,63	1,00	0,62	0,70	0,60	0,90	1,40	0,60	0,56
Suma	99,65	99,65	99,68	99,89	99,66	99,57	99,61	99,55	99,61	99,56	99,86	99,46	99,84
	HV-9405	HV-9406	HV-9409	HV-9410	HV-9412	HV-9413	HV-9450	HV-9451	HV-9452	HV-9453	HV-9454	HV-9455	HV-9456
SiO ₂	61,21	65,70	68,01	68,03	73,79	68,25	70,51	70,45	69,64	71,83	71,29	73,45	68,04
TiO ₂	0,94	0,67	0,52	0,54	0,04	0,50	0,49	0,47	0,34	0,51	0,44	0,21	0,47
Al ₂ O ₃	15,96	15,95	15,23	15,20	14,87	15,15	14,12	14,84	15,56	13,66	14,66	14,44	15,15
Fe ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	5,84	4,16	3,43	3,53	0,83	3,34	2,96	2,79	2,16	3,05	2,68	1,63	2,93
MgO	3,70	1,53	1,17	1,22	0,09	1,14	0,77	0,80	0,59	0,81	0,80	0,32	0,97
MnO	0,09	0,07	0,06	0,06	0,02	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06
CaO	4,14	2,79	2,41	2,45	0,52	2,18	1,82	2,07	1,79	1,76	1,84	0,82	2,05
Na ₂ O	3,18	3,65	3,72	3,71	4,23	3,64	3,10	3,35	3,39	3,05	3,24	3,04	3,21
K ₂ O	2,79	3,95	4,30	4,05	3,97	4,50	4,56	4,30	5,36	4,03	4,62	5,30	4,71
P ₂ O ₅	0,24	0,27	0,19	0,19	0,43	0,17	0,19	0,18	0,14	0,19	0,17	0,18	1,17
P.p.C.	1,25	0,80	0,52	0,62	1,09	0,69	0,49	0,49	0,48	0,37	0,47	0,53	0,00
Suma	99,34	99,54	99,62	99,60	99,88	99,62	99,07	99,80	99,50	99,32	100,28	99,97	98,76

Tabla de elementos mayores de la hoja de Navatalgordo (2)

	HV-9457	HV-9458	HV-9459	HV-9450	HV-9461	HV-9462	HV-9463	HV-9464	HV-9465	HV-94666	HV-9467	HV-9468	HV-9469
SiO ₂	75,21	69,84	74,13	65,89	70,01	73,43	67,48	68,16	66,03	74,24	55,59	67,30	66,93
TiO ₂	0,09	0,39	0,20	0,71	0,38	0,18	0,56	0,62	0,73	0,21	0,84	0,56	0,65
Al ₂ O ₃	14,51	15,11	14,34	15,97	14,83	14,36	15,56	15,08	15,97	14,28	17,15	15,98	15,52
Fe ₂ O ₃	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,03
FeO	1,02	2,41	1,56	4,17	2,27	1,41	3,34	3,56	4,02	1,56	6,97	3,42	4,02
MgO	0,08	0,63	0,31	1,45	0,62	0,30	1,13	1,08	1,18	0,30	4,52	1,15	1,46
MnO	0,05	0,05	0,04	0,09	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,03	0,14	0,06	0,06
CaO	0,32	1,89	0,66	2,66	1,62	0,77	2,32	2,44	2,56	0,46	7,23	2,78	2,42
Na ₂ O	3,57	3,27	3,01	3,43	3,24	3,01	3,36	3,23	3,78	2,70	2,27	3,56	2,82
K ₂ O	4,20	5,07	5,15	4,00	4,98	5,27	4,53	4,37	4,07	5,23	2,31	3,66	3,67
P ₂ O ₅	0,23	0,17	0,19	0,30	0,15	0,24	0,20	0,21	0,21	0,19	0,19	0,29	0,27
P.p.C	0,93	0,36	0,62	0,57	0,65	0,62	0,58	0,54	0,44	1,00	1,45	0,55	1,74
Suma	100,21	99,19	100,21	99,24	98,80	99,63	99,12	99,35	99,06	100,20	98,66	99,31	99,53
	HV-9470	JF-9007	JF-9009	JF-9021	JF-9022	JF-9023	JF-9039	JF-9040	JF-9041	JF-9042	JF-9079		
SiO ₂	65,01	71,39	65,90	65,92	74,15	62,61	72,65	69,97	73,65	65,13	72,67		
TiO ₂	0,87	0,34	0,71	0,71	0,17	0,91	0,19	0,45	0,15	0,77	0,36		
Al ₂ O ₃	18,60	14,45	16,03	15,72	14,50	16,86	15,00	14,01	14,77	16,12	13,45		
Fe ₂ O ₃	0,73	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a		
FeO	5,03	2,24	4,27	4,03	1,10	5,05	1,58	2,73	1,31	4,50	2,73		
MgO	2,40	0,47	1,31	1,40	0,22	1,86	0,28	0,74	0,27	1,55	0,60		
MnO	0,09	0,04	0,07	0,06	0,04	0,08	0,02	0,06	0,03	0,08	0,05		
CaO	1,07	1,42	2,80	2,91	0,79	3,74	0,48	1,78	0,57	3,04	1,55		
Na ₂ O	2,37	3,42	3,36	3,29	3,28	3,47	3,11	3,14	3,38	3,33	3,34		
K ₂ O	3,49	5,13	4,03	4,03	5,11	3,60	5,02	4,18	4,87	3,94	4,13		
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,26	0,27	0,22	0,30	0,41	0,16	0,41	0,27	0,11		
P.p.C.	0,00	0,68	0,53	0,48	0,63	0,63	0,95	0,91	0,63	0,40	0,70		
Suma	99,84	99,73	99,27	98,81	100,21	99,11	99,69	98,13	100,04	99,13	99,69		

Tabla de elementos traza de la hoja de Navatalgordo (1)

	HV-9305	HV-9310	HV-9328	HV-9330	HV-9340	HV-9371	HV-9382	HV-9382	HV-9384	HV-9389	HV-9392	HV-9401	HV-9402
Li	48,00	61,00	58,00	n.a.	109,00	79,00	84,00	89,00	29,00	34,00	577,00	36,00	47,00
Rb	219,00	182,00	204,00	267,00	256,00	191,00	185,00	185,00	203,00	177,00	173,00	179,00	228,00
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Be	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	110,00	125,00	180,00	16,00	93,00	143,00	131,00	143,00	140,00	154,00	173,00	156,00	60,00
Ba	424,00	304,00	514,00	n.a.	375,00	482,00	474,00	455,00	581,00	568,00	544,00	601,00	271,00
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	37,00	39,00	20,00	n.a.	40,00	31,00	31,00	35,00	29,00	34,00	n.a.	30,00	37,00
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	198,00	180,00	162,00	34,00	109,00	203,00	191,00	204,00	173,00	192,00	121,00	190,00	111,00
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Tabla de elementos traza de la hoja de Navatalgordo (2)

	HV-9405	HV-9406	HV-9409	HV-9410	HV-9412	HV-9413	HV-9450	HV-9451	HV-9452	HV-9453	HV-9454	HV-9455	HV-9456
Li	110,00	89,00	95,00	87,00	130,00	96,00	67,00	54,00	42,00	60,00	89,00	73,00	93,00
Rb	217,00	190,00	184,00	180,00	414,00	191,00	213,00	198,00	209,00	222,00	227,00	269,00	168,00
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,10	6,00	3,40	3,50	10,30	10,70	13,00
Be	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,90	4,20	3,80	3,80	6,20	4,90	4,20
Sr	177,00	162,00	136,00	135,00	10,00	128,00	86,00	87,00	96,00	86,00	86,00	53,00	125,00
Ba	386,00	620,00	593,00	572,00	49,00	573,00	246,00	290,00	269,00	239,00	311,00	261,00	589,00
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,20	3,80	2,00	4,30	18,70	18,40	7,50
V	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	34,41	29,03	23,99	30,86	31,35	10,64	36,96
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,70	4,90	3,70	5,10	5,30	2,50	6,30
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,50	2,50	2,00	3,70	1,30	3,70	7,50
Cu	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	4,30	4,00	6,60
Zn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	82,00	43,00	24,00	38,00	62,00	52,00	68,00
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20,00	19,60	18,30	19,60	16,90	17,30	18,90
Y	38,00	27,00	30,00	33,00	0,50	34,00	25,30	22,10	10,80	17,90	29,30	15,40	19,80
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,60	12,30	10,70	13,50	13,50	14,70	13,10
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,90	2,10	2,00	2,40	1,70	2,30	27,80
Zr	175,00	194,00	157,00	165,00	43,00	161,00	140,00	124,00	148,00	137,00	152,00	103,00	124,00
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,70	5,90	6,60	6,60	6,50	4,60	5,80
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,10	1,00	1,00	1,30	1,20	1,40	1,20
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	3,50	4,20	1,90	3,10	9,60	10,50	8,70
Tl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,50	1,40	1,40	1,50	1,40	1,50	1,20
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	0,00
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20,60	22,60	24,40	22,20	9,70	15,30	30,00

Tabla de elementos traza de la hoja de Navatalgordo (3)

	HV-9457	HV-9458	HV-9459	HV-9460	HV-9461	HV-9462	HV-9463	HV-9464	HV-9465	HV-9466	HV-9467	HV-9468	HV-9469
Li	78,00	56,00	72,00	90,00	55,00	48,00	62,00	51,00	74,00	115,00	70,00	85,00	88,00
Rb	414,00	223,00	242,00	169,00	184,00	237,00	177,00	144,00	196,00	300,00	102,00	139,00	149,00
Cs	14,80	6,40	5,10	12,50	3,60	10,20	6,40	7,20	9,80	15,70	10,50	16,10	8,20
Be	4,80	4,20	4,40	4,50	3,30	4,60	4,20	3,30	5,50	6,30	2,00	4,00	3,20
Sr	3,00	103,00	90,00	129,00	75,00	58,00	145,00	131,00	116,00	53,00	373,00	188,00	154,00
Ba	5,00	434,00	373,00	526,00	335,00	315,00	635,00	540,00	539,00	269,00	470,00	676,00	627,00
Sc	12,10	20,80	3,60	21,90	2,60	12,40	10,50	5,80	12,50	4,20	23,70	8,70	8,30
V	3,90	28,63	31,70	59,19	24,50	7,67	37,35	39,51	39,27	10,02	158,14	42,60	50,22
Co	1,40	4,90	5,00	10,30	4,10	2,20	7,00	6,70	8,50	2,10	21,40	6,80	8,30
Ni	6,10	1,30	0,00	64,20	4,70	3,40	7,30	6,90	6,90	3,80	7,00	6,70	27,10
Cu	7,50	4,20	3,30	12,70	0,00	3,60	9,80	4,70	8,80	11,50	8,00	5,00	4,30
Zn	41,00	57,00	54,00	97,00	36,00	32,00	77,00	52,00	107,00	60,00	125,00	90,00	84,00
Ga	28,10	14,90	17,70	17,30	19,60	17,20	20,00	21,30	23,30	20,70	20,30	20,90	19,50
Y	4,20	20,70	26,60	22,60	15,00	15,90	26,20	21,80	41,90	15,00	32,30	21,10	19,50
Nb	25,80	11,80	13,70	15,10	11,70	13,80	14,90	15,30	18,60	15,20	10,00	13,10	15,70
Ta	7,00	1,40	2,10	2,20	1,80	2,40	3,20	2,30	5,40	4,40	23,00	3,20	2,90
Zr	32,00	137,00	141,00	131,00	112,00	97,00	119,00	92,00	138,00	100,00	32,00	165,00	146,00
Hf	2,50	5,50	6,60	5,00	5,30	4,60	6,20	4,70	5,70	5,30	2,40	7,50	6,70
Mo	1,50	1,10	1,90	2,00	1,30	1,40	1,70	1,10	1,00	1,30	0,60	1,40	0,60
Sn	32,00	6,50	7,50	9,70	2,50	11,40	3,80	5,90	9,40	20,80	18,40	16,50	7,00
Tl	2,50	1,20	1,40	1,30	1,50	1,30	1,30	1,20	1,40	2,00	0,70	1,30	1,30
W	14,00	2,00	7,00	4,00	5,00	5,00	0,00	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	10,20	13,50	8,90	25,30	19,00	27,50	19,20	24,70	30,30	9,50	27,40	24,80

Tabla de elementos traza de la hoja de Navatalgordo (4)

	HV-9470	JF-9007	JF-9009	JF-9021	JF-9022	JF-9023	JF-9039	JF-9040	JF-9041	JF-9042	JF-9079
Li	91,00	74,00	81,00	66,00	59,00	48,00	110,00	141,00	129,00	66,00	65,00
Rb	99,00	274,00	173,00	148,00	247,00	98,00	265,00	291,00	278,00	151,00	217,00
Cs	0,00	n.a.	10,40	6,80	5,50	5,50	23,40	29,50	24,20	10,60	n.a.
Be	0,00	n.a.	4,50	4,10	6,00	3,80	2,90	3,60	3,10	4,20	n.a.
Sr	93,00	84,00	155,00	166,00	85,00	159,00	46,00	45,00	45,00	162,00	70,00
Ba	868,00	336,00	599,00	638,00	319,00	548,00	199,00	194,00	181,00	624,00	193,00
Sc	0,00	n.a.	19,40	177,90	14,30	27,50	0,50	0,00	0,00	21,10	n.a.
V	214,08	n.a.	55,60	54,60	28,52	72,97	6,36	101,82	8,36	63,31	n.a.
Co	13,00	n.a.	9,40	9,80	5,00	12,10	1,50	2,20	1,70	10,90	n.a.
Ni	87,00	n.a.	7,70	13,70	12,60	8,90	22,10	0,00	0,00	17,50	n.a.
Cu	65,00	n.a.	26,60	12,90	5,90	17,70	0,50	2,10	11,30	16,90	n.a.
Zn	152,00	n.a.	83,00	86,00	48,00	96,00	63,00	64,00	52,00	81,00	n.a.
Ga	0,00	n.a.	14,90	14,00	17,00	17,20	20,80	22,70	22,60	14,60	n.a.
Y	23,00	30,00	19,10	22,90	25,50	17,50	6,70	9,50	6,10	23,00	36,00
Nb	8,00	n.a.	14,40	14,80	14,20	15,60	15,50	16,20	15,80	14,30	n.a.
Ta	0,00	n.a.	1,60	1,40	1,90	1,10	5,40	3,40	3,40	1,50	n.a.
Zr	161,00	162,00	115,00	141,00	137,00	125,00	67,00	71,00	50,00	134,00	191,00
Hf	0,00	n.a.	4,30	5,30	5,90	4,40	63,70	3,70	2,70	5,00	n.a.
Mo	0,00	n.a.	1,70	1,50	1,30	1,60	0,40	1,60	1,90	1,90	n.a.
Sn	0,00	n.a.	8,90	6,10	4,40	4,60	19,30	2,50	25,10	8,10	n.a.
Tl	0,00	n.a.	1,00	0,90	1,40	0,80	2,00	1,80	1,70	0,90	n.a.
W	0,00	n.a.	3,00	3,00	3,00	2,00	0,00	11,00	13,00	3,00	n.a.
Pb	0,00	n.a.	7,70	5,70	14,00	2,50	26,40	12,70	10,40	7,60	n.a.

Tabla de U. Th, y tierras raras de la hoja de Navatalgordo

	HV-9450	HV-9451	HV-9452	HV-9453	HV-9454	HV-9455	HV-9456	HV-9457	HV-9458	HV-9459	HV-9460	HV-9461	HV-9462	HV-9463
U	4,50	7,30	3,90	6,90	4,00	3,20	4,10	3,00	2,70	4,50	3,70	3,50	3,90	4,70
Th	34,40	29,60	18,90	25,60	28,40	17,70	16,80	2,80	23,20	28,40	10,90	21,70	14,60	21,60
La	34,71	32,47	16,51	23,90	35,96	24,47	28,00	2,10	32,41	33,86	26,07	20,92	22,66	40,56
Ce	84,56	77,54	47,27	60,39	57,22	58,11	63,05	6,65	75,10	82,47	59,35	52,53	52,54	87,60
Pr	11,00	10,01	5,76	7,90	10,44	6,91	7,51	0,81	9,10	9,90	7,06	6,82	5,79	10,45
Nd	42,60	38,21	22,69	30,55	39,31	25,27	28,40	2,96	34,99	37,371	27,17	26,72	21,47	40,62
Sm	8,63	7,75	4,68	6,40	8,68	5,73	5,80	1,00	7,21	8,07	5,64	5,59	4,85	8,36
Eu	0,63	0,74	0,53	0,58	0,66	0,41	1,09	0,02	0,79	0,63	1,04	0,64	0,45	1,36
Gd	6,52	5,89	3,41	4,88	6,45	4,50	4,66	0,73	5,55	7,77	4,84	4,19	3,83	6,68
Tb	1,02	0,90	0,56	0,79	1,01	0,67	0,78	0,16	0,78	0,97	0,79	0,67	0,63	1,07
Dy	5,41	4,81	2,90	4,14	5,21	3,16	4,18	0,86	3,95	5,42	4,35	3,80	3,03	5,81
Ho	1,11	0,95	0,58	0,87	1,05	0,55	0,84	0,16	0,79	0,99	0,86	0,75	0,56	1,15
Er	2,95	2,61	1,62	2,36	2,82	1,41	2,26	0,44	2,04	2,99	2,26	2,01	1,46	3,00
Tm	0,50	0,42	0,27	0,39	0,48	0,22	0,36	0,10	0,32	0,38	0,37	0,33	0,24	0,48
Yb	2,90	2,35	1,57	2,23	2,72	1,43	2,18	0,66	1,89	2,81	2,03	1,99	1,45	2,65
Lu	0,42	0,36	0,23	0,34	0,41	0,22	0,32	0,09	0,28	0,38	0,30	0,28	0,23	0,40
	HV-9464	HV-9465	HV-9466	HV-9467	HV-9468	HV-9469	HV-9470	JF-9009	JF-9021	JF-9022	JF-9023	JF-9040	JF-9041	JF-9042
U	3,10	4,60	4,80	2,20	5,20	4,70	7,50	3,90	3,40	5,70	1,90	9,30	9,70	3,40
Th	19,80	26,60	20,90	5,20	17,90	17,00	30,00	12,70	12,20	24,90	8,70	4,40	2,60	11,80
La	35,79	60,21	21,20	16,93	34,06	31,42	58,72	33,10	39,28	31,34	23,31	9,93	5,98	33,34
Ce	84,37	128,74	52,16	42,63	75,90	72,26	115,16	70,46	88,42	79,28	56,02	22,82	14,25	72,73
Pr	10,15	15,66	5,86	6,16	8,89	8,50	14,65	8,16	10,38	9,16	6,88	2,76	1,60	8,56
Nd	38,11	60,57	21,44	26,86	33,70	34,21	44,71	31,01	38,63	34,91	27,29	10,57	6,17	32,65
Sm	7,37	12,24	4,62	6,29	6,91	6,91	9,78	5,97	7,34	7,25	5,91	2,75	1,66	6,71
Eu	1,15	1,07	0,42	1,65	1,35	1,27	1,83	1,19	1,18	0,57	1,21	0,28	0,25	1,24
Gd	6,19	10,38	3,84	5,79	5,72	5,78	6,33	5,08	6,08	5,52	4,86	3,33	1,99	5,59
Tb	0,95	1,65	0,62	1,03	0,93	0,92	0,89	0,73	0,89	0,85	0,73	0,46	0,21	0,83
Dy	5,08	8,78	3,16	6,05	4,69	4,71	4,05	3,70	4,44	4,63	3,77	1,86	1,11	4,32
Ho	1,02	1,77	0,60	1,34	0,96	0,93	0,72	0,71	0,85	0,94	0,74	0,32	0,21	0,85
Er	2,75	4,51	1,55	3,45	2,35	2,24	1,86	1,79	2,24	2,54	1,86	0,68	0,44	2,24
Tm	0,42	0,67	0,27	0,58	0,37	0,36	0,26	0,26	0,34	0,44	0,28	0,09	0,06	0,35
Yb	2,39	3,87	1,74	3,54	1,71	2,04	1,59	1,30	1,91	2,60	1,58	0,48	0,30	1,98
Lu	0,33	0,51	0,27	0,52	0,22	0,26	0,23	0,19	0,29	0,39	0,23	0,07	0,03	0,29

Rocas básicas e intermedias (11)

La única muestra analizada corresponde a una roca poco silícica, metaluminosa (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,88$), magnesiana ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0,46$), rica en CaO, pobre en Na_2O , pero rica en K_2O . Es moderadamente rica en Li y Rb, con una relación $\text{K}/\text{Rb} = 188$, mucho más baja de lo que corresponde a rocas ígneas normales con el mismo contenido en sílice. Los contenidos de Sr son elevados, pero los de Ba son moderados. Los contenidos de elementos de transición son altos, los de Nb, Zr, Th y U son bajos, y los de Ta son muy elevados.

Las tierras raras se caracterizan por contenidos moderados, y un espectro condritico con escasa fraccionación de tierras raras ligeras a pesadas, una anomalía negativa del Eu muy pequeña, y casi plano en las tierras raras pesadas.

Este quimismo es característico de rocas intermedio-básicas que aparecen en dominios de anatexia cortical. Su quimismo actual es de tipo calcoalcalino con signos evidentes de contaminación por asimilación de materiales corticales.

Granodiorita monzogranito biotítico porfídico (12)

Se trata de una roca con un espectro composicional muy amplio, desde términos moderadamente silícicos (los más abundantes), hasta algunos leucograníticos. Los términos menos silícicos son moderadamente peraluminosos (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \approx 1,05 - 1,10$), y magnesianos ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0,60 - 0,63$). Los contenidos de CaO, Na_2O , y K_2O son moderadamente altos, indicando el alto contenido en feldespatos de estas rocas. Los contenidos de P_2O_5 muestran una buena correlación negativa con la sílice, lo que es sintomático de haber alcanzado un notable equilibrio al estado magmático.

Los contenidos de Li, Rb, Cs, y Be son relativamente elevados para rocas con el mismo rango de sílice, mientras que los contenidos de Ba y Sr son relativamente bajos. Estos elementos, así como los de transición de la primera serie tienen una excelente correlación con la sílice, al igual que le ocurría al P_2O_5 . Las concentraciones de Ga, Nb, Ta, Th y U son moderadamente bajas, con la excepción de una muestra muy enriquecida en Ta. Las concentraciones de Zr muestran una gran dispersión de resultados, que probablemente se trate de un efecto interlaboratorio más que el reflejo de un hecho real. Los contenidos de tierras raras son también moderados, y se caracterizan por tener los lantánidos ligeros a un nivel $100 \times$ condrito con pendiente negativa a medida que aumenta el número atómico, una pequeña anomalía negativa del Eu, y un espectro casi plano de tierras raras pesadas a un nivel $10 \times$ condrito. Este perfil de tierras raras es casi idéntico al de los materiales detríticos post-arcaicos, y testimonia una importante participación de material péltico en la fuente de estos granitos.

La variedad con abundantes megacrístales de feldespato potásico (12a), además de presentar mayor contenido en K_2O , respecto a la facies con megacrístales escasos, presenta contenidos menores en Na_2O y sobre todo en CaO, con respecto a esta última, aunque, en general, los contenidos del resto de elementos se mantienen dentro de las tendencias características de la unidad. El quimismo de estas rocas parece compatible con una derivación a partir de las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12).

Granodiorita monzogranito seriado (13) y Granodiorita monzogranito cordierítico (14)

Estas rocas son geoquímicamente similares a las descritas en el apartado anterior, granodiorita-monzogranito biotítico porfídico (12), de las que parecen una facies de variación.

Granito de dos micas tipo Boquerones (15)

Rocas generalmente muy silíceas y aluminosas ($\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \approx 1,2 - 1,3$), y poco magnesianas ($\text{Fe/Fe} + \text{Mg} \approx 0,75$), pobres en CaO y ricas en K_2O . Los términos más silíceos tienen un fuerte enriquecimiento en P_2O_5 . Son moderadamente ricos en Li, Be y Rb, pero tienen las mayores concentraciones de Cs de las rocas de la zona. Asimismo, son pobres en Ba, Sr, y elementos de transición de la primera serie. Contrariamente a otros leucogranitos, no están enriquecidos en Nb y Ta, pero sí presentan concentraciones notables de Ga, Sn y U. Los contenidos de tierras raras son moderados, y el espectro condritico muestras lantánidos ligeros a un nivel de 10 x condrito, lantánidos pesados a 13 x condrito con un espectro casi plano, y una considerable anomalía negativa del Eu.

En definitiva, estas características son compatibles con las correspondientes a granitos generados a partir de un protolito metapelítico que después ha experimentado una clara fracciónación magmática.

Granito biotítico porfídico (Plutón de Navadijos) (17)

Los contenidos de elementos mayores y traza de este granito son muy similares a los de las granodioritas-monzogranitos biotíticos con megacristales abundantes (12a) y, en menor medida, a los términos más ácidos de la facies de granodioritas-monzogranitos biotíticos (12).

Con respecto a la variedad (12a), el granito de Navadijos presenta contenidos sensiblemente más elevados en Na_2O y en CaO y muy similares en K_2O .

Los contenidos en elementos traza son muy similares a las correspondientes a la unidad 12.

En definitiva, el quimismo de estas rocas parece compatible con una derivación a partir de granodiorita monzogranito biotítico porfídico (12), por diferenciación magmática, quizá con un cierto componente de hidrotermalización reflejado en los mayores contenidos de Na_2O , U y Th.

Monzogranito biotítico porfídico; tipo Navacepedilla (16)

Esta roca presenta características geoquímicas similares a las descritas en el apartado correspondiente a la granodiorita-monzogranito con abundantes megacristales (12a).

Granito de dos micas tipo Garganta del Villar (18)

Roca silícica, considerablemente aluminosa ($\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \approx 1,18 - 1,30$) y poco magnésiana ($\text{Fe/Fe} + \text{Mg} \approx 0,74$), con los contenidos en Na_2O netamente inferiores a las

de otros leucogranitos de la zona. Es relativamente rica en Li, Rb, Cs y Be, mostrando también contenidos de Sr, Ba y Th claramente mayores que los de los demás leucogranitos. Los contenidos y modelo condritico de tierras raras son idénticos a los descritos para el monzogranito biotítico porfídico con megacrístales abundantes (12a).

Leucogranito de San Martín de la Vega (19)

Consiste en una roca muy silíceo, muy aluminosa ($\text{mol. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \approx 1,32$) y poco magnesiánica ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} \approx 0,88$). Es muy rica en Rb y Be, pero muy pobre en Ba y Sr. Tiene también concentraciones altas de Nb, Ta y Sn. Los contenidos de tierras raras son muy bajos, entre 10 y 5 \times condrito, y se caracterizan por una escasa fraccionación de lantánidos ligeros a pesados, una fuerte anomalía negativa del Eu, y una pequeña anomalía negativa del Nd. Estas características geoquímicas indican un fuerte grado de fraccionación magmática, y evidencian que el leucogranito de San Martín de la Vega es un producto muy diferenciado.

Granodiorita de grano grueso biotítica porfídica (10)

Sólo se ha estudiado una muestra, muy parecida a las de la granodiorita monzogranito biotítico porfídico (12), quizá algo más magnesiánica y aluminosa, y con mayores contenidos en P_2O_5 y menores en K_2O y Na_2O .

Granitoide inhomogéneo (8)

Se trata de una roca moderadamente silíceo, muy aluminosa y magnesiánica, enriquecida en TiO_2 , FeO y MgO, pero pobre en CaO, Na_2O y, en menor medida K_2O . Es rica en Li y Ba, pero pobre en Rb y Sr. Destaca también por la abundancia en trazas de elementos de transición de la primera serie, Th y U. También es bastante rico en Tierras Raras, y tiene un espectro condritico idéntico al de los materiales pelíticos post-arcaicos típicos.

Microgranito inhomogéneo con enclaves (4)

Sólo se ha estudiado una muestra. Se trata de una roca silíceo y aluminosa, potásica, moderadamente enriquecida en P_2O_5 . A pesar de las obvias diferencias texturales, su composición es muy parecida al granito de dos micas de Garganta del Villar (18), poseyendo contenidos de elementos traza y espectro condritico de tierras raras idénticos a la media de aquel granito.

Leucogranitos en diques (3)

Se trata de leucogranitos aluminosos ricos en K_2O y pobres en P_2O_5 , que en un caso muestra un notable enriquecimiento en Li.

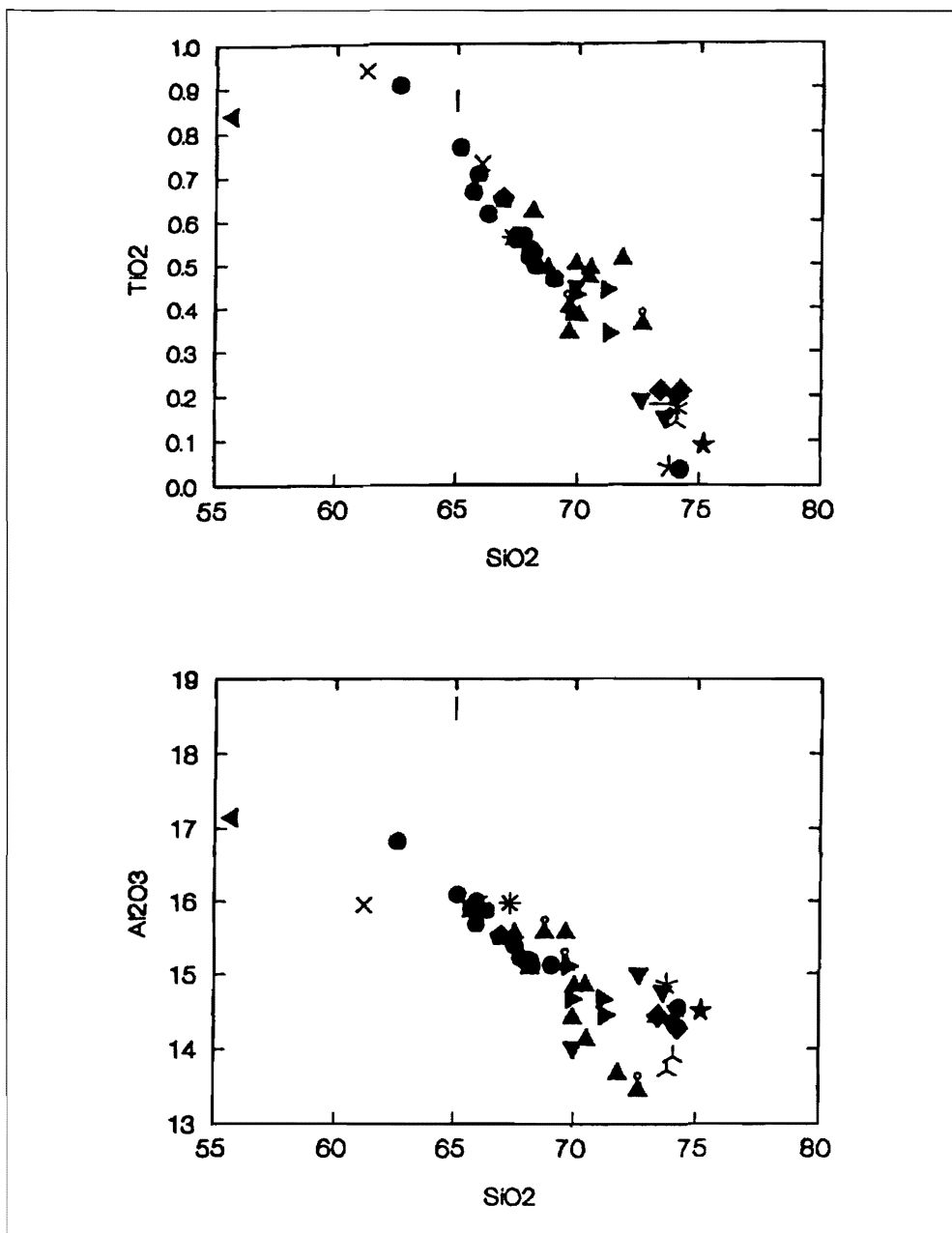


Figura 6.6. Diagramas de HARKER de elementos mayores.

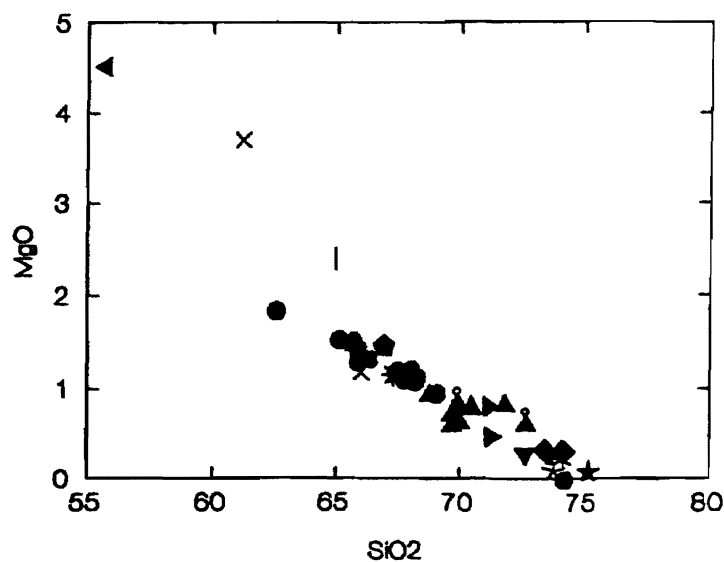
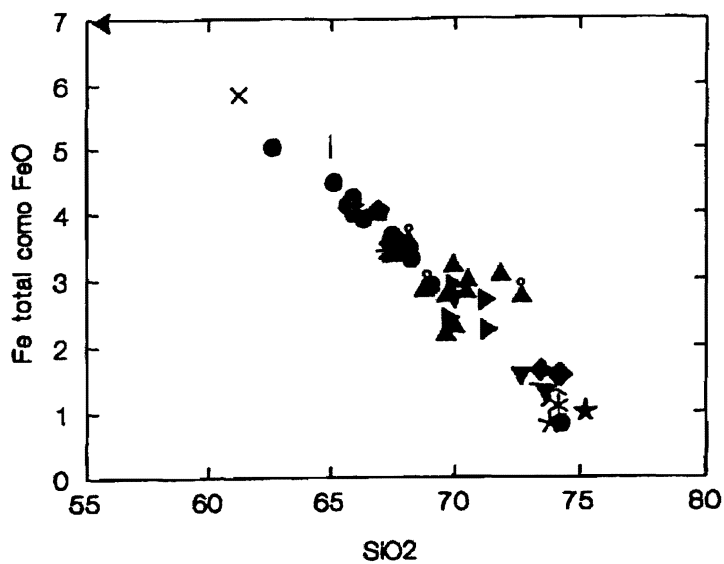


Figura 6.6. Diagramas de HARKER de elementos mayores (cont.).

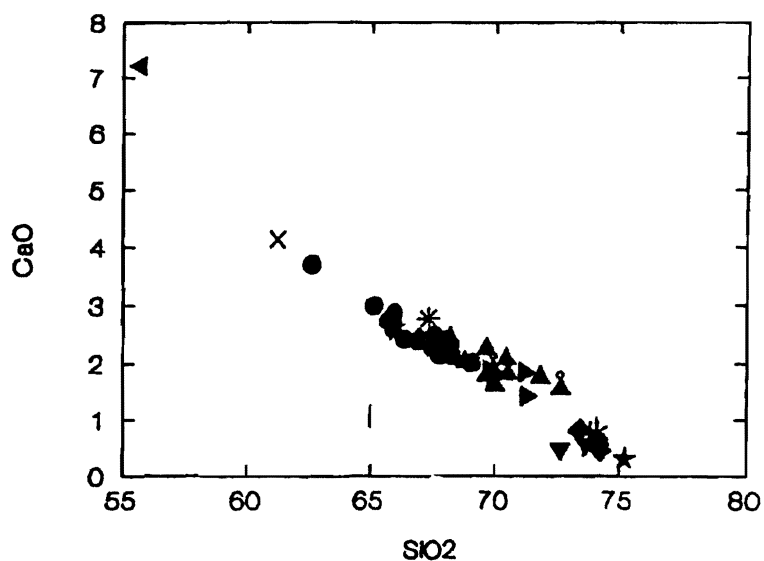
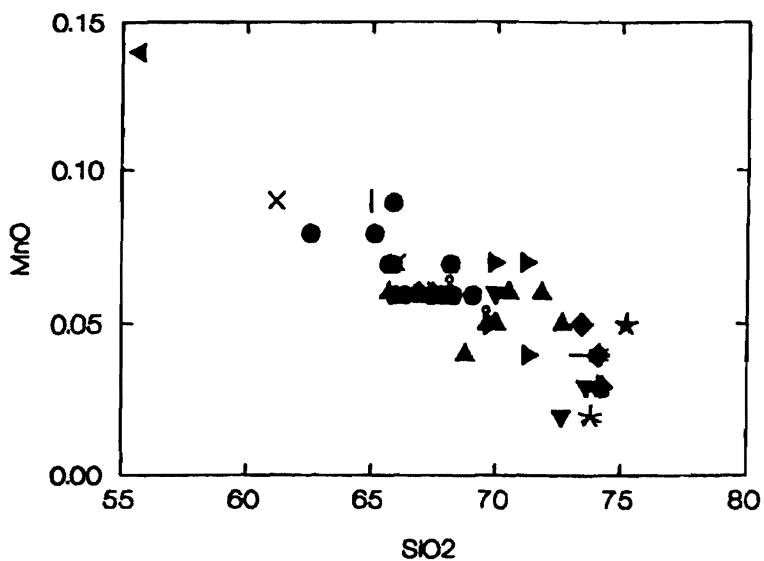


Figura 6.6. Diagramas de HARKER de elementos mayores (cont.).

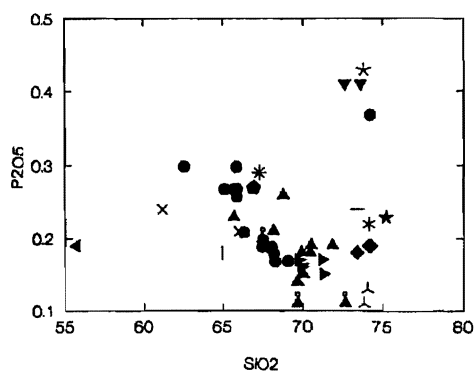
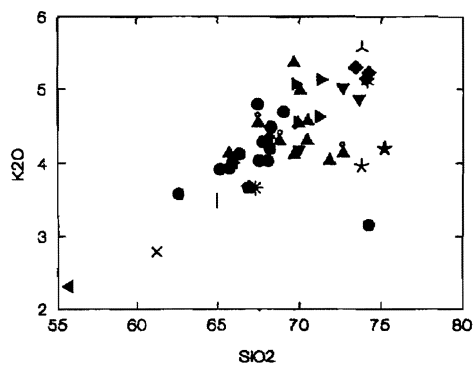
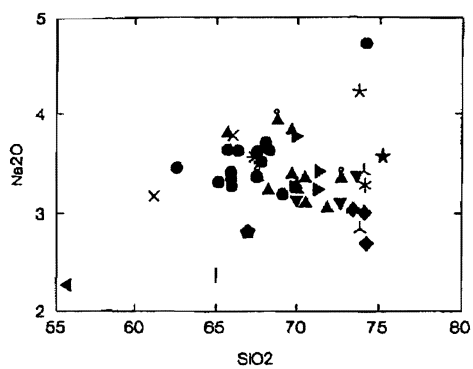


Figura 6.7. Diagramas de HARKER de elementos mayores (cont.).

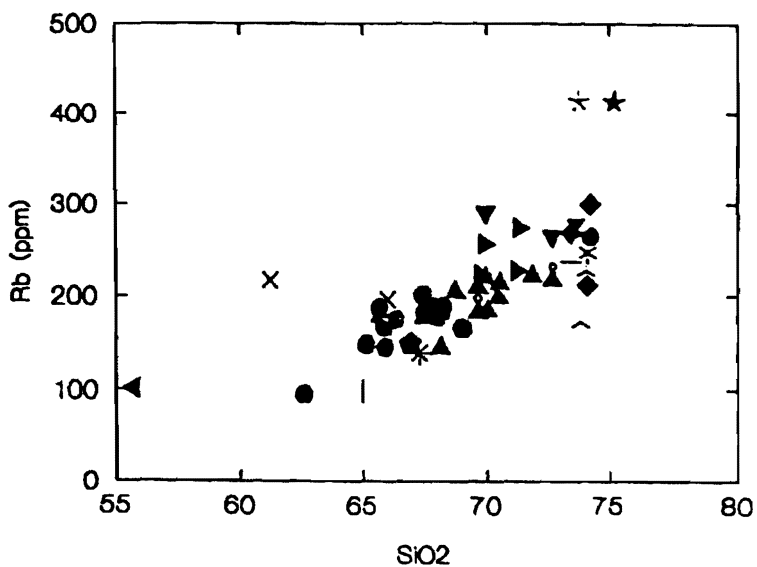
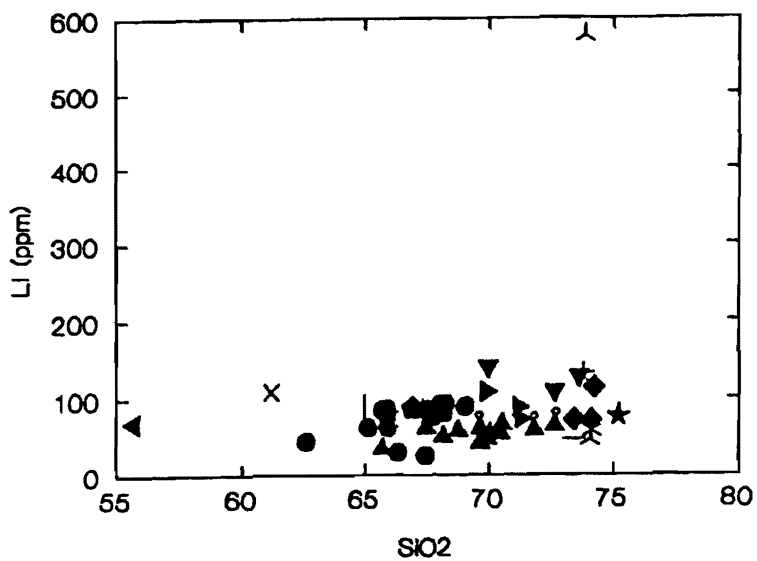


Figura 6.8. Diagramas de HARKER de elementos traza.

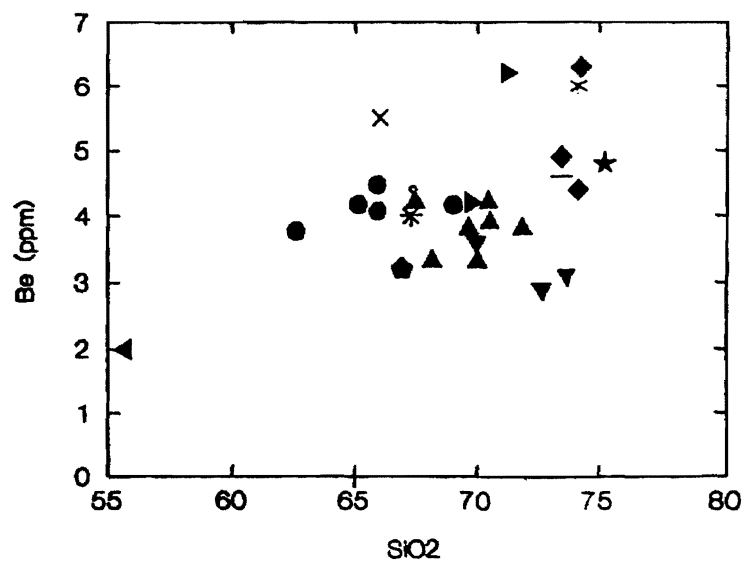
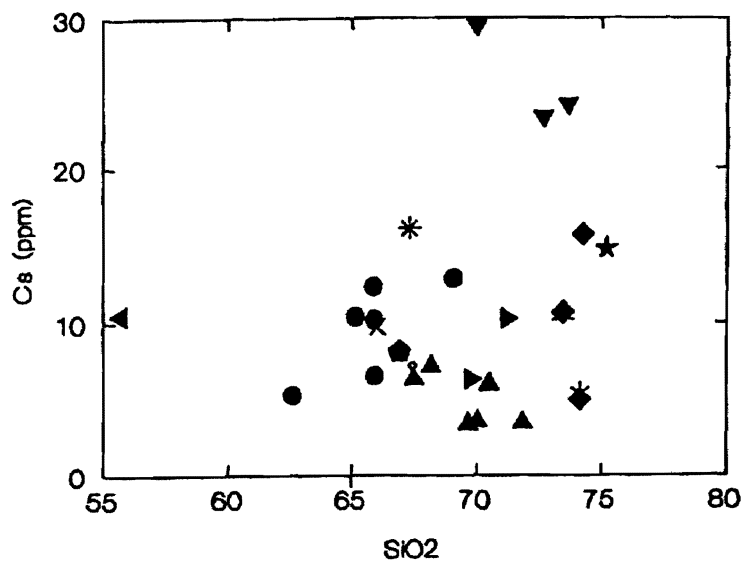


Figura 6.8. Diagramas de HARKER de elementos traza (cont.).

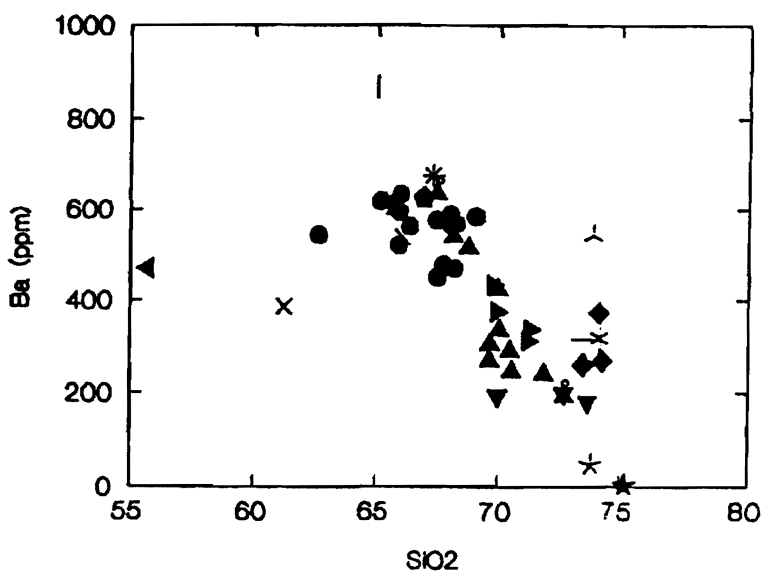
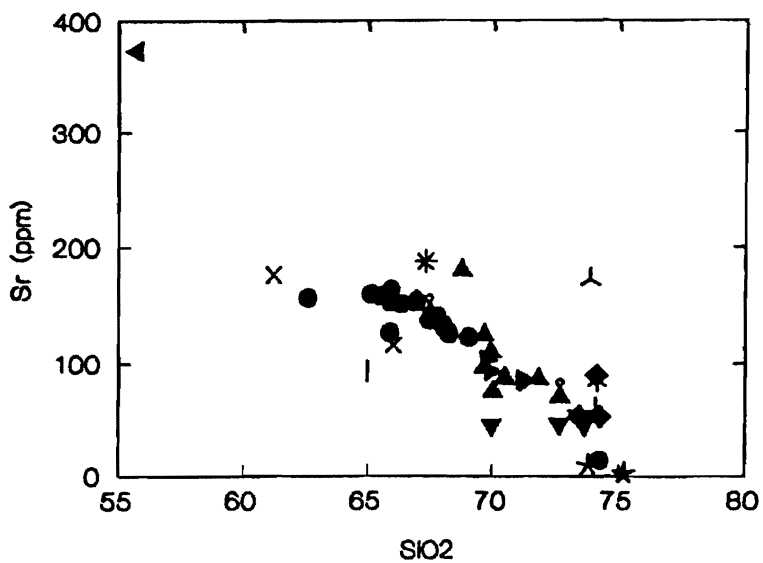


Figura 6.8. Diagramas de HARKER de elementos traza (cont)..

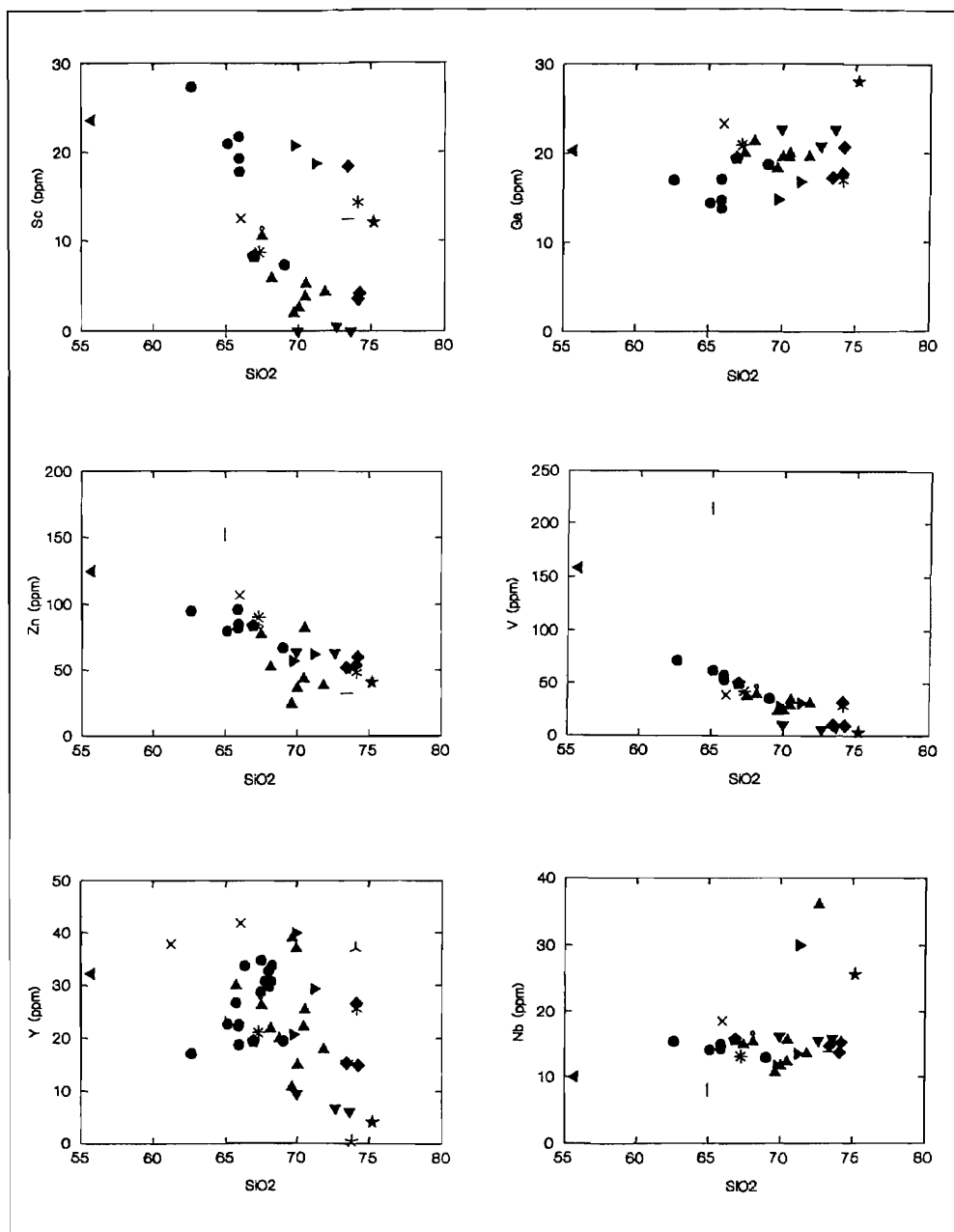


Figura 6.9. Diagramas de HARKER de elementos traza (cont.).

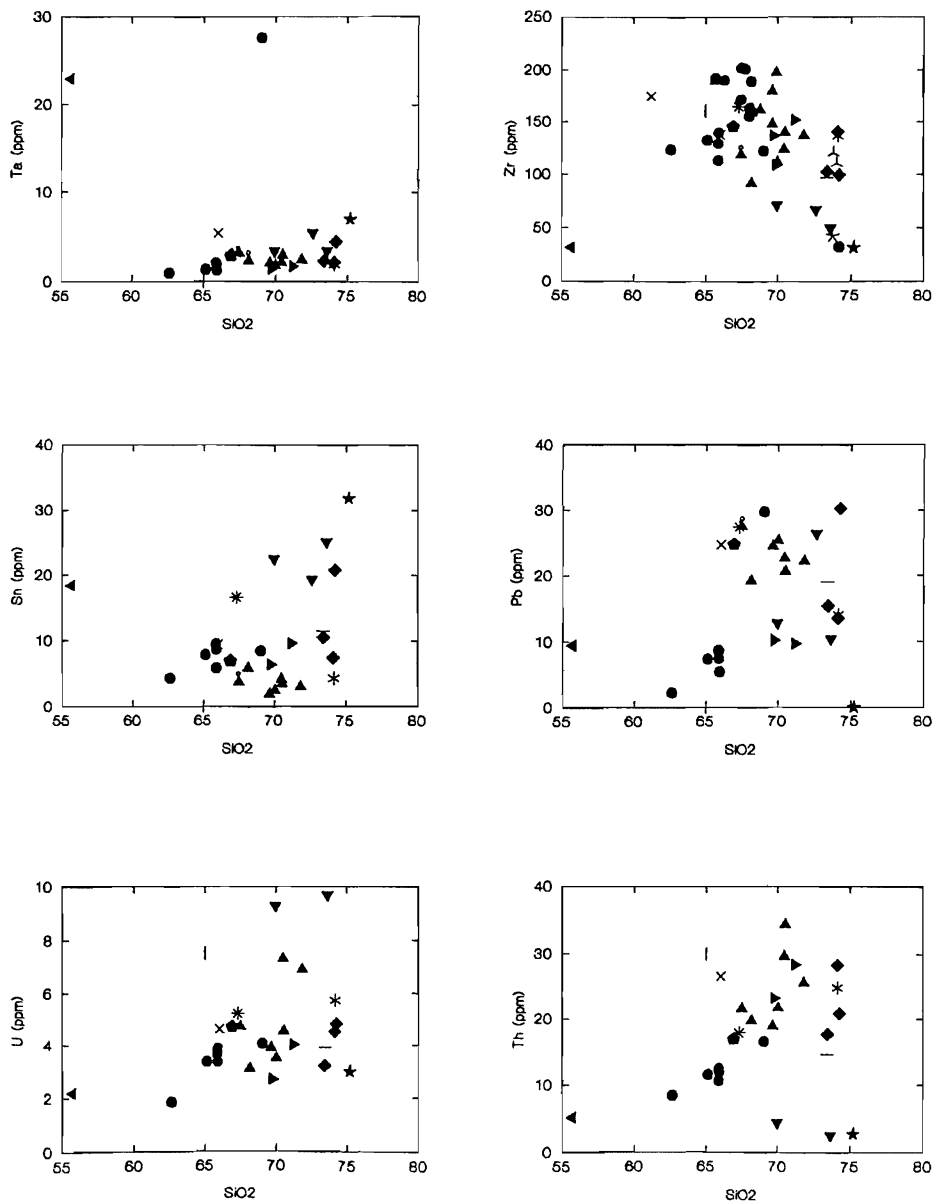


Figura 6.10. Diagramas de HARKER de elementos traza (cont.).

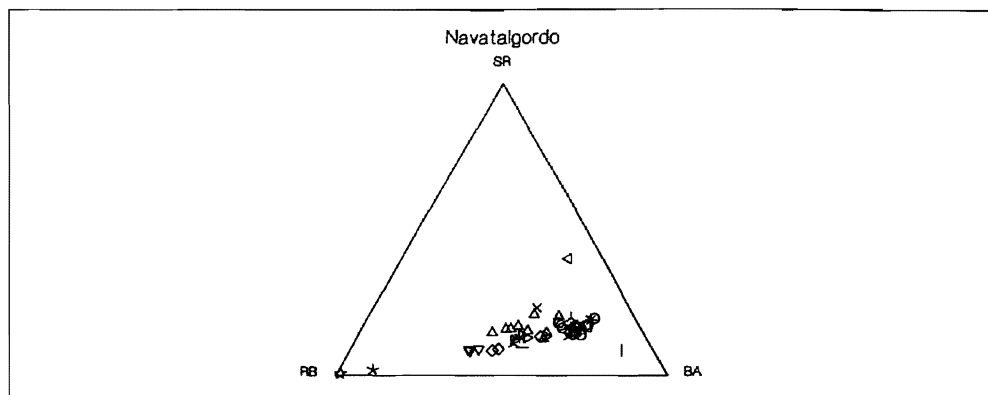


Figura 6.11. Diagrama ternario Sr-Rb-Ba.

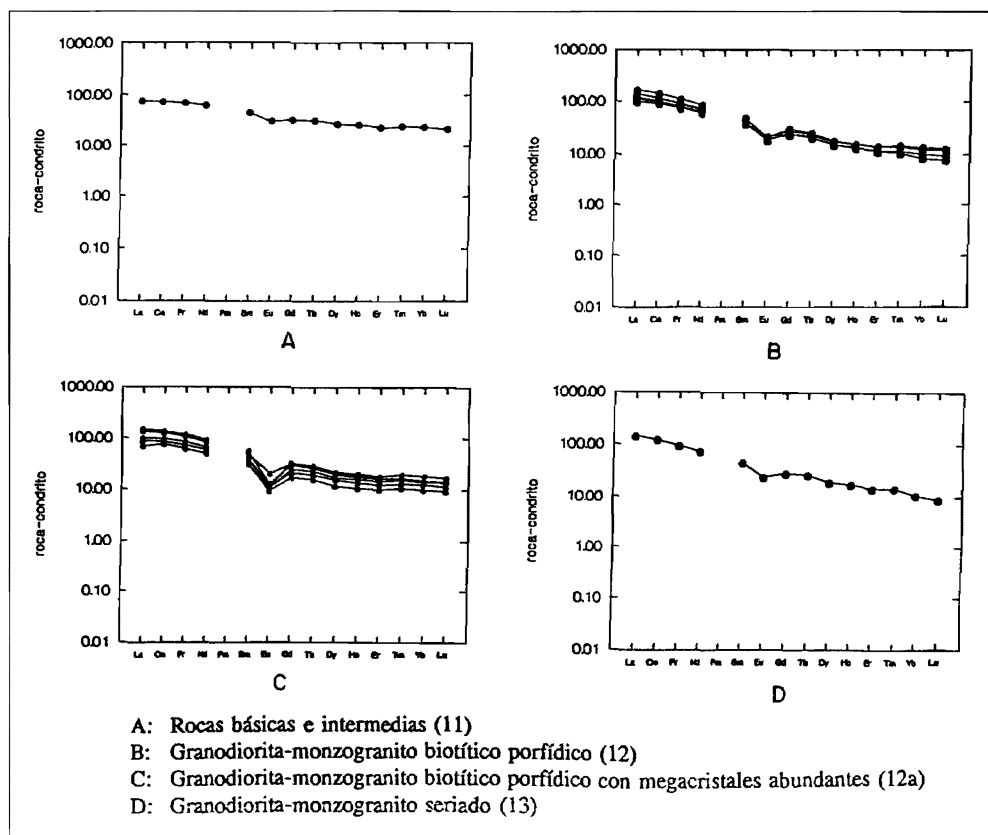
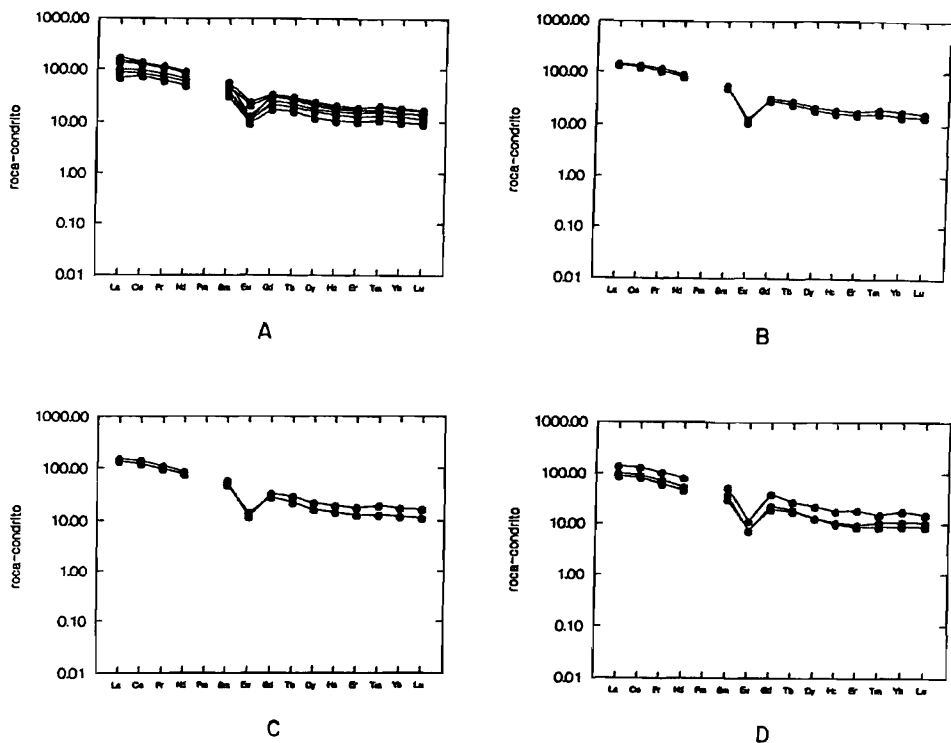
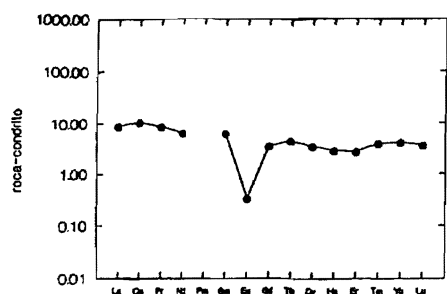


Figura 6.12. Espectro normalizado de Tierras Raras.

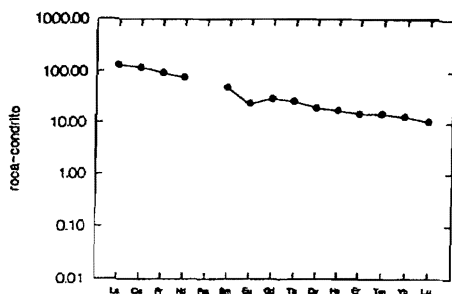


- A: Granodiorita-monzogranito cordierítico, tipo Barajas (14)
 B: Granito de dos micas, tipo Los Boquerones (15)
 C: Monzogranito biotítico porfídico, tipo Navacepedilla (16)
 D: Monzogranito biotítico, tipo Garganta del Villar (18)

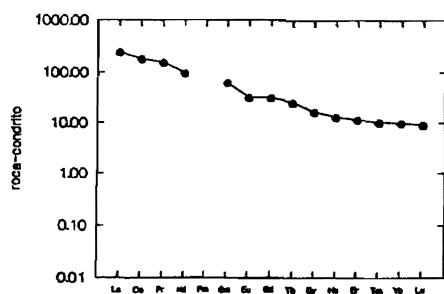
Figura 6.13. Espectro normalizado de Tierras Raras.



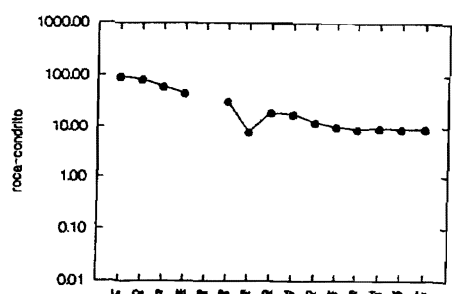
A



B



C



D

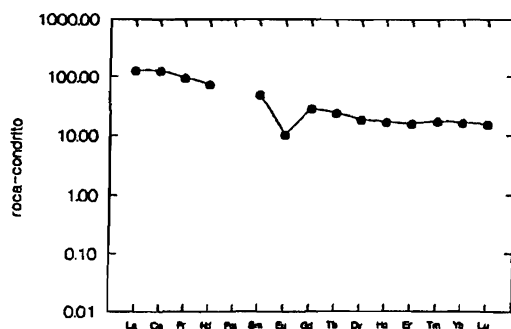
A: Leucogranito de San Martín de la Vega del Alberche (19)

B: Granodiorita biotítica porfídica (10)

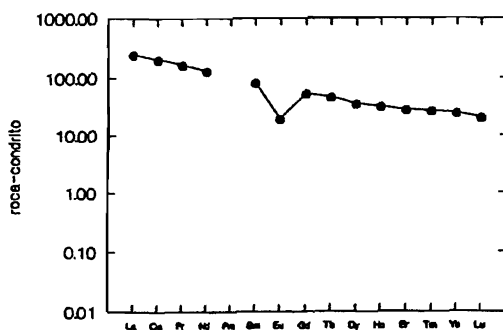
C: Granitoide inhomogéneo (8)

D: Granito inhomogéneo con enclaves (4)

Figura 6.14. Espectro normalizado de Tierras Raras.



A



B

A: Pórfidos (1)

B: Enclave microgranudo

Figura 6.15. Espectro normalizado de Tierras Raras.

Diques de pórfido (1) y (2)

Se han estudiado dos rocas, una de cada facies, que presentan notables diferencias entre sí. La roca (1) es muy silícica y peraluminosa, con altos contenidos en Na_2O y P_2O_5 . Estas características son típicas de leucogranitos peraluminosos muy diferenciados. La roca (2) es también un leucogranito peraluminoso, pero, a diferencia del caso anterior, es rico en K_2O , tiene menores contenidos en P_2O_5 . Respecto de elementos traza, destaca esencialmente por su

riqueza en Th y tierras raras, que definen un espectro condrítico idéntico al de los granitos de dos micas de la zona.

7. GEOMORFOLOGÍA

7.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

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

El relieve de la hoja es montañoso; la zona septentrional está ocupada por las alineaciones del Macizo de la Serrota y estribaciones de Sierra Paramera, y en la zona Suroriental por la parte más oriental de la Sierra de Gredos.

Las cotas más elevadas se alcanzan en la parte Norte, con los vértices de Serrota (2.294 m), en el Macizo del mismo nombre, y los de Zapatero (2.160 m) y Majalespino (1.926 m), en la Sierra Paramera.

El drenaje principal en la hoja está constituido por el río Alberche, que transcurre por la zona central del área, con dirección Oeste-Este. En el ángulo suroccidental se encuentra la zona de cabecera del río Tiétar, tributario, como el anterior, de la Cuenca del Tajo. En el límite Norte de la hoja, se localizan zonas de cabecera de algunos cauces de menor orden, tributarios de Adaja y Tormes que drenan hacia la Cuenca del Duero.

La climatología de la hoja presenta características de inviernos rigurosos y veranos suaves, oscilando las medias anuales entre 11 y 14 grados. Las precipitaciones se distribuyen de forma selectiva, con medias que alcanzan los 1.400 mm anuales en la zona meridional, en tanto que en la zona Norte se sitúan en torno a los 800 mm anuales.

7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

7.2.1. Estudio morfoestructural

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

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

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

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

- Sierras septentrionales (Sierras de la Serrota y Paramera).
- Zona central (Valle del Alberche).
- Zona suroccidental.
- Zona suroriental (Sierra de Gredos).

7.2.1.1. *Sierras septentrionales*

Esta unidad corresponde a los relieves montuosos del Macizo de la Serrota y estribaciones meridionales de la Sierra de la Paramera.

Queda incluida dentro del apartado de las sierras culminantes reseñadas en el apartado correspondiente a unidades fisiográfico-geomorfológicas regionales.

Se localiza en la zona septentrional de la hoja, y constituye una alineación serrana desarrollada en sentido Este-Oeste, con cotas próximas o superiores a los 2.000 m.

El rasgo morfológico más peculiar de esta unidad, es el desarrollo de formas relacionadas con génesis glaciar y periglaciaria. Las primeras se localizan en el entorno de los vértices de la Serrota y Majalespino, en forma de circos glaciares degradados y depósitos morrénicos, aunque de escasa magnitud y desarrollo. Las morfologías periglaciares corresponden a zonas de reptación en ladera y áreas endorreicas con tendencia al desarrollo de turberas. También se reconocen en esta unidad morfologías de crestas (1), y zonas con intensa fracturación y diaclasado (2).

Otra morfología abundantemente representada en esta unidad, al igual que en la práctica totalidad de la hoja, son las formas de berrocal generadas sobre el sustrato granítico, que son más frecuentes en el área de la Sierra Paramera.

Aunque existe un proceso de alteración de los materiales graníticos generalizado, se han cartografiado en esta unidad algunas áreas, en la vertiente sur de la Sierra Paramera, donde el proceso es más importante.

La presencia de algunos depósitos aluviales, aluvial-coluvial y coluviales, junto con áreas de drenaje poco definido, que dan lugar a zonas de encharcamiento de funcionamiento estacional, completan los principales rasgos morfológicos en esta unidad.

7.2.1.2. *Zona central (Valle del Alberche)*

Corresponde a una Depresión Interna del macizo, en función de la clasificación apuntada para el conjunto del Sistema Central atendiendo a las características geomorfológicas y fisiográficas del territorio.

Se localiza inmediatamente al Sur de la unidad anterior, y corresponde a una zona topográficamente más baja, con desarrollo sensiblemente Oeste-Este, en la que pueden reconocerse

dos partes bien diferenciadas. La parte más occidental, que pertenece geográficamente a la zona de cabecera del río Alberche, presenta una morfología de valle amplio, con relleno de materiales cuaternarios de sedimentología predominantemente fina, y en la que también se han localizado asomos de sedimentos de edad terciaria.

En esta zona son, asimismo, observables otras morfologías de depósito, correspondientes a glaciares, glaciares degradados y conos de deyección, así como un coluvionamiento generalizado en el borde Norte del valle.

En la parte oriental, por el contrario, el valle del Alberche presenta unas características notablemente diferentes. El río se encuentra sensiblemente encajado, en la zona central de la hoja y, en general, los procesos de incisión de la red de menor orden son más evidentes. Además, resulta notorio un control tectónico de toda la red, incluida la principal, que da lugar a abundantes tramos con trazados rectilíneos en la misma (3).

Esta característica es igualmente observable en los cauces de los arroyos de la Cueva y Chiquillo, situados al Norte del Alberche. En este último, también se reconocen morfologías de vertientes regularizadas y disectadas, así como arroyada en regueros.

En la zona central de la hoja, el valle del río Alberche presenta una clara inflexión en su trazado que, con dirección sensiblemente Norte-Sur, enlaza los dos tramos descritos anteriormente. Parece indudable un condicionante tectónico que justifique, no sólo el cambio brusco de este trazado, sino también la notable diferencia entre estilos arquitectónicos de paisaje en ambas zonas.

Así, como se ha señalado, en la parte occidental existe un claro predominio de las formas de acumulación, en tanto que en la oriental son las morfologías erosivas las predominantes. La red fluvial presenta, con frecuencia, anomalías lineales en su trazado (3), de posible influencia neotectónica. Estos hechos serán más ampliamente comentados en el apartado correspondiente a Evolución Dinámica.

En la unidad Valle del Alberche, es también notable la presencia de abundantes retazos de zonas aplanadas correspondientes a superficies de erosión degradadas, desniveladas de su posición original por causas tectónicas, y en los que la ausencia de pendientes de drenaje claramente definidas, puede provocar la presencia de áreas con tendencia endorreica o semiendorreica.

7.2.1.3. *Zona suroccidental*

Corresponde a un área poco definida morfológicamente, localizada en el ángulo SO de la hoja y que, a nivel regional, podría adscribirse a la unidad Relieves Intermedios.

Constituye la zona de cabecera del valle del Tiétar y los relieves que conforman la divisoria con la parte occidental del valle del Alberche, situado al Norte.

En el área de cabecera citada, correspondiente a la zona de Hoyos del Espino y Navarredonda de Gredos, ubicada en la vertiente septentrional de la culminación de la Sierra de Gredos, es notable la presencia de algunas morfologías de glaciar, de escaso desarrollo, que constituyen las actuales divisorias de la red de drenaje.

Los fondos aluviales, con áreas locales de encharcamiento temporal, correspondientes a zonas endorreicas o semiendorreicas, son otros de los elementos morfológicos presentes en esta parte de la unidad.

En la zona de relieve más acusado que conforma la divisoria con el valle del Alberche, el rasgo morfológico más notable es la presencia de abundantes restos de superficies de erosión degradadas, y en las que es frecuente la existencia de zonas de drenaje poco definido que dan lugar a áreas endorreicas o semiendorreicas.

También en esta zona es destacable la presencia de relieves lineales, con morfología positiva, debidos a la presencia de diques (4), más resistentes (cuarzo), intercalados en las litologías graníticas. Son, asimismo, frecuentes las morfologías de berrocal desarrolladas sobre estas litologías.

7.2.1.4. Zona suroriental (Sierra de Gredos)

Se sitúa en la parte sororiental de la hoja, y dentro del contexto de las grandes unidades citadas a nivel regional, correspondería a la de Sierras Culminantes.

Constituye la prolongación oriental de la Sierra de Gredos, y corresponde a una zona de relieves elevados, con cotas que pueden alcanzar los 1.700 m.

Forma la vertiente meridional del valle del Alberche, en su zona más oriental, y su morfología más destacada corresponde a formas de incisión relacionadas con la red fluvial. Es frecuente la existencia de tramos rectilíneos en la misma, de probable influencia neotectónica (3).

Debe citarse la presencia de retazos de superficies de erosión degradadas y de algunos fondos aluviales y zonas de encharcamiento relacionadas con los mismos.

Las morfologías de berrocal y la existencia de zonas de aterrazamiento antrópicas completan las características geomorfológicas generales de la unidad.

7.2.2. Estudio del modelado

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

7.2.2.1. Formas de ladera

En el ámbito de la hoja se reconoce un proceso generalizado de regularización de vertientes que, en algunas zonas se encuentran afectadas por fenómenos de disección más recientes (7). Este hecho es observable principalmente en la zona Norte de la hoja: ángulo NO (Arroyo Corneja), zona central (al Este de Cepeda la Mora) y, sobre todo, en las laderas del Arroyo Chiquillo, al Este de Navalacruz.

En relación con algunas laderas, se reconocen frecuentemente morfologías de depósito correspondientes a coluviones (6). Alcanzan su mayor desarrollo en la vertiente Norte del valle alto del Alberche, entre San Martín de la Vega del Alberche y Cepeda la Mora.

En algunas áreas elevadas, principalmente en el entorno de la Sierra Paramera, se localizan canchales (5), posiblemente influidos en su génesis por procesos periglaciares. Se han señalado también en la cartografía las zonas, principalmente en la unidad Valle del Alberche, en las que se localizan procesos de caída de bloques (8), que pueden alcanzar dimensiones métricas.

7.2.2.2. *Formas fluviales*

Las morfologías de depósito de génesis fluvial que alcanzan mayor desarrollo en el ámbito de la hoja, corresponden a los fondos de valle (9). El más importante es el del valle alto del Alberche, en la parte noroccidental de la hoja, que puede alcanzar una anchura kilométrica. En esta misma zona, se localizan también algunos conos de deyección (11).

Relacionadas con algunos fondos de valle se han observado algunas áreas, normalmente poco extensas, correspondientes a zonas de drenaje deficiente generadas por desbordamiento de cauces, que dan lugar a áreas endorreicas o semiendorreicas de origen fluvial (10).

En relación con las formas erosivas de génesis fluvial, cabe destacar la existencia de un proceso de incisión lineal (12), generalizado en toda la hoja, y que localmente provoca la existencia de morfologías en garganta (13): río de la Mora, en la zona central de la hoja, y arroyo Arenillas en la centro-meridional.

También se han diferenciado los saltos de agua (15), provocados por la presencia de materiales de diferente dureza en el sustrato, las zonas de ladera en las que se observa la existencia de procesos erosivos de arroyada en regueros (14), y los interfluvios más importantes (16). En las zonas montañosas de la Serrota y Sierra Paramera, se han distinguido áreas de cabecera en algunas cuencas de recepción, en las que los fenómenos de incisión presentan especial frecuencia y densidad, habiéndose caracterizado como cabeceras torrenciales (17).

Es notable la presencia de un codo de captura (18), localizado en la vertiente suroccidental de la Serrota, que afecta al curso del Arroyo Bajoncillo, cuyo curso bajo ha sido capturado por la acción remontante del Arroyo Serradillas. Posiblemente tenga el mismo origen, el brusco cambio de dirección que se observa en el río Alberche en la zona central de la hoja, que pasa bruscamente de transcurrir en dirección submeridiana, a adoptar la Oeste-Este.

7.2.2.3. *Formas poligénicas*

Superficies de erosión

Constituyen uno de los rasgos morfológicos más destacables en el ámbito del Sistema Central. El tema es abundantemente tratado en la bibliografía regional, si bien se evidencia una

falta de acuerdo general, en relación no sólo con las edades asignadas al proceso, sino también sobre el número de superficies existentes.

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

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

Posteriormente, PEDRAZA (1973 y 1978), GARZON HEYDT (1980), GARZÓN, PEDRAZA y UBANELL (1982), CENTENO (1984) y PEDRAZA (1989), entre otros, han llevado a cabo diversos estudios relativos a los modelos climáticos, alteraciones y formas menores, que han podido actuar o estar presentes en relación con dicha/s superficie/s. Por otra parte, la mayoría de estos autores, han tratado de conciliar los dos modelos citados, aunque, en lo esencial, han seguido manteniendo, con algunas modificaciones, el modelo de superficies escalonadas.

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

En el área incluida en la hoja de Navatgordo, se han cartografiado morfologías correspondientes a superficies de erosión, que de forma general, aparecen degradadas (19). Se distribuyen por la totalidad de la hoja, preferentemente en su mitad meridional.

De acuerdo con las últimas tendencias se han considerado estos restos de superficies, como el resultado de un desnivelamiento tectónico de una única superficie de erosión primigenia, lo que provoca su compartimentación. Se puede, asimismo, observar, que la disposición general de la superficie, presenta una distribución coherente con la estructuración general del Sistema Central, en horsts y grabens.

Otras formas poligénicas

En las litologías graníticas se localizan, de forma general, morfologías de berrocal (25) que, en ocasiones, dan lugar a la existencia de pináculos rocosos aislados (20).

En zonas de escasa o nula pendiente, en la vertiente Sur de Sierra Paramera, se han cartografiado algunas áreas de alteración (21) generalizada, tipo lehm, desarrolladas sobre los granitos.

En el valle alto del Alberche, en la zona noroccidental de la hoja se han representado una serie de morfologías de glacia (22) y glacia degradados (23), que alcanzan una extensión notable. También en la zona de cabecera del Tormes, al Sur de Navarredonda de Gredos, se han reconocido morfologías de glacia, aunque de menor extensión.

Por último, en todo el ámbito de la hoja, son frecuentes las morfologías con depósito asimilables a formaciones de origen aluvial-coluvial (24), normalmente poco extensas.

7.2.2.4. *Formas glaciares y periglaciares*

En la parte suroriental del macizo de La Serrota, entre el Cerro de Calamocha y el Alto de Serradillas, se han cartografiado dos morfologías correspondientes a circos glaciares (26). Aparecen bastante degradados, con sus laderas interiores afectadas por procesos de regularización e incisión, al ser actualmente funcionales, de forma prioritaria, como cabeceras torrenciales. En el más meridional de ellos, todavía es reconocible lo que fue su umbral.

Los depósitos asociados corresponden a dos manchas, de escasa extensión, atribuidos a morrenas (27), aunque en la zona interior de los circos, es abundante la presencia de cantos y bloques que cubren las laderas, y que han sido re TRABAJADOS por efecto de la acción torrencial.

Tanto en esta zona, como en gran parte del resto de la hoja, se han reconocido numerosas zonas de drenaje deficiente que, sin duda por efecto de procesos periglaciares, dan lugar a la existencia de turberas (29). Asimismo, y en relación con los mismos procesos, se observa en algunas laderas, que el recubrimiento coluvial presenta topografías irregulares debidas a procesos de reptación (28).

7.2.2.5. *Formas lacustres*

Corresponden a zonas de drenaje deficiente y con tendencia al encharcamiento que dan lugar a la aparición de áreas endorreicas o semiendorreicas (30). Se han asimilado a formas de génesis lacustre cuando su relación con la red fluvial no resulta evidente.

7.2.2.6. *Formas antrópicas*

Se incluyen en este apartado las morfologías provocadas por la existencia de bancales de aterrazamiento (31), para repoblación forestal, localizados en la zona centro meridional de la hoja.

7.2.3. **Formaciones superficiales**

Alteritas

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

Se ha representado en la cartografía geomorfológica cuando su extensión es más importante, habitualmente relacionada con zonas de pendiente más suave. Su potencia es difícil de estimar ante la ausencia de cortes adecuados, aunque por el conocimiento regional puede atribuirse espesor métrico.

Sedimentos

Las formaciones superficiales de origen fluvial, correspondientes a depósitos aluviales, son las que alcanzan mayor desarrollo en el ámbito de la hoja. Especialmente destacable por su anchura, es el aluvial de la zona de cabecera del río Alberche, en la parte noroccidental de la hoja.

Su composición es arcósica, con escasos niveles de gravas intercalados y, en la parte alta presenta un notable predominio de facies fangosas. Su espesor es de orden métrico. El resto de aluviales está compuesto por arcosas y cantos y su potencia raramente supera el metro.

Deben también citarse, más por su extensión que por su potencia, los depósitos asociados a morfologías de conos de deyección en la misma zona, compuestos por sedimentos arcósicos con cantos englobados.

Los depósitos de ladera, coluviones y canchales, tapizan frecuentemente las vertientes en la hoja, habiéndose localizado áreas con fenómenos de caída de bloques, que pueden alcanzar dimensiones métricas. La composición es fundamentalmente arcósica, con cantos dispersos. En las laderas afectadas por procesos de reptación los materiales dominantes son más arcillosos.

En la zona entre San Martín de la Vega y Cepeda la Mora, así como en el ángulo suroccidental de la hoja, se localizan depósitos de glacia, de escasa potencia (no superior a los 2 m), formados por arcosas con cantos dispersos.

Son, también, abundantes en la zona considerada, los depósitos poligénicos correspondientes a génesis aluvial-coluvial, que se ubican preferentemente en las zonas de vaguada, y que pueden alcanzar espesor métrico, compuestos de arenas arcósicas y cantos en proporción variable.

Las formaciones superficiales de génesis glacial y periglacial corresponden a depósitos morrénicos, muy restringidos, localizados en el área del Macizo de la Serrota, compuestos por cantos y bloques angulosos con escasa matriz, y a los sedimentos arcillosos, con alto contenido en materia orgánica, asociados a las turberas.

7.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

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

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

Durante la tectónica alpina, y especialmente por la actuación de las fases Castellana y Neocastellana, es cuando se genera el relieve principal del Sistema Central, que adquirió una mor-

fología de relieve escalonado, provocado por la compartimentación y desnivelación en la vertical, por bloques, de la superficie inicial.

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

En la hoja de Navatalgordo, las zonas que conservan restos de esta superficie degradada, se localizan preferentemente en la parte meridional de la misma.

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

En la hoja de Navatalgordo, este modelado fluvial ha sido generado principalmente por el río Alberche y, en menor medida por la zona de cabecera del Tormes, en el ángulo suroccidental.

En el valle del Alberche pueden diferenciarse claramente una serie de tramos con características morfológicas peculiares. La zona de cabecera, más occidental presenta una morfología de amplio valle con un extenso relleno de materiales aluviales. En este mismo tramo se han localizado los únicos asomos en la hoja, de materiales atribuibles al Terciario, en dos pequeños afloramientos situados bajo los sedimentos cuaternarios.

Ello parece indicar que esta parte del valle correspondió a una zona deprimida, con el correspondiente acúmulo de sedimentos, desde tiempos muy antiguos (Terciario), relacionada con la compartimentación y desnivelación tectónica del Sistema Central citada, llegando a constituir una pequeña cuenca interna similar al valle del Amblés, situado al Norte.

Este carácter de zona de depósito para este tramo del valle del Alberche viene también confirmado, para tiempos más recientes, por la presencia de las morfologías de glacis que se localizan en su entorno.

En la zona oriental de la hoja el Alberche presenta una morfología de valle más angosta, con escasa presencia de depósitos aluviales, y predominio de morfologías de formas erosivas que provocan la presencia de fenómenos de incisión en la red fluvial asociada, e incluso en el propio curso principal.

El empalme entre las dos zonas, en la parte central de la hoja, presenta la peculiaridad de tener una dirección de trazado N-S, anómala con respecto a las anteriores y con un claro condicionante tectónico.

Las características geomorfológicas descritas permiten apuntar algunos datos sobre la evolución geomorfológica del área. Así, la zona occidental, con predominio de morfologías deposicionales, correspondería a un área instalada sobre un bloque que ha debido sufrir varias

desnivelaciones en la vertical. De este modo, se ha constituido en cuenca de recepción de los sedimentos procedentes de los relieves que se irían desmantelando en distintos períodos.

Existe evidencia de esta circunstancia desde el Terciario, por la presencia de asomos de materiales de esta edad citados, continuando en el Pleistoceno (glacis), y Holoceno (conos de deyección).

La naturaleza, predominantemente fina, de los sedimentos más recientes, parece indicar un drenaje poco definido, con posible tendencia endorreica o semiendorreica. Ello unido al anómalo trazado, de dirección submeridiana, en la zona media del valle y al contraste con la zona oriental (predominio de formas erosivas), induce a pensar en un activo proceso de erosión remontante de este último tramo, que habría acabado por capturar en tiempos recientes a la parte más occidental del mismo.

La captura reconocida en la red afluyente en la parte septentrional (N de Cepeda) del tramo medio del río, así como el brusco giro del trazado del Alberche en la parte Sur del mismo tramo, refuerzan la interpretación dada para este sector.

Para el resto del área, los procesos de incisión, coluvionamiento en laderas, e instalación de áreas endorreicas o semiendorreicas relacionadas con génesis fluviales o periglaciares, junto con las morfologías glaciares descritas, constituyen la parte más reciente de la historia geomorfológica en el ámbito de la hoja.

7.4. PROCESOS ACTUALES. TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos geomorfológicos activos en la actualidad, se relacionan fundamentalmente con la actividad fluvial, periglacial y de laderas.

En este sentido debe señalarse la actual vigencia de los procesos de incisión lineal en la red, sobre todo en la de menor orden, así como la persistencia del periglacialismo como mecanismo de actuación en las zonas de cotas elevadas asociadas a áreas endorreicas o semiendorreicas, que contribuyen al desarrollo de las navas existentes.

Las laderas presentan también un nivel activo de desarrollo en la actualidad, sobre todo en lo que se refiere a las zonas de caída de bloques en las que, por movilización del material de alteración en las que se sustentan, es previsible una evolución continuada de las mismas.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos presentes en la hoja de Navatagordo son los metasedimentos y rocas ortoderivadas que constituyen el protolito del granitoide inhomogéneo y migmatitas (8) y leucogranitos de nódulos (9) aflorantes hacia el límite occidental de la hoja. Su reducida representación dentro del ámbito de la hoja y el alto grado de transformación que presentan estos materiales no permiten abordar la reconstrucción paleogeográfica de los mismos.

La unidad de granitoides inhomogéneos y migmatitas aparece ampliamente representada en la hoja 554 (Piedrahita) donde forman parte del Complejo Anatéctico de Peña Negra (CAPN). En la memoria MAGNA de dicha hoja, Díez Montes, *et al.* (ITGE, *in litt*), señala una génesis para estos granitoides en relación a procesos de anatexia sobre materiales pelíticos grauváquicos con intercalaciones de cuarcitas anfibólicas, rocas calcosilicatadas e importante participación de ortoneises leucocráticos, rocas estas que no han sido observadas en la hoja de Navatalgordo.

Las rocas metasedimentarias corresponderían a las Formaciones Monterrubbio y Aldeatejada, de edad Precámbrico Superior, descritas por Díez Balda, *et al.* (1986), y pertenecientes al Grupo Valdelacasa (Álvarez Nava, *et al.*, 1988).

La Formación Monterrubbio consiste en una sucesión detrítica con intercalaciones de porfiroide sobre la que se sitúa concordante un conjunto detrítico de grano más fino, con intercalaciones carbonatadas, que constituye la Fm. Aldeatejada. Las condiciones de depósito de estos materiales indican ambientes de plataforma y talud.

En relación a las rocas ortoderivadas involucradas en los procesos anatécticos, junto a los mencionados metasedimentos, en la hoja de Piedrahita se describen gneises bandeados y ortoneises (ortoneises de la Almohalla intrusivos sobre los metasedimentos del Grupo Valdelacasa, que no han sido observados en la hoja de Navatalgordo).

Estos ortoneises corresponden a rocas plutónicas ácidas, asociadas a un magmatismo prehercínico, cuya edad absoluta de 518 ± 14 m.a. (Pereira, D., 1992; en Díez Montes, *et al.*, *in litt*), les sitúan en el Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior.

Los materiales descritos hasta este punto fueron deformados por la Orogenia Hercínica, de carácter polifásico y con procesos metamórficos y plutónicos asociados. En relación con esta orogenia se describen estructuras pertenecientes a tres fases principales de deformación y otras posteriores de menor importancia en relación a fases más tardías.

Durante la primera fase de deformación (D1), la región sufrió un fuerte acortamiento NNE-SSO, generándose pliegues de gran longitud de ondas, cuyo trazado es NO-SE a EO, y que asocian una foliación paralela a su plano axial no siempre penetrativa; el metamorfismo M¹ comienza con esta fase y alcanza un máximo desarrollo durante D2. El M1 evoluciona de facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas, con grado creciente hasta alcanzar unas condiciones de P-Tª media.

La segunda fase hercínica (D2) se relaciona con una importante zona de cizalla dúctil subhorizontal de dimensión kilométrica, aflorante en el núcleo de antiformes de la tercera fase. Esta zona de cizalla representa el colapso extensional de una corteza engrosada y que desplazó hacia el SE el bloque superior respecto del inferior. Durante D² finaliza el M₁ y comienza el M₂ pasando de la facies de anfibolitas al inicio de la migmatización y anatexia. La evolución metamórfica durante D2 supone una fuerte distensión y descompresión, coherente con el carácter extensional deducido para el cizallamiento D2 que, además, sería el responsable del apretamiento de las isogradas metamórficas, observado en zonas situadas más al NO de ésta, con la práctica desaparición de la zona del almandino.

La D3 produjo pliegues de gran longitud de onda, decamétricos a kilométricos y de pequeña amplitud que doblan las estructuras anteriores y a las isogradas de metamorfismo. Durante esta fase el metamorfismo M_2 alcanza su máximo desarrollo, produciendo migmatización y anatexia, dando lugar al granitoide inhomogéneo y a las migmatitas que afloran hacia el borde oeste de la hoja de Navatlgordo. Las condiciones P-T alcanzadas durante la anatexia hercínica para esta zona, determinadas en el complejo anatéctico de la Peña Negra por PEREIRA (1992, 1993), equivalen a una P de 4 kb y una T de 740 °C.

Con posterioridad a la tercera fase de deformación hercínica tuvo lugar una cuarta fase (D4) que se manifiesta en los granitoides tardíos por una marcada orientación norteada de megacristales de feldespato potásico y que dio lugar a pliegues de gran longitud de onda y planos axiales subverticales.

Después de la etapa metamórfica M_2 se desarrolló un metamorfismo retrogrado M_3 en facies de esquistos verdes, con desarrollo de una tectónica extensional.

Tras la cuarta fase de deformación sucedieron en este sector las etapas de fracturación tardihercínica denominadas etapa Malagón y etapa Hiendelaencina por DE VICENTE, *et al.* (1986) o episodio Dúctil Extensional, Dúctil transcurrente y frágil transcurrente tardihercínico (DOBLAS, *et al.*, 1990). Inicialmente se formaron fallas EO con fuerte buzamiento y de carácter normal direccional en las que emplazaron los diques de porfido. A continuación se desarrollaron conjuntos de fracturas de direcciones NE-SO, NO-SE y NNE-SSO subverticales y con relleno de cuarzo.

Respecto al magmatismo hercínico, las primeras manifestaciones en la hoja corresponden al granitoide inhomogéneo (s.l.) y leucogranio de nódulos, producto de procesos anatécticos desarrollados durante el episodio metamórfico M_2 (D2-D3) y a las granodioritas de grano grueso biotita-porfídica (10), todos ellos considerados rocas hercínicas sin-tardi cinemáticas. A continuación emplazarían las unidades tardi-postcinemáticas (D3-D4) que comprenden importantes volúmenes de granodioritas y de monzogranitos ampliamente representados, y en menor cuantía, de distintos tipos de granitos y de rocas básicas. Estas últimas se consideran las precursoras de este episodio plutónico hercínico que continuó con el emplazamiento de las granodioritas-monzogranitos de grano medio, unidad más extensa de la hoja, sobre la que intruyeron las sucesivas unidades que configuran el bloque plutónico de la hoja.

Dentro del ciclo hercínico, los episodios ígneos más tardíos están representados por los relleños filonianos tardihercínicos. Los diques más importantes en la hoja son los de pórfido que, en general, siguen direcciones E-O o ENE-OSO.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos y magmáticos relacionados con el ciclo hercínico, la región se vio sometida a nuevos campos de esfuerzos debido a la apertura del Océano Atlántico y al inicio de la Orogenia Alpina. Como consecuencia de estos esfuerzos se produjo una reactivación de la fracturación tardihercínica, generándose nuevas fracturas. La intrusión de diques de lamprófido, sieníticos y de cuarzo, aflorantes en la hoja de Navatlgordo, se relacionan a la actividad magmática de este ciclo orogénico alpino.

Ya durante el periodo cuaternario, el encajamiento de la red fluvial y los efectos del glaciario reciente, sumados a la actividad Neotectónica de la región, son los procesos que han contribuido a perfilar los actuales rasgos morfoestructurales de esta zona.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA

9.1. RECURSOS MINERALES

9.1.1. Minerales metálicos, no metálicos y energéticos

En la hoja de Navatalgordo no se conocen otros indicios mineros que unas pequeñas labores situadas al noreste de la localidad de Navarredonda. Se trata de una mineralización de uranio que aparece diseminada en un filón de cuarzo de dirección N 45°-50° E encajado en la unidad de la granodiorita-monzogranito biotítico porfídico dominante en el área, y localizado en la banda estructural definida por la fractura de Navarredonda-Paramera y la prolongación meridional de la falla de Navadijos, ambas con frecuentes, aunque estériles, rellenos hidrotermales de cuarzo. Presenta un volumen de reservas pequeño.

9.1.2. Rocas industriales

9.1.2.1. Granito

La actividad de cantería en granito dentro de la Hoja de estudio es prácticamente inexistente. No existen canteras activas y únicamente se han localizado dos canteras inactivas con reservas de pequeño volumen. Una de ellas se halla situada en las proximidades de Navarrevisca, donde se ha extraído árido y piedra de construcción (sillería, bordillos, etc.). Otra cantera aparece junto a la carretera comarcal C-502, en el sector comprendido en el Puerto de Menga y la Venta del Obispo donde se ha obtenido árido de machaqueo.

9.1.2.2. Porfido

Únicamente existe una pequeña cantera al norte de Hoyocasero, localizada sobre un dique de pórfido granítico de unos 5 m de potencia, del que se han obtenido áridos de trituración para la construcción de carreteras locales. Se estima un volumen de reservas mediano.

9.1.2.3. Arenas

Se encuentran pequeñas excavaciones sobre «lehms» o frentes de alteración supergénica de los materiales granodioríticos-adamellíticos situados en las inmediaciones de la carretera comarcal C-500, en el sector situado entre la Venta de La Rasquilla y Navarredonda. Las reservas estimadas son pequeñas. Su proximidad a la carretera parece indicar que el material extraído se utilizó como material de recebado en la construcción de carreteras locales.

Cuadro resumen recursos minerales

Minerales metálicos, no metálicos y energéticos							
Núm.	X	Y	Sustancia	T. Municipal	Tipo	Miner.	Observaciones
18	320.750	4472.100	U	Navarredonda	Filon.	M. Secun.	Inactiva
Rocas industriales							
Núm.	X	Y	Sustancia	T. Municipal	Observaciones		
226	339.000	4469.850	Gr	Navarrevisca	Inactiva		
89	328.300	4478.850	Gr	Cepeda la Mora	Inactiva		
99	332.200	4474.900	Por	Hoyocasero	Inactiva		
93	328.500	4472.300	Ar.	S. Martín del Pimpoll.	Inactiva		
94	326.100	4471.350	Ar.	S. Martín del Pimpoll.	Inactiva		
95	323.750	4470.100	Ar	S. Martín del Pimpoll.	Inactiva		
96	321.950	4468.950	Ar	Navarredonda	Inactiva		

9.2. RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS

9.2.1. Climatología-hidrología

El Instituto Nacional de Meteorología dispone un total de nueve estaciones pluviométricas en la zona:

Código estación	Denominación
2431	Mengamuñoz
2810	Navarredonda. Parador Nacional
2811	Navarredonda de la Sierra
2812	Hoyos del Espino
2834	Navacepedilla de Corneja
3316	San Martín de la Vega del Alberche
3317	Mengamuñoz Puerto
3317E	Cepeda de La Mora
3319	Serranillos

Las más representativas en función de los años de control y de la fiabilidad de los datos, son las de Mengamuñoz (2431) y Serranillos (3319), cuyos datos medios se exponen a continuación:

Estación 2431.—Precipitaciones medias mensuales (mm)

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Media	73,4	98,3	86,9	86,3	82,9	60,9	99,2	79,9	50,0	24,2	23,0	38,3	803,3

Estación 3319.—Precipitaciones medias mensuales (mm)

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Media	137,6	217,5	184,3	156,7	141,4	129,4	140,5	105,9	54,5	21,8	17,1	62,3	1.369,0

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde al final del otoño (noviembre-diciembre) y los valores mínimos se producen en agosto. En esta zona, la precipitación en forma de nieve es de importancia, siendo los meses con más días de nieve los de enero y febrero.

No existe ningún observatorio termométrico en la Hoja ni en sus proximidades. A partir del mapa de isotermas del Plan Hidrológico se puede considerar como representativa la línea de 14 °C. La amplitud de la variación anual de la temperatura es grande, con veranos secos de temperaturas agradables e inviernos húmedos y fríos.

La mayor parte de la Hoja está incluida en la cuenca hidrográfica del río Tajo. Únicamente las Sierras de la Serrota y Paramera, al norte, y el cuadrante suroccidental pertenecen a la cuenca del río Duero.

La red hidrográfica principal está formada por el río Alberche que disecta la Hoja en dirección Oeste-Este aproximadamente. En el extremo suroeste se encuentra un pequeño tramo del cauce superior del río Tormes.

Es notable el control tectónico sobre la distribución de la red de drenaje. En la zona central de la Hoja, el río Alberche presenta una acusada inflexión en su trazado, con dirección aproximada N-S. En la vertiente sur de La Serrota, el curso bajo del arroyo Bajoncillo ha sido capturado por la acción remontante del arroyo Serradillas. Ambos fenómenos se relacionan con una estructura a nivel regional.

No existe ninguna estación de control de caudales ni de calidad química de las aguas superficiales.

9.2.2. Inventario y usos del agua

Como se puede deducir simplemente a partir de la observación del mapa topográfico son numerosos los manantiales situados en el área. Pese a esto, el ITGE no dispone de registro de puntos de agua en la hoja, ya que no existe en la zona ningún sistema acuífero y las surgencias existentes son de escasa entidad. Las respectivas confederaciones también disponen de un registro de puntos; así, por ejemplo, la Confederación del Duero que sólo controla un pequeño sector de la hoja tiene contabilizados 27 puntos. Su distribución por octantes es la siguiente:

Octantes	1	2	3	4	5	6	7	8
Puntos	1 P		14 M	8 M	4 P			

P = pozo. M = manantial.

Los pozos aparecen asociados a la franja más superficial de alteración o a los depósitos aluviales-coluviales, etc. Son de escasa profundidad y su aprovechamiento es muy pequeño, careciendo la mayoría de ellos de instalación de bombeo. Los manantiales se relacionan en general con las fracturas o con drenajes en la parte inferior de los depósitos superficiales, en el contacto con los macizos graníticos impermeables.

Los caudales más frecuentes suelen ser inferiores a 1 l/s y muestran variaciones estacionales importantes, lo que indica un caudal de base de poca entidad. Los niveles también presentan esta misma fluctuación.

El uso más extendido es el abastecimiento ganadero (fundamentalmente vacuno) y el regadío.

9.2.3. Caracterización hidrogeológica

La mayor parte de los materiales en el área pueden considerarse como prácticamente impermeables. La circulación del agua subterránea se produce, por tanto, a favor de vías preferentes como fracturas, sin evidentes conexiones profundas en los macizos graníticos o en las formaciones de alteración y depósitos aluviales (río Alberche), coluviales, etc.

Esta impermeabilidad se refleja en la variabilidad de los caudales y niveles, que muestran una clara relación con los periodos húmedos y secos.

El flujo de las aguas subterráneas es de carácter somero y el tiempo de residencia en el medio es corto. La superficie piezométrica se adapta a la topográfica, y en general se puede asumir que la divisoria de unidades hidrogeológicas se asimila a la de las aguas superficiales. Existen flujos de tipo local influidos simplemente por diferencias de cota entre la recarga en zonas altas y la descarga en las zonas topográficas más bajas. Esto motiva, por ejemplo, que en épocas húmedas los terrenos en zonas bajas estén saturados dado el bajo coeficiente de infiltración en los materiales graníticos.

Asimismo, esta dependencia de condiciones superficiales motiva que las aguas sean bastante susceptibles a la contaminación, aunque en esta zona no existan focos importantes de vertido.

Por similitud con otras zonas de parecidas características es esperable una buena calidad general, con aguas de escasa mineralización y de tipo bicarbonatado cálcico. La actividad ganadera o agrícola puede inducir una contaminación local por nitratos u otro tipo de abonos/pesticidas.

10. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

En la hoja de Navatgordo se ha seleccionado 9 puntos de interés geológico cuyas respectivas denominaciones y contenido se describen brevemente a continuación.

NÚM. 1.—ZONA DE CIZALLA DE NAVADIJOS

Se trata de una zona de cizalla de dirección aproximada N 40° E que afecta a los granitos de Los Riscos-Puerto de Menga.

Se accede por la Carretera de Cepeda de la Mora a Navadijos, en el talud de la misma, inmediatamente atravesado el punto sobre el río Alberche.

NÚM. 2.—ZONA EPISIENÍTICA DE CUEVAS DE MARAGATO

Alteración episienítica afectando a los granitos tipo Los Riscos-Puerto de Menga. A lo largo de una banda de 3-4 m de anchura la roca aparece transformada, con pérdida de cuarzo, potasificación y epidotización de feldespatos y cloritización de biotita.

Se accede por la carretera N-502 localizándose el punto en el km 36,5.

NÚM. 3.—CONTACTO ENTRE EL GRANITO DE NAVACEPEDILLA Y EL GRANITO DE GARGANTA DEL VILLAR

Se trata de un dique decimétrico del granito de Garganta del Villar que intruye en el granito de Navacepedilla.

Se accede por camino que sale desde Cepeda de la Mora hacia el Norte y cruza el arroyo de Serradillas; tras atravesar dos portillas continuar hacia el oeste hasta el paraje denominado Navakorilla.

NÚM. 4.—CONTACTO INTRUSIVO DEL GRANITO DE LOS BOQUERONES CON LAS GRANODIORITAS-MONZOGRANTIOS DE FONDO

Se trata de un dique de granito de los Boquerones buzando hacia el Oeste, emplazado en la unidad de fondo.

El acceso se realiza por la carretera número 500, hasta el km 43,700, aproximadamente, a unos 650 m al Este del Parador Nacional de Gredos.

NÚM. 5.—ZONA DE MEZCLA MAGMÁTICA (*MINGLING*) ENTRE LAS ROCAS BÁSICAS E INTERMEDIAS Y LA UNIDAD DE FONDO, EN SU FACIES TIPO PUERTO DEL PICO

Se observan diversas estructuras típicas de zonas de mezcla: pasos graduales, megacrístales de las facies Puerto del Pico en las rocas básicas, dobles enclaves, texturas orbiculares, etc.

Se accede por camino que parte con dirección sur desde el km 45,5 de la carretera número 500, hasta alcanzar el paraje denominado Cruz de Piedra.

NÚM. 6.—MORRENAS DE LA SERROTA

Se trata de morrenas glaciares localizados hacia el sureste del macizo de la Serrota.

Se accede a este punto desde Cepeda de la Mora hacia el Corral de Majaramojo.

11. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trab. Neóg. Cuaternario*, 5, 7-29.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GILTOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales pre-cámbrico-cámbricos de la mitad suroccidental de la Zona Centroibérica. Comunicaciones II Congreso Geol. España, Granada, vol. 1, pp. 19-22.
- BABIN, R. B. (1974). Los materiales metamórficos y plutónicos presentes en el área Piedrahita-Barco de Ávila-Bejar. *Studia Geologica*, 7, 41-61.
- BALASCH (1901). Algunas observaciones sobre los granitos de Ávila. *Bol. Soc. Esp. Ha. Natural*, I, pp. 110-111.
- BEA, F. (1982). Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del Batolito de Ávila (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, 93 81, 59-59.
- BEA, F. (1985). Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de Superficies. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. de Madrid*, 79, 549-572.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985a). Estudio petrológico del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). *Studia Geologica*, 20, 137-174.
- BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985b). Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Studia Geologica*, 20, 175-203.
- BEA, F. y CORRETGE, L. G. (1986). Petrography, geochemistry and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, Central Spain. *Hercynica II-1*.
- BEA, F. y PEREIRA, M. D. (1990). Estudio petrológico del Complejo anatóctico de la Peña Negra, Batolito de Ávila, *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 87-104.
- BEA, F.; IBARRA, I. y PEREIRA, M. D. (1990). Migmatización metatexítica y fenómenos anatócticos en la Formación Almohalla, Complejo Anatóctico de la Peña Negra. *Bol. Geol. Min.*, 101-2, 187-209.
- BRANDEBOUGER, E. (1984). Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). *Pétrographie et géochimie*. Tesis 3.^{er} ciclo. Univ. Nancy., 209 pp.
- CABALLERO, J. M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; SNELLING, S. y TORNOS, F. (1992). Dating of hydrothermal events in the Sierra de Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain. *Geogaceta*, 11, 18-22.

- CAPOTE, R. (1972). Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila. Tesis Univ. Complutense, 289 pp.
- CAPOTE, R. (1983). La estructura de la extensión SE de la zona Centroibérica en el Sistema Central, en J. A. Comba (ed.): «Geología de España». Libro Jubilar, J. M. Ríos, 1, 467-476. IGME. Madrid.
- CAPOTE, R. (1985). Historia deformativa en el Sistema Central Español. Tectónica prehercínica y hercínica. *Rev. Real Acad. Cien. Ex. Fis. Nat. de Madrid*, 89, 511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 455-469.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.), *Geogaceta*, 7, 20-22.
- CASQUET, C.; CABALLERO, J. M.; GALINDO, C.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; PELLICER, M. J. y TORNOS, F. (1991). *Terra Abstracts*, 3, 2.
- DÍEZ-BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Structure of the Central Iberian Zone, en R. D. Dallmayer y E. Martinez (eds.): «Pre-Mesozoic Geology of Iberia», Springer Verlag, Berlin
- DÍEZ-BALDA, M. A. (1986). El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas, y la estructura al sur de Salamanca. *Acta Salamanticensia, Ciencias*, 52, Edic. Universidad de Salamanca, 162 pp.
- DÍEZ MONTES, *et al.*, *in litt.*
- DOBLAS, M. (1991). Latehercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Tectonophysics*, 191, 325-334.
- FERREIRA, M. R. P. V. y MACEDO, R. (1979).
- FRANCO, M. P. (1980). Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión Cornaja-Ambles (Sierra de Ávila). Tesis doctoral, Universidad de Salamanca.
- FRANCO, M. P. (1982). Las rocas básicas y ultrabásicas localizadas al norte de la depresión del Cornaje (Ávila, España), *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 101-105.
- FRANCO, M. P. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1986). Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Ávila (provincias de Ávila y Salamanca). *Studio Geologica*, 23, 193-219.
- FRANCO, M. P. y SÁNCHEZ, T. (1987). Características petrológicas en el área de Mirón (N del Valle del Corneja, prov. de Ávila), en «Geología de los Granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico». Eds.: F. Bea, *et al.*, Ed. Rueda, Madrid, 293-314.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971). Características fundamentales de los «sierros» de la provincia de Salamanca. *Bol. Geol. y Min.*, 82, 3-4, 287-290.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). La estructura del anticlinoiro del «Ollo del Sapo» en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 535-545.
- HERREROS, J. M.; REYES, J.; BELLIDO, F.; BUYO, F. y LASALA, M. J. (1993). Estudio y datación por el método Rb-Sr de una zona de fracturación en granitoides tardihercínicas. *V Congr. Geog. España*, 164-170.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987). Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En Bea, F., et al. (eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, pp. 377-383, Ed. Rueda, Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000, IGME, Madrid.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92 Berlin (traducido en Publ. Extranj. sobre Geol. de España t. v., 149-166, Madrid, 1950).
- MACAVA, 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, 291-309.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1879). Bosquejo de una descripción físico-geológica de la provincia de Ávila. *Mem. Com. Mapa Geológico de España*.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1898). Trabajos geológicos ejecutados durante el año 1877 en la provincia de Ávila, *Bol. Com. Mapa Geológico de España*, t.v.
- MALLADA, L. (1895). Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. Com. Mapa Geológico de España*, t.I.
- MONTESERIN, et al., in litt.
- MORENO-VENTAS, I. (1991). Petrología de los granitoides y rocas básicas asociadas de la sierra de Gredos, Sistema Central Español, tesis doctoral, Univ. Sevilla, 323 pp.
- NUEZ, J. DE LA; UBANELL, A. G. y VILLASECA, C. (1982). Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. lab. Xeol. Laxe* 3, 53-74.
- PEREIRA, M. D. (1990). Evolución petrológica y geoquímica de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Sector Batolito de Ávila). *Studia Geologica*, 26, 249-258.

- PEREIRA, M. D. (1992). El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión, tesis doctoral, Univ. Salamanca, 355 p.
- PEREIRA, M. D.; RONKIN, V. y BEA, F. (1992). Dataciones Rb-SR en el Complejo anatóctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila, España central); evidencias de magmatismo prehercínico. *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 129-134.
- RECIO, C.; FALICK, A. E. y UGIDOS, J. M. (1992). A stable isotopic ($U^{18}O$, UD) study of the late-Hercynian granites and their host-rocks in the Central Iberian Massif (Spain). *Trans. Roy. Soc. Edinb: Earth Sciences*, 83, 247-257.
- RECIO, C.; UGIDOS, J. M. y FALICK, A. E. (1992). Origen de las sienitas asociadas a granitos biotíticos y anfibólicos en la zona Ávila-Béjar (Sistema Central Español). III Congr. Geol. de España, Actas I, 367-372.
- SÁNCHEZ, T. (1987). Características petrológicas en el área del Mirón (N de la depresión del Corneja, prov. de Ávila), tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca.
- SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, C. H.; VERDUMEN, E. A. Th. y VERSCHURE, R. H. (1978). Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86, 299-309.
- TEIXEIRA, C. (1991). Sur l'âge des filons basiques encaissés dans les granites hercyniens portugais. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 69-73.
- UBANELL, A. G. (1981a). Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 591-605.
- UBANELL, A. G. (1981b). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 607-622.
- UBANELL, A. G. y ROSALES, F. (1981). Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de la Paramera-Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 431-437.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1988). Modelos geotectónicos de los diques E-O en el Sistema Central Español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 183-191.
- UGIDOS, J. M. (1973). Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres), tesis doctoral, Univ. Salamanca, 218 pp.
- UGIDOS, J. M. (1975). Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes. *Bol. Geol. y Min.*, 85 (2), 214-222.
- UGIDOS, J. M. (1976). Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Studia Geologica*, 10, 31-44.

- UGIDOS, J. M. (1981). Leucogranitos, granitos de dos micas y granitos biotíticos al E y SE de Barco de Ávila (provincia de Ávila). *Cuad. Lab. Laxe*, 2, 61-68.
- UGIDOS, J. M. (1983). Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Ávila (Sistema Central Español). Réplica a F. Bea, *Bol. Geol. Min.*, 94-1, 63-68.
- UGIDOS, J. M.; FALICK, A. E. y RECIO, C. (1989). U¹⁸O of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain, *Geogaceta*, 6, 25-27.
- UGIDOS, J. M. y RECIO, C. (1993). Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain, *Chemical geology*, 103, 27-43.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T. y MARCOS, A. (1986). Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida, *Geogaceta*, 1, 24-25.
- VIALETTE, V.; BELLIDO, F.; FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1981). Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 327-335.
- VIDAL BOSCHM, C. (1934). Formación sienítica del Puerto de la Cueva del Maragato. *Bol. Soc. Esp. Ha. Natural*, 34, 117-120.
- VILLASECA, C.; HUERTAS, M. J. y NÚEZ, J. (1992). Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 11, 34-38.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA