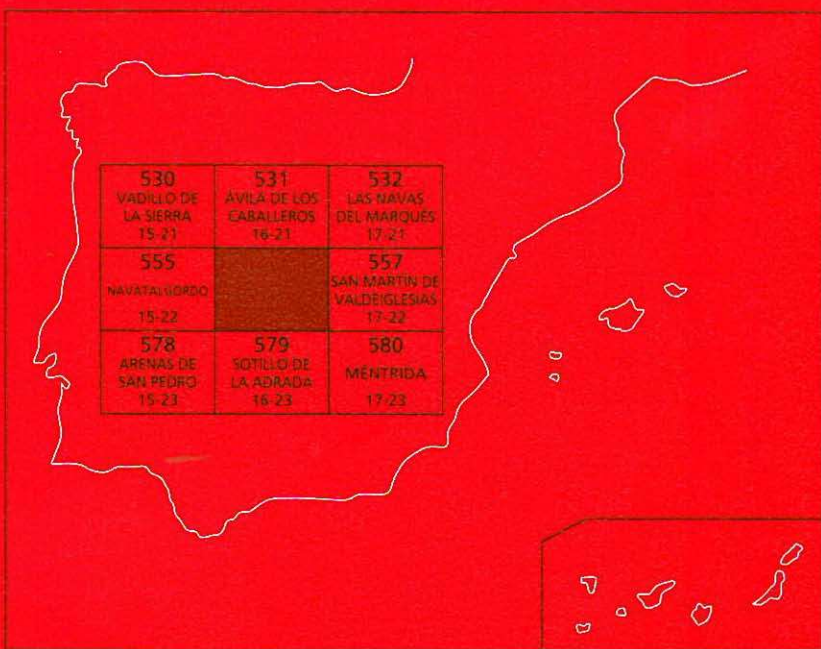




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVALUENGA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MEMORIA EXPLICATIVA DE LA HOJA N.º 556

NAVALUENGA

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

Depósito legal: M. 40296-2006
ISBN: 84-7840-650-6
NIPO: 657-06-008-0

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

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS durante los años 1994-1995 con normas, dirección y supervisión del IGME.

Han intervenido:

Cartografía geológica, síntesis y Memoria

López Sopeña, F.
Lillo Ramos, F. J.
Olivé Davó, A.
Herreros Villanueva, V. (IGME)

Petrología

Herreros Villanueva, V. (IGME)

Tectónica y neotectónica

Lillo Ramos, J.
López Sopeña, F.

Geomorfología

Olivé Davó, A.

Geoquímica

Bea Barredo, F. (U. Granada)

Hidrogeología

Rodríguez Santisteban, R.

Dirección y supervisión

Bellido Mulas, F. (IGME)

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

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

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. ANTECEDENTES	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	12
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. METASEDIMENTOS DE OJOS ALBOS-CEBREROS-EL TIEMBLO	13
2.2. Terciario	16
2.2.1. Alteritas (22). Terciario-Holoceno	16
2.3. CUATERNARIO	16
2.3.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas (23 y 24). Pleistoceno-Holoceno	16
2.3.2. Limos y arcillas. Fondos endorreicos y Navas (25). Holoceno	16
2.3.3. Cantos de matriz limo-arenosa (26). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno	17
2.3.4. Cantos de arenas y limos (27). Conos de deyección. Holoceno	17
2.3.5. Cantos de matriz limo-arenosa (28). Coluviales. Holoceno	17
2.3.6. Cantos con escasa matriz (29). Canchales. Holoceno	17
2.3.7. Gravas, arenas y limos (30). Fondos de valle. Holoceno	17
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	18
3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA	21
3.1.1. Fallas	21
3.1.2. Diques	23
3.2. FRACTURACIÓN ALPINA	23
3.2.1. Fallas	24
3.2.2. Diques	25
3.3. NEOTECTÓNICA	25
4. PETROLOGÍA	25
4.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN-TARDI CINEMÁTICAS	26
4.1.1. Granitoide inhomogéneo (8)	26
4.1.2. Granitoides diatexíticos (9)	28

4.1.3.	Granodiorita inhomogénea foliada (10)	30
4.1.4.	Leucogranito inhomogéneo	31
4.2.	GRANITOIDES TARDI-POSTCINEMÁTICOS	32
4.2.1.	Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12)	32
4.2.1.1.	Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico con megacristas abundantes (12a)	33
4.2.1.2.	Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristas escasos (12b)	34
4.2.1.3.	Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico heterogéneo (12c)	35
4.2.2.	Granito-monzogranito de grano medio, tipo El Barraco (13)	36
4.2.3.	Monzogranito biotítico microporfídico, tipo Los Baldíos (14)	38
4.2.4.	Granito microporfídico de dos micas tipo Venero Claro-Casillas (15) ..	39
4.2.5.	Leucogranito moscovítico, tipo Venero Claro-Casillas (16)	40
4.2.6.	Monzogranito biotítico microporfídico. Tipo Majadillas (17)	41
4.2.7.	Leucogranito biotítico orientado (18)	42
4.2.8.	Leucogranito biotítico porfídico. Tipo Navaluenga (19)	43
4.2.9.	Leucogranito aplítico tabular (20)	44
4.3.	ROCAS FILONIANAS	45
4.3.1.	Pórfidos (1)	46
4.3.2.	Aplitas y leucogranitos (2)	47
4.3.3.	Pegmatitas (3)	48
4.3.4.	Microdioritas (4)	49
4.3.5.	Sienitas (5)	49
4.3.6.	Lamprófidos (6)	50
4.3.7.	Cuarzo (7)	51
4.4.	METAMORFISMO	52
5.	GEOCRONOLOGÍA	52
5.1.	DATAIONES RADIOMÉTRICAS	54
6.	GEOQUÍMICA	54
6.1.	INTRODUCCIÓN	54
6.2.	GRANITOIDES HERCÍNICOS SIN-TARDI CINEMÁTICOS (CONJUNTO LITOLÓGICO DE LA SIERRA DEL VALLE)	55
6.3.	GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-POST CINEMÁTICOS	55
6.3.1.	Roca básica del Puerto de Mijares (conjunto litológico de la Sierra del Valle)	55
6.3.2.	Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12)	64
6.3.3.	Granito-monzogranito de grano medio tipo El Barraco (13)	64
6.3.4.	Granito microporfídico de dos micas, tipo Venero Claro-Casillas (15) ..	65
6.3.5.	Leucogranito biotítico porfídico, tipo Navaluenga (19)	65
6.3.6.	Leucogranito aplítico tabular (20)	65
6.4.	ROCAS FILONIANAS	66
6.4.1.	Diques de pórfido	66
6.4.2.	Microdioritas (4)	66

7.	GEOMORFOLOGÍA	78
7.1.	DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	78
7.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	79
7.2.1.	Estudio morfoestructural	79
7.2.1.1.	Zona septentrional (Sierra de la Paramera)	79
7.2.1.2.	Zona central (Valle del Alberche)	80
7.2.1.3.	Zona meridional (Sierra de Gredos y Sierra del Valle)	81
7.2.2.	Estudio del modelado	81
7.2.2.1.	Formas de ladera	81
7.2.2.2.	Formas fluviales	82
7.2.2.3.	Formas poligénicas	82
7.2.2.4.	Formas glaciares y periglaciares	84
7.2.2.5.	Formas lacustres	84
7.2.2.6.	Formas antrópicas	84
7.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	84
7.3.1.	Alteritas	84
7.3.2.	Sedimentos	84
7.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia Geomorfológica)	85
7.5.	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	86
8.	HISTORIA GEOLÓGICA	86
9.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	88
9.1.	RECURSOS MINERALES	88
9.1.1.	Minerales metálicos y no metálicos	88
9.1.1.1.	Sulfuros BGPC	88
9.1.2.	Rocas industriales	89
9.2.	HIDROGEOLOGÍA	91
9.2.1.	Climatología-Hidrología	91
9.2.2.	Inventario y usos del agua	92
9.2.3.	Caracterización hidrogeológica	93
10.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	94
11.	BIBLIOGRAFÍA	95

1. INTRODUCCIÓN

A excepción de unos 2 km² de superficie en su vértice SE, la totalidad de la hoja n.º 556 (Navaluenga) se sitúa dentro de la provincia de Avila. Sus principales núcleos urbanos son Navaluenga (2.024 h) y Burgohondo (1.422 h), situados hacia el centro de la hoja, y El Barraco (1.838 h) que se localiza hacia el centro Norte de la misma.

La hoja está atravesada, sobre todo en su mitad Norte, por una serie de carreteras, siendo las principales la N-403 Toledo-Valladolid, que pasa por el Barraco y Avila capital y la Comarcal C-500 que une el Barraco con Béjar y pasa por San Juan de la Nava, Navalmoral y Navarredondilla, dentro de esta hoja. También existen numerosas pistas forestales que posibilitan el acceso a zonas alejadas de las carreteras, aunque, sobre todo al Sur y al NE existen zonas relativamente extensas cuyo acceso tan sólo es posible a pie.

La orografía de la hoja es muy agreste en mayor medida en su tercio Sur y vértice NO, en donde las Sierras del Valle y de Las Parameras, respectivamente, alcanzan cotas de hasta 2.009 m (Lanchamala) y de 2.104 m (Risco del Sol); las altitudes mas moderadas (900-700 m) se localizan en el sector central de la hoja donde de Oeste a Este discurre el río Alberche cuyas aguas son retenidas en el Embalse de Burguillos, hacia el Este de la hoja.

Desde el punto de vista geológico la hoja de Navaluenga se localiza en el sector occidental del Sistema Central (estribaciones orientales de la Sierra de Gredos), unidad fisiográfica y geológica incluida dentro de la zona Centro-Ibérica, según el esquema geoestructural del Macizo Hespérico de JULIVERT, *et al.* (1972) (Figura 1).

1.1. ANTECEDENTES

Las referencias más antiguas en relación a la geología de esta región son los trabajos de MARTIN DONAYRE (1879 y 1898), MALLADA (1985), BALASCH (1901) y VIDAL BOSCH (1934), en los que se describen algunos tipos de granitos y de rocas episieníticas.

Hasta los años 80, los estudios geológicos relacionados con el Sistema Central se han centrado en su sector oriental (Sierra de Guadarrama) y en regiones al oeste de la Sierra de Gredos (Sie-

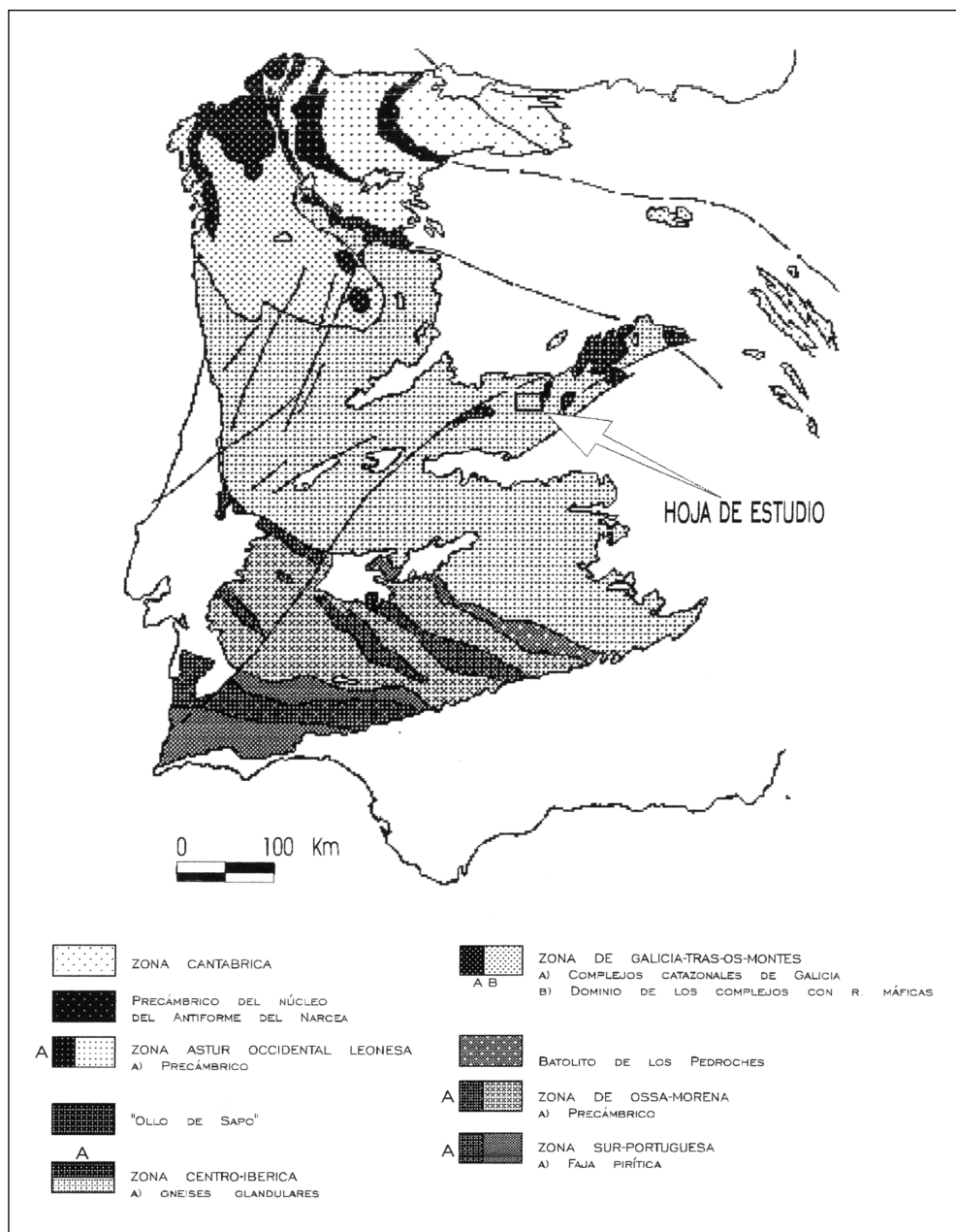


Figura 1. División en zonas del Macizo Ibérico, modificado de JULIVERT et al. (1972), según MARTÍNEZ CATALÁN (1981). Situación de la Hoja de Navalunga.

rras de Bejar y adyacentes). La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central se encuentra en el trabajo de BELLIDO, *et al.* (1981); anteriormente el trabajo de BARD, *et al.* (1970) intenta trazar los rasgos más generales de esta región.

La estratigrafía de los metasedimentos del Sistema Central es tratada de forma conjunta o según amplios sectores de este, en los trabajos de CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975); CAPOTE, *et al.* (1977); FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985). También en relación con el estudio de las rocas metamórficas del sector oriental de la hoja, son de señalar los trabajos de FUSTER y MORA (1970) que estudian los afloramientos de metasedimentos comprendidos entre las localidades de Aldeavieja-La Cañada-Cebreros y el Tiemblo.

Entre los trabajos de mayor interés por su temática regional o por sus similitudes petrológicas con la hoja de Navaluenga, son de señalar los siguientes:

BABIN VICH (1974), en el que se describen algunas rocas graníticas y metamórficas existentes entre Piedrahita y Bejar 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 retro-metamórfica; distintos trabajos 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 Avila en donde reconoce la existencia de procesos de migmatización anteriores a las últimas fases de deformación hercínica, deduciendo, además, el carácter post deformación de las migmatitas de mas amplia representación en el área.

En 1981 la JEN y ENUSA realizan trabajos geológicos para la investigación de uranio en las hojas n.º 556 (Navaluenga) y n.º 579 (Sotillo de la Adrada), elaborando una cartografía geológica a E. 1:50.000 de una parte de ambas hojas.

Otros trabajos de interés son los de FRANCO (1989, 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 NO de la hoja de Navaluenga, y deducen un origen mantélico para las rocas básicas y su relación con los procesos plutono-metamórficos 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 con implicaciones muy directas con la petrología de la hoja de Navaluenga son los de BEA y MORENO-VENTAS (1985a, 1985b) y BEA (1985) que 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), PEREIRA (1992), aportan una cartografía geológica del Complejo Anatéctico 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 paraautóctona, respectivamente.

Por último señalar los distintos trabajos de UGIDOS, FALICK y RECIO (1989, 1991 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 granitos.

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-Ibérica, 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 la hoja de Navatagordo 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 NE 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, M. (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 inter-placas.

Finalmente, a todos estos estudios hay que sumar, como información fundamental, la procedente de las diferentes hojas MAGNA correspondientes al Sistema Central, alguna de las cuales se encuentra actualmente en fase de revisión y preparación por parte del IGME.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

Gran parte de los materiales aflorantes en la hoja de Navaluenga corresponden a granitoides tardi-postcinemáticos que intruyen en los metasedimentos de los afloramientos metamórficos

de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo, cuyo sector sur occidental queda incluido dentro de la hoja de Navalunga, ocupando una superficie de 36 km² aproximadamente.

Los afloramientos metamórficos están constituidos por un conjunto de metasedimentos pelíticos con intercalaciones areniscosas, cuarcíticas y de rocas calcosilicatadas. El grado metamórfico de estos materiales es variable, apreciándose un notable incremento de norte a sur, pasando de filitas epimetamórficas a esquistos y paraneises con desarrollo de procesos de migmatización en el extremo meridional.

Los granitoides tardipostcinemáticos están representados fundamentalmente por granodioritas-monzogranitos biotíticos con distinto grado de porfidismo y por una variedad heterogénea, sobre las que intruyen distintos tipos de granitos biotíticos, granitos microporfídicos de dos micas y de leucogranitos.

Junto a estos dos dominios metamórficos y plutónico, existe un tercer dominio en la hoja de Navalunga representado por el conjunto litológico de la Sierra del Valle, constituido por unidades graníticas sin tardicinemáticas con distinto grado de evolución y en el que pueden reconocerse procesos de génesis magmática a partir de un protolito mixto con importante participación de materiales pelítico-areniscoso.

Los materiales representados en estos tres dominios sufrieron con mayor o menor cuantía los efectos deformativos del ciclo hercínico, y de forma más notoria, de las etapas de fracturación tardihercínica y de la sobreimposición de procesos asociados a los movimientos alpinos.

2. ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se describen los metasedimentos aflorantes hacia el extremo oriental de la hoja de Navalunga y los depósitos recientes, de edad cuaternaria que pese a su escaso desarrollo aparecen muy extendidos en la superficie de la hoja.

2.1. METASEDIMENTOS DE OJOS ALBOS-CEBREROS-EL TIEMBLO

Dentro de la hoja de Navalunga, a lo largo de su límite oriental y extendiéndose hasta 3,5 km hacia el interior de la misma, afloran metasedimentos pertenecientes al extremo suroccidental del afloramiento de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo (BELLIDO, *et al.*, 1990). En estos afloramientos se han reconocido dos conjuntos litológicos separados por un contacto gradual, cuya traza se sitúa 1,5 km al norte del embalse del Burguillo.

En este sector de la hoja, al norte del embalse de El Burguillo, aflora un conjunto monótono de esquistos limolíticos y arenosos con intercalaciones de metaareniscas finamente laminadas y lentejones de cuarcitas laminadas grises. Estos materiales presentan una esquistosidad penetrativa y, hacia el contacto con el conjunto litológico situado al Sur, de forma gradual aunque difusa, se observan frecuentes venas feldespáticas y segregados leucocráticos, siendo menos patente la esquistosidad y apareciendo la roca paulatinamente más desestructurada.

Al Sur del embalse de Burguillos son más frecuentes las intercalaciones metaareniscosas de potencia decimétrica mientras que los términos más lutíticos aparecen muy masivos, reconociéndose localmente filitas negras síliceas o de tonalidades más claras, por lo general con bandeo composicional milimétrico muy plegado y recrystalizado. En este sector del afloramiento son muy frecuentes los segregados cuarzo-feldespáticos que pueden alcanzar espesores centimétricos y que confieren a la roca un aspecto de paraneis.

Este conjunto litológico aparece afectado por un alto metamorfismo regional y de contacto, reconociéndose mayor grado de recrystalización e incluso fenómenos de fusión parcial en el sector del afloramiento situado al Sur del embalse de Burguillos, principalmente hacia el borde meridional.

Los efectos del metamorfismo de contacto son más evidentes al Norte del embalse, donde es frecuente la presencia de andalucita hacia el contacto con las granodioritas-monzogranitos biotíticos. En las inmediaciones del contacto entre los metasedimentos y los granitoides es frecuente también la presencia de diques de leucogranito de potencia centimétrica y diques de monzogranito de potencia decamétrica. Al sur del embalse los efectos del metamorfismo de contacto no son patentes, reconociéndose muy localmente texturas mosqueadas.

En la hoja MAGNA de San Martín de Vadeiglesias, BELLIDO, *et al.*, *op. cit.*, consideran este conjunto sedimentario equivalente a las pizarras y esquistos satinados de CAPOTE y VEGAS (1968) a las micacitas, esquistos andalucíticos y neises de grano fino de FUSTER y MORA (1970) y a las formaciones «El Hornillo» y «Navacarros» de CAPOTE (1971).

Respecto a la edad de estos materiales, CAPOTE (1971) (en BELLIDO, *et al.*, *op. cit.*), los considera correlacionables con las Capas de Mediana y las Capas del Río Almar, a las que se atribuye una edad imprecisa Cámbrico-Precámbrico.

PETROGRAFÍA

Mediante el estudio petrográfico se han caracterizado los dos tipos litológicos más comunes correspondientes, respectivamente, a los conjuntos litológicos Norte y Sur de los afloramientos de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo, aflorantes en la hoja de Navalunga.

Micaesquistos moscovíticos con biotita ± granate (21a)

En afloramiento se muestran como esquistos limolíticos muy ricos en moscovita, de color gris plateado, que pueden presentar cristales de andalucita de hasta 5 cm de longitud, afectados de una esquistosidad muy penetrativa o con aspecto de corneana en puntos próximos al contacto con la granodiorita-monzogranito biotítico porfídico.

Al microscopio presentan textura granolepidoblástica y una mineralogía consistente en cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasas, como minerales principales, junto a opacos y, ocasionalmente, granate, como minerales accesorios y como secundarios moscovita, sericita y clorita.

Las rocas muestran una esquistosidad penetrativa principal Sp definida por la recrystalización de moscovita, cuarzo, biotita y plagioclasa paralelas a la foliación y por la alineación de minerales opacos en el mismo sentido. Se aprecia un bandeo composicional grosero, definido por zonas con mayor abundancia de ribbons de cuarzo y zonas más micáceas. Tanto micas como cuarzo y plagioclasa presentan hábitos acintados. En el caso del cuarzo son frecuentes las sombras de presión asimétricas. En ocasiones se observan algunos agregados equidimensionales redondeados que presentan restos de granate precinemático respecto a la Sp, con colas de presión formadas por biotita verdosa y cuarzo. Estos granates están parcialmente pseudomorfizados por moscovita, cuarzo y óxidos de hierro con formas sigmoidales que ponen de manifiesto el carácter sincinemático de esta recrystalización respecto a la Sp.

Sobre la esquistosidad principal se desarrolla una esquistosidad de crenulación que da lugar a micropliegues muy laxos cuyos planos axiales son ligeramente oblicuos respecto a la Sp. Esta esquistosidad de crenulación conlleva una muy escasa recrystalización de biotita de tonalidad verdosa.

Los efectos del metamorfismo de contacto asociado a la intrusión granítica se reconoce en estas rocas por la presencia de una textura granoblástica poligonal de tamaño de grano fino y una matriz equigranular de grano fino formada por cuarzo y plagioclasa en mosaico con abundantes puntos triples. En ella se insertan biotitas y moscovitas de tamaños diversos pero siempre inferiores a 1,5 mm y que definen una esquistosidad casi totalmente obliterada. También se observan agregados subelípticos formados por sericita que son pseudomorfos sobre un mineral previo del que no quedan restos, así como un pequeño porcentaje de biotita y moscovita alotriomorfas. La mayor parte de las micas están retrogradadas a un agregado sericítico. Por último, son relativamente frecuentes agregados acintados de cuarzo de tamaños entre 0,2 y 0,7 mm y minerales opacos alotriomorfos, intersticiales respecto a cuarzo y plagioclasa.

Paraneis biotítico-moscovítico con turmalina (21b)

Se trata de paraneises de grano fino a medio, finamente bandeados, formados por una alternancia de niveles oscuros ricos en biotita y niveles leucocráticos cuarzo-feldespatíticos mili y centimétricos. Muy frecuentemente estos bandeados aparecen muy replegados en pliegues irregulares de orden centimétrico, que en conjunto pueden mostrar figuras de interferencia decimétricas. El grado de foliación penetrativa es variable; en ocasiones aparecen como paraneis con foliación bien desarrollada y en otras pueden aparecer con aspecto masivo, con una fábrica cuasi-isótropa y muy desestructurados, de aspecto corneano (aunque el microbandeado puede conservarse) y con planos de rotura irregular. A veces el paraneis adquiere apariencia de diatexitas, con segregaciones decimétricas migmatíticas donde se observan megacristales de feldespato potásico de hasta 4-5 cm.

Aparecen intercalados niveles cuarcíticos de color gris, generalmente de escasa potencia, aunque puede intercalarse algún banco métrico. Ocasionalmente aparecen asociados espacialmente a leucosomas de geometría irregular.

Al microscopio presenta una textura granoblástica foliada de grano fino y una mineralogía integrada por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotita como minerales principales y moscovita, opacos, circón sillimanita y turmalina como minerales secundarios.

El cuarzo es alotriomorfo de bordes saturados; el feldespato potásico es intersticial con sistema perítico poco desarrollado de tipo braided y film y la plagioclase alotriomorfa, levemente sericitizada, en ocasiones forma porfidoblastos de 2-3 mm con abundantes inclusiones de biotita y moscovita.

La sillimanita aparece incluida en feldespatos y, con carácter accesorio aparece turmalina marrón verdosa, idiomorfa o subidomorfa y poiquiloblástica de grano fino que engloba biotita y minerales opacos.

2.2. Terciario

2.2.1. Alteritas (22). Terciario-Holoceno

Se incluyen en este apartado los materiales de alteración del sustrato granítico (lehm), cuando su extensión o potencia son relevantes y enmascaran la litología subyacente.

Se trata de arenas arcósicas de tonos blanquecinos dominantes, sin evidencias de transporte y que, como se ha indicado, pueden alcanzar en ocasiones desarrollo notable, principalmente en el sector centro oriental de la hoja.

2.3. Cuaternario

2.3.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas (23 y 24). Pleistoceno-Holoceno

Se han diferenciado dos niveles de terrazas fluviales del río Alberche. Se encuentran situadas a +2-3 m (24) y +10 m (23), sobre el cauce actual.

Se reconocen a partir de la cola del embalse del Burguillo. Su extensión no es muy importante, y están constituidas por gravas (que son dominantes en la terraza inferior), arenas y limos. Su espesor no debe superar los 2-3 m.

2.3.2. Limos y arcillas. Fondos endorreicos y navas (25). Holoceno

Se engloban en este apartado todos los depósitos de tipo endorreico o semiendorreico constituidos fundamentalmente por sedimentos de granulometría fina, limos y arcillas predominantemente, con cantos esporádicos. Su espesor máximo puede cifrarse en torno a los 2-3 m.

Su génesis puede ser lacustre, corresponder a encharcamientos temporales relacionados con cursos fluviales, o tener posible influencia periglaciaria.

Estos últimos son frecuentes, y con una extensión considerable, en la zona noroccidental de la hoja, en el entorno de la sierra de la Paramera. También destaca la zona endorreica o semiendorreica, de génesis lacustre, localizada al SE del Barraco, que ocupa una superficie superior al km².

2.3.3. Cantos en matriz limo-arenosa (26). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno

Corresponden a depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, constituidos por cantos, más o menos angulosos, irregularmente distribuidos en una matriz limo-arenosa y arcillosa. Su espesor, difícilmente cuatificable, puede estimarse en torno a los 2-3 m como media.

Su distribución en el ámbito de la hoja es irregular, condicionada por la configuración topográfica, asociándose preferentemente a las áreas de enlace entre los sedimentos fluviales de algunos valles y los relieves circundantes.

2.3.4. Cantos arenas y limos (27). Conos de deyección. Holoceno

Asociados a las salidas de algunos barrancos, sobre todo en la margen derecha del Alberche, se han cartografiado algunos depósitos compuestos por cantos, arenas y limos, que presentan morfologías de conos de deyección.

Pueden alcanzar una extensión considerable, y el espesor del depósito, que es mayor en las zonas más distales, puede alcanzar los 3-5 m.

2.3.5. Cantos en matriz limo-arenosa (28). Coluviales. Holoceno

En relación con algunas laderas, se localizan depósitos relativos a coluviones, de extensión variable, con potencias de 2-3 m de cantos poco elaborados, procedentes de los relieves cercanos, englobados de matriz limo-arenosa.

2.3.6. Cantos con escasa matriz (29). Canchales. Holoceno

Asociados a las zonas de cumbres de las sierras de Gredos y del valle, en la zona meridional en la hoja, se localizan una serie de depósitos, de extensión variable, correspondientes a canchales, compuestos por cantos con matriz muy escasa o nula. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m en sus zonas más distales.

2.3.7. Gravas, arenas y limos (30). Fondos de valle. Holoceno

Tanto en el valle del río Alberche, como en algunos cursos de la red de menor orden, se reconocen depósito de fondo de valle, compuestos por gravas, arenas y limos, con espesores que no superan habitualmente los 2 m.

En ocasiones, como sucede en el valle de Alberche en el entorno de Navaluenga, las gravas son los elementos casi exclusivos del depósito.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

La hoja de Navaluenga 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 sobre la divisoria entre el Dominio de Pliegues Acostados y el Dominio de Pliegues Verticales, definidos, por DIEZ BALDA, *et al.* (1990) (figura 2).

En el dominio de los Pliegues Acostados, al Norte, la estructura hercínica se resuelve mediante grandes pliegues acostados (F1) y cabalgamientos (F2) que involucran al basamento, ambos replegados posteriormente por estructuras subverticales. (F3).

El Dominio de los Pliegues Verticales, al Sur, se caracteriza por la existencia de pliegues subverticales de longitud de onda kilométrica (F1), cizallas subhorizontales con dirección de transporte ONO-ESE (F2), y pliegues de gran longitud de onda y de pequeña amplitud que afectan a las foliaciones anteriores y a las isogradas de metamorfismo (F3). Con carácter más restringido, dentro de este dominio, se describen pliegues posteriores de gran longitud de onda y pequeña amplitud con planos axiales verticales (F4). Esta F4 hercínica quedaría incluida dentro de las fases tardías hercínicas que describen MACAYA, *et al.* (1991), caracterizadas por no desarrollar de forma generalizada estructuras penetrativas.

La cuarta fase de deformación hercínica es descrita por GIL TOJA, *et al.* (1985), en una región al Oeste de Salamanca en donde observan estructuras anteriores ligeramente plegadas, originando pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud; en rocas previamente foliadas se desarrollan kink-band de plano axial vertical y con dirección norteadada. En los granitoides se manifiesta localmente por una fábrica interna tenue definida, principalmente, por la orientación norteadada de megacristales de feldespato y, en menor medida de las micas.

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, 1981 a 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. CASQUET, *et al.* (1988) atribuyen a esta actividad extensional el emplazamiento de importantes volúmenes de granitoides tardíos, extensamente representados en este sector del Sistema Central. 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 de «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

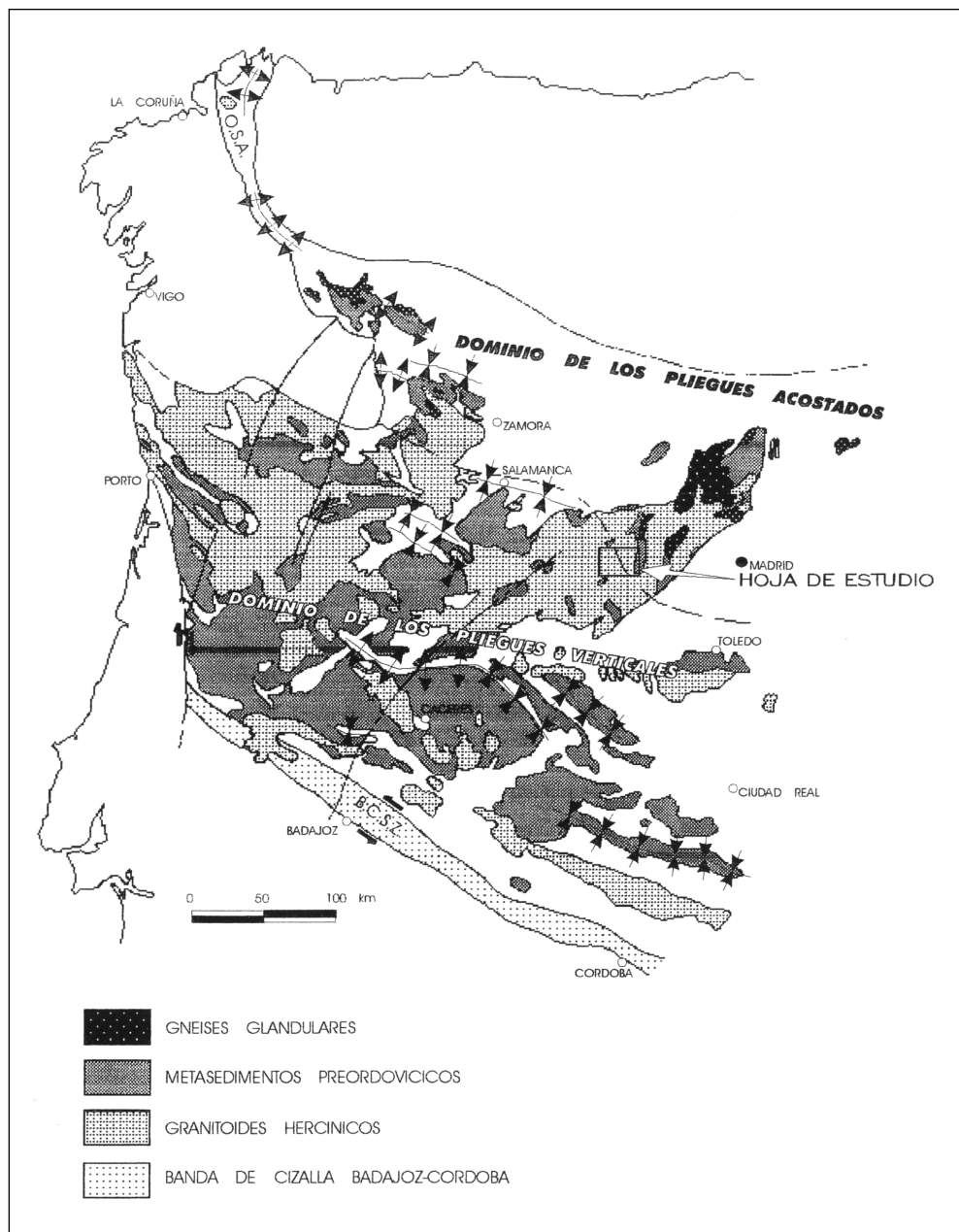


Figura 2. Dominios estructurales de la zona Centro Ibérica según Díez BALDA, *et al.* (1990). Situación de la Hoja de Navaluenga.

DOBLAS (*op. cit.*) el cual representa el modelo clásico de tectónica transcurrente tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1987). 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 esta región (fracturación eoalpina) aparecen registradas en dos familias de diques. La primera de ellas, de directrices fundamentalmente norteadas, esta formada por diques de lamprófidos 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 tardihercínicos 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 Navalunga se reconocen los efectos de ambas orogenias, Hercínica y Alpina. Durante los últimos episodios de la primera de ellas tuvieron lugar intensos procesos plutonometamórficos, 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, alguna de las cuales sufrieron rejugos y/o actividad magmáticas en épocas alpinas.

Las estructuras neotectónicas reconocidas en la Hoja son muy escasas debido fundamentalmente al poco desarrollo de los 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 se manifiestan generalmente como anomalías geomorfológicas.

3.1. FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Gran parte de la fracturación existente en la Hoja 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 (GARZÓN-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; GALINDO, *et al.*, 1994) 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 Navaluenga se puede establecer que el patrón de fracturación está definido fundamentalmente por 4 familias o sistemas de fallas:

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

a) *Fallas E-O/ONO-ESE*

Son fallas, generalmente de gran ángulo de buzamiento hacia el Norte. Este grupo aparece bien representado en la hoja, sobre todo en la mitad septentrional de la misma, donde forman bandas de fracturación, algunas de ellas de gran desarrollo longitudinal. En ocasiones se disponen subparalelas a los haces de pórfidos graníticos que afloran en la Sierra de las Parameras. Algunas fracturas de este sistema presentan una morfología curva, a veces algo sinuosa (por ejemplo, falla de Zapatero-El Barraco, falla de Navatalgordo-Navaluenga), adoptando en algún tramo de su traza una orientación ENE-OSO. Aunque a escala cartográfica sus labios no presentan grandes desplazamientos relativos, si hay evidencias de movimientos direccionales, fundamentalmente dextrales según UBANELL (1981a), aunque se han observado criterios cinemáticos que indican indistintamente tanto movimientos dextrales como movimientos sinestrales.

En los planos de fracturas de este grupo, se observa una superposición de estrías: la primera o más antigua correspondería a los movimientos direccionales; la 2.^a o más moderna se asocia a movimientos verticales de tipo extensional.

El sistema E-O/ONO-ESE es uno de los sistemas de fracturación tardihercínicos más antiguos, el cual constituyó un fuerte control estructural en el emplazamiento de monzogranitos tardíos y de los haces de pórfidos y de aptitas que jalonan la mitad septentrional de la Hoja (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS, 1987; CASQUET, *et al.*, 1988). Con relativa frecuencia (por ejemplo, falla de la Rinconada) se observan estructuras de deformación dúctil, generalmente, en bandas miloníticas, de carácter discreto y anchura centimétrica, con buzamientos de menor ángulo (45°) que los observados en las estructuras frágiles de este sistema.

También frecuentemente se aprecian pequeñas bandas de pseudotaquilitas muy irregulares y discontinuas, casi siempre de espesor centimétrico, en relación a fracturas frágiles E-O, que pueden asociar rubefacciones relativamente intensas, como las que se observan en las márgenes del río Gaznata.

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

En este sistema se agrupan fracturas subverticales, fundamentalmente frágiles, que adoptan direcciones entre N 30°E y N300°. Suelen presentar morfologías algo curvas o sinuosas, aunque el accidente más representativo de este sistema en la Hoja (Falla del Herradón-Casillas) tiene un trazado rectilíneo. Este sistema se halla representado, en mayor o menor medida en toda la hoja, aunque la mitad occidental muestra una mayor concentración de grandes fracturas norteadas.

La falla de El Herradón-Casillas constituye un gran accidente morfológico que se extiende hacia el Norte hasta el Puerto de las Pinas, y por el sur hasta prácticamente el valle del Tietar. Localmente presenta rellenos filonianos de cuarzo y zonas con intensa alteración hidrotermal (e.j. epidotización y moscovitización) de alcance métrico. Esta estructura constituye el límite occidental de la denominada zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama, que define una zona de deformación transcurrente de sentido dextrógiro (UBANELL, 1981a).

No se dispone de datos, dentro de la Hoja, que permitan establecer la edad de formación de las sucesivas reactivaciones, aunque su orientación norteadada es compatible con las fallas de componente direccional generados durante las etapas tardihercínicas más tempranas (fase Robledo de MARTÍN ESCORZA (1988), equivalente a los movimientos más tempranos de la fase Malagón de CAPOTE, *et al.* (1987). No serían equiparables a las fracturas «transfer» del episodio «dúctil extensional» de DOBLAS (1990), ya que presentan una deformación dominante de tipo frágil, por lo que también podrían tener su origen en la denominada «etapa frágil transcurrente» 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

Esta familia aparece bien representada en la hoja. Incluye fracturas de gran desarrollo longitudinal, cuya dirección media es N 30°-N 55°E. A veces forman bandas de varias fracturas subparalelas con un espaciado regular, entre las que se encuentra, como más representativa, la falla de Santa Polonia, con frecuentes rellenos de cuarzo a lo largo de su traza, dando morfologías de «sierros». Esta fractura presenta, como particularidad, frecuentes indicios de Pb-Zn asociadas, algunos de los cuales han sido objeto de explotación.

Aunque en la vecina hoja de Navatagordo se han observado foliaciones miloníticas bien desarrolladas en fracturas de esta familia (por ejemplo, falla de Navadijos), en la Hoja de Navalunga únicamente se ha reconocido deformación dúctil muy puntualmente y de escaso desarrollo.

Algunas fracturas de este sistema parecen desplazar a los diques de pórfido que intersectan, con un movimiento de desgarre sinistral. Según UBANELL (1981a) existen evidencias de movimientos sinistres en la mayoría de las grandes fracturas de esta familia en el sector donde se localiza la Hoja. La edad tardihercínica temprana de algunas de estas fracturas se pone de manifiesto en las hojas adyacentes de San Martín de Valdeiglesias y Sotillo de la Adrada, donde aparecen asociadas a deformaciones de diques de pórfido y de granófiro, cuya morfología sugiere que estos fueron afectados por cizallas subverticales dextrales cuando aun mantenían condiciones de plasticidad. La génesis de estas fracturas se puede relacionar, en lo relativo a la deformación dúctil, a la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por CAPOTE, *et al.* (1987) en este caso equivalente al episodio dúctil-frágil transcurrente de DOBLAS (1990). Los rejuegos frágiles de apertura y desgarre e incluso los frecuentes rellenos filonianos de cuarzo, se pueden asociar a los movimientos de la etapa Hiendelaencina, si bien no se puede descartar que tales rellenos estén relacionados con etapas eoalpinas.

d) Fallas NO-SE

Las fracturas de esta familia son, en general, fracturas de escaso desarrollo longitudinal y buzamiento subvertical. Son fallas con evidencias de movimientos de apertura y de desgarre, por lo común sinistral.

Se le asigna una edad tardihercínica temprana puesto que aparecen, con relativa frecuencia, asociadas a rellenos de aptitas y leucogranitos. Ocasionalmente, también aparecen rellenos de cuarzo e incluso de diabasa, poniendo de manifiesto rejuegos posteriores.

3.1.2. Diques

Ya ha sido señalado que, dado el carácter polifásico de la fracturación que afecta a los materiales de la Hoja, en muchos casos los rellenos filonianos constituyen los únicos marcadores que permiten establecer las edades relativas de las etapas de apertura de las distintas familias de fracturas. Los rellenos filonianos datados más antiguos en este sector del Sistema Central son los diques aplíticos de rumbo E-O (ENE-OSO a ONO-ESE) (UBANELL, 1981b; UBANELL y DOBLAS, 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992), datados en la Sierra de Guadarrama (Rb/Sr) en 296 ± 3 Ma (GALINDO, *et al.*, 1994). En el sector septentrional de la Hoja, en la Sierra de la Paramera, los haces de dique de pórfido y aptitas alcanzan un gran desarrollo longitudinal y transversal, sin que prácticamente lleguen a afectar al granito biotítico de grano medio de El Barraco. Presentan un buzamiento subvertical o con fuertes buzamientos al Norte, alcanzando hasta 50 m de potencia.

Próximas al límite meridional de la hoja se han cartografiado algún dique de pegmatita la potencia métrica de buzamiento variable, a su vez muy tendidas.

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 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), este 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 a NNO-SSE)

En la hoja de Navaluenga, se encuentran fracturas, algunas de ellas de gran longitud, con evidencias de actividad de edad alpina, al encontrarse en algún tramo de su recorrido con rellenos de tendencia diabásica o lamprofídica (por ejemplo, la falla del Herradón-Casillas), que también asocia diques de composición sienítica en la vecina hoja de Ávila de los Caballeros (ITGE, en prensa). Además en esta familia, se incluye la falla de Serranillos a la que se asocian rellenos brechoidales de tipo diatrema (diatrema de la Paramera, VILLASECA, *et al.*, 1983).

b) Fallas E-O (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 en hojas limítrofes (por ejemplo, la Depresión del Amblés, en la hoja de Ávila de los Caballeros) y los límites de bloques elevados que forman algunas sierras (por ejemplo, La Paramera, La Sierra del Valle, etc.). Localmente, en algunas de estas fracturas aparecen rellenos filonianos de cuarzo.

c) Fallas NE-SO

Como ocurre con las anteriores familias, una gran parte de las fracturas de este sistema son fallas tardihercínicas, reactivadas durante las etapas alpinas. En hojas adyacentes, algunas de estas fracturas, junto con fracturas de los sistemas E-O y N-S, definen los bordes de depresiones intramontañosas (por ejemplo, la depresión del Amblés) afectando a los sedimentos miocenos que las rellenan.

3.2.2. Diques

a) *Diques N-S (NNE-SSO)*

Fundamentalmente, son rellenos de carácter alcalino de escasa longitud y potencia, que aparecen con relativa frecuencia en toda la hoja. En esta familia se incluiría la diatrema de la Paramera, que si bien no presenta una geometría tabular, se asocia a una fractura NNE-SSO. Son también muy frecuentes los rellenos filonianos de cuarzo en fracturas de esa dirección, aunque su edad es incierta, reflejando varios pulsos de inyección hidrotermal que podrían abarcar desde las etapas tardihercínicas hasta los movimientos alpinos. Según VILLASECA, *et al.* (1992) el episodio intrusivo de carácter alcalino tuvo lugar en el límite Triásico/Jurásico.

b) *Diques NE-SO*

Con excepción de algunos diques de composición sienítica, de escasa continuidad lateral, se trata en su mayoría de diques de cuarzo donde se aprecian varios episodios de relleno. Aunque muchas de las fallas que las albergan se generaron durante las etapas tardihercínicas, su orientación es compatible con movimientos de apertura durante las últimas etapas tardihercínicas (Etapa Hiendelaencina, CAPOTE, *et al.*, 1987), durante las etapas eoalpinas, en el Triásico sup.-Jurásico inferior (edad de emplazamiento de los diques sieníticos, según VILLASECA, *et al.*, 1992), o incluso durante el cretácico inferior (CABALLERO, *et al.*, 1992).

3.3. NEOTECTÓNICA

La Hoja de Navaluenga se localiza en el Sistema Central, un área del orógeno Hercínico cuya morfoestructura actual se generó durante las etapas alpinas, fundamentalmente en la denominada etapa «Guadarrama» (CAPOTE, *et al.*, 1990), etapa de máxima compresión alpina, que tuvo lugar durante el Aragoniense medio (CALVO, *et al.*, 1991). Así, aunque en la hoja existen numerosas fracturas (familias N-S, E-O y NE-SO) con evidencias de movimientos alpinos y con expresión morfológica acusada, no existe ningún accidente con evidencias suficientes que confirmen su actividad durante la época neotectónica. Existen dos manchas geomorfológicas en relación a la red de drenaje, muy condicionadas por la fracturación y de dudosa relación con procesos neotectónicos, al no disponer de datos sobre la cronología de formas y reecubrimientos.

La ausencia de estructuras con evidencias inequívocas de movimientos neotectónicos 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 capítulo se describen las características de los distintos tipos de rocas ígneas que afloran en la hoja de Navaluenga, atendiendo tanto a sus aspectos de campo y macroscópicos, criterios de identificación etc, como a los derivados del estudio petrográfico al microscopio.

4.1. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS SIN-TARDI CINEMÁTICAS

En este apartado se describe un conjunto de granitoides que presentan como característica común, una marcada heterogeneidad textural y composicional y la de presentar abundantes restos de materiales metasedimentarios y una fábrica magmática deformativa tenue, definida por estrechos bandeados composicionales o por deformación mineral, cuya disposición es muy constante según direcciones en torno a EO y buzamientos tendidos al Norte.

Son rocas que pertenecen a la zona del metamorfismo regional de la sillimanita y sillimanita + feldespato potásico, es decir, zonas de alto grado metamórfico en las que se desarrollan procesos de anatexia cortical y se producen magmas graníticos.

Los contactos entre las distintas facies pertenecientes a este grupo son siempre graduales o netos paratransicional constituyendo unidades complejas de intrusión que por su escaso grado de aloctonía han de ser consideradas «parautóctonas» es decir, unidades poco o nada desplazadas respecto a su zona de raíz.

En la hoja de Navaluenga afloran exclusivamente hacia el límite sur de la misma, constituyendo el núcleo de la Sierra del Valle, prolongándose sus afloramientos más al sur, en la hoja n.º 579 (Sotillo de la Adrada).

Este conjunto litológico de la Sierra del Valle presenta claras semejanzas petrológicas y extructurales con los granitoides inhomogéneos, diatexiticos de la hoja n.º 554 (Piedrahíta), descritos por DÍEZ MONTES *et al.*, *in litt*, autor que considera estas rocas como granitoides sincinemáticos que, dentro de la hoja de Piedrahíta, dibujan un suave sinforme con plano axial N 75°E/subvertical, atribuido a la 3.ª fase de deformación hercínica.

En la hoja de Navaluenga se han cartografiado los siguientes granitoides sincinemáticos.

- Granitoide inhomogéneo (8).
- Granitoide diatexitico (9).
- Granodiorita inhomogénea foliada (10).
- Leucogranito inhomogéneo (11).

4.1.1. Granitoide inhomogéneo (8)

Constituye el núcleo central del conjunto litológico de la Sierra del Valle aflorante dentro de la hoja de Navaluenga, extendiéndose de Este a Oeste desde prácticamente el Canto de Berruero (1.820 m) hasta el Portachón del Hornillo (1.813 m), ya en las proximidades del Puerto de Mijares, ocupando una superficie de 38,5 km².

Esta unidad rebasa el límite meridional de la hoja de Navaluenga continuando hacia el sur, dentro de la hoja de Sotillo de la Adrada.

Se trata de una roca de color gris en fresco y de aspecto heterogéneo, integrada por cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita con variaciones notables en la disposición, tamaño y abun-

dancia de megacristales feldespáticos, así como en el contenido de silicatos aluminicos (cordierita, andalucita y sillimanita).

Los megacristales de feldespato pueden alcanzar los 4-5 cm de longitud aunque en general son de menor tamaño, y suelen aparecer dispuestos según una fábrica magmática planar que en las proximidades al contacto con la granodiorita monzogranito inhomogéneo foliado (10) aparece dispuesta subparalela al mismo. En zonas internas del cuerpo granítico, la fábrica planar está definida también por bandeados magmático centimétricos y de orientación variable.

El contacto de esta unidad con las granodioritas inhomogéneas (10) es intrusivo paratransicional o neto y transicional con los granitoides diatexiticos (9). En relación con los granitos microporfídicos de dos micas tipo Venero Claro-Casillas, presente un contacto intrusivo neto.

Esta unidad contiene numerosos enclaves, de pequeña extensión a escala cartográfica, de rocas metamórficas muy transformadas por procesos de alta temperatura. A escala de afloramiento se observan pequeños enclaves microgranudos centimétricos, a veces con cierta laminación interna y zonas decimétricas de acumulación de enclaves centi y decimétricos con textura relativamente equigranular, de tendencia tonalítica.

PETROGRAFÍA

Al microscopio se trata de monzogranitos-granodioritas de grano medio grueso de textura inequigranular porfídica, panalotriomorfa/hipidiomorfa. Los componentes principales son: cuarzo, feldespato, potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; como minerales accesorios se encuentran circón, minerales opacos, apatito, rutilo, turmalina, sillimanita (fibrolita), cordierita, andalucita y distena, junto a sericita, clorita y moscovita formando agregados, como minerales secundarios.

El cuarzo aparece generalmente en agregados policristalinos gruesos con individuos con bordes indentados. También son frecuentes pequeños cristales subredondeados incluidos en plagioclasa o como secciones goticulares en disposición concéntrica tanto en plagioclasa como en microclina.

El feldespato potásico es intersticial y alotiomorfo aunque también aparece como fenocristales de feldespato potásico (microclina), subidiomorfos/alotriomorfos, poiquilíticos/subpoiquilíticos, parcialmente microclinizado o como macla de Karlsbad. Es claramente tardío con relación a la plagioclasa, rellenando fracturas intracristalinas en ésta. Muestra texturas perfiticas tipo vein y abundantes inclusiones de plagioclasa subidiomorfa con maclado polisintético y bordes albiticos de biotita y de cuarzo subidiomorfo-alotriomorfo.

La plagioclasa se observa zonada y maclada con formas xenomórficas suele mostrar sus contorno corroidos al ser englobados poiquilíticamente por el feldespato potásico. Aparece frecuentemente fracturada. Se encuentra variablemente alterada a sericita y productos arcillosos.

La biotita se presenta en abundancia variable, tanto en individuos aislados como en agregados, con morfologías subidiomorfas. Son muy frecuentes diminutas inclusiones de circón, más

abundantes que las de apatito, el cual aparece también en granos individualizados de tamaño grueso, a veces con inclusiones de circón. Con frecuencia aparece reemplazada por moscovita y clorita. Con frecuencia la biotita aparece orientada definiendo una fábrica planar poco penetrativa.

La moscovita es, en general, secundaria, formada a expensas de los silicatos aluminicos y la biotita, y en menor proporción de feldespatos. Su abundancia aparece, en general, subordinada a la de la biotita. A veces, se observan pequeños granos idiomorfos englobados en la plagioclasa.

Entre los silicatos aluminicos, a continuación de las micas, la sillimanita es el componente más frecuente y abundante, pudiendo estar incluida en cualquier de los componente fundamentales.

Según JEN-ADARO (1981), las características de los silicatos aluminicos sugieren una formación singenética con la paragénesis ígnea.

Aunque la fábrica deformativa está poco desarrollada, se aprecian granos de cuarzo con débiles extinciones ondulantes y recrystalizaciones muy aisladas. La biotita muestra leves flexuras. La plagioclasa se halla frecuentemente fracturada así como los cristales de apatito y turmalina.

4.1.2. Granitoides diatexiticos (9)

Dentro de la hoja de Navalunga, esta unidad aparece expuesta en cuatro afloramientos localizados a lo largo de la Sierra del Valle, próximos al límite sur de la Hoja.

El afloramiento de mayor entidad es el localizado al SO de la misma, el cual que puede observarse a lo largo de 5 km por la carretera que sube al Puerto de Mijares, hasta el mismo límite sur de la hoja.

Se trata de una roca cuarzo feldespática porfídica de dos micas con biotita dominante, de color gris ocre a gris, con marcado aspecto heterogéneo y que con frecuencia muestra apariencia de migmatita diatexitica. Presenta una fábrica bandeada, porfídica y con frecuentes enclaves de metasedimentos con variable grado de transformación. El bandeo esta definido por láminas claras y oscuras alternantes de naturaleza granítica y tonalítica respectivamente; la potencia de estas láminas varía de centi a decimétrica y el tamaño de grano característico varía desde medio-grueso a medio-fino. Localmente, cuando las láminas presentan escaso espesor, la roca adquiere un aspecto de fábrica pseudofoliada. Las láminas muestran entre sí contactos transicionales y su orientación es generalmente EO con débiles buzamientos al Norte.

El carácter porfídico de este granitoide está determinado por la presencia de cristales tabulares y subtabulares de feldespato de hasta 5 cm de longitud que suelen definir una fábrica planar subparalela a la de las láminas.

De forma esporádica la roca presenta nódulos de cuarzo, de hasta 5 cm de diámetro, e incluso mayores, de apariencia restítica.

El contacto entre los granitoides diatexiticos y la granodiorita inhomogénea foliada (10) es neto intrusivo o paratransional y asocia fenómenos de transformación en estas granodioritas-monzogranitos. Los granitoides diatexiticos presentan contactos transicionales con las unidades de granitoides inhomogéneos de dos micas (8) y leucogranitos inhomogéneos (11), a diferencia del contacto de carácter intrusivo neto que muestran con el granito microporfídico de dos micas, facies Venero Claro-Casillas (16).

Los granitoides diatexiticos contienen frecuentes enclaves de migmatitas (s.l.) de dimensiones variables, desde centimétricas a hectométricas, en general con morfologías elipsoidales o alargadas. Con menor frecuencia se observa algún enclave, de escasa representación cartográfica, de rocas intermedias y básicas, en ocasiones con contactos paratransicionales o difusos.

PETROGRAFÍA

En lámina delgada son rocas granodioríticas de tamaño de grano grueso-medio con textura heterogranular o porfídica hipidiomorfa. En ocasiones, se aprecia una textura blastomilonítica/cataclástica con desarrollo de texturas lepidoblásticas en los componentes micáceos, tanto primarios como secundarios.

Los componentes principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos, cordierita, sillimanita, circón, apatito y rutilo. Componentes secundarios son: minerales opacos, agregados sericiticos y clorita.

El cuarzo es alotriomorfo e intersticial y forma agregados policristalinos con individuos de bordes ligeramente indentados.

La plagioclasa presenta morfología subtabular subidiomorfa o alotriomorfa con maclado polisintético o simple. Los megacrístales incluyen poiquilíticamente cristales tabulares de moscovita, en ocasiones alterada a agregados sericiticos en los bordes de grano. Se observan bordes de disolución y golfos de corona cuando es englobada por feldespato potásico. Con frecuencia muestra abundantes fracturas intracristalinas.

El feldespato potásico es relativamente escaso e intersticial. De hábito alotriomorfo es poiquilítico con respecto a la plagioclasa, biotita y cuarzo. Muestra escasas perfitas de tipo film o patch. Puede estar reemplazado en los bordes por un agregado de moscovita fibroso-radiaba más plagioclasa y cuarzo. Con frecuencia aparece sericitizado y sobrecrecido por moscovitas que definen texturas lepidoblásticas.

La biotita aparece individualizada o formando agregados de carácter alotriomorfo, que contiene abundantes granos subidiomorfos de circón, apatito y agregados de opacos primarios subidiomorfos. Con frecuencia está alterada a moscovita con exsolución de minerales opacos secundarios o bien cloritizada con inclusiones sageníticas de rutilo y exsoluciones de prehnita y epidota. Con frecuencia la orientación preferente de los cristales define una fábrica planar.

La moscovita, subidiomorfa o alotriomorfa, se presenta recristalizada en los bordes frente a feldespato potásico y plagioclasa por agregados de grano muy fino de moscovita acicular. Es un producto común de reemplazamiento sobre biotitas y feldespatos.

También es frecuente la cordierita, prácticamente pseudomorfizada en su totalidad por agregados micáceos de biotita marrón, moscovita y biotita verde.

Otros minerales accesorios son titanita alotriomorfa de tamaño fino relacionada con los agregados biotíticos, y minerales opacos alotriomorfos dispersos en la mesostasis.

4.1.3. Granodiorita inhomogénea foliada (10)

Aflora en dos sectores de la hoja: hacia el vértice SO de la misma, en las proximidades al Puerto de Mijares, donde ocupa una superficie de aproximadamente 4 km²; y en el vértice SE, al Sur del afloramiento de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo, donde se extiende sobre una superficie de 5,5 km².

En el primero de estos afloramientos esta unidad aparece en contacto intrusivo con el granitoide diatexitico (9) y con el leucogranito inhomogéneo (11); respecto a la granodiorita monzogranito biotítico porfídico con megacrístales abundantes (12a) el contacto es por falla.

En el SE de la Hoja, la granodiorita inhomogénea foliada (10) aparece en contacto intrusivo con las facies heterogénea (12c) y con megacrístales abundantes (12a) de la unidad de granodioritas-monzogranito biotítico porfídico (12) y con los paraneises biotíticos-moscovíticos con turmalina (21 b) del sector Sureste de la Hoja.

Se trata de una roca de color gris azulado en fresco, variando a tonos ocre rojizo por efecto de la meteorización. Su rasgo más característico, a escala de afloramiento, es la presencia de una fábrica planar penetrativa definida por un bandeado composicional centimétrico, con foliación incipiente producto, probablemente, de procesos deformativos submagmáticos.

La roca presenta un tamaño de grano medio a grueso, destacando de la mesostasis, de forma aislada, megacrístales de feldespato potásico de hasta 4-5 cm de longitud, en ocasiones elongados y orientados según la fábrica planar. Dicha fábrica aparece también definida por hiladas de biotitas y por la disposición de enclaves microgranudos y de metasedimentos.

El cuarzo es intersticial en la roca; el feldespato aparece en la mesostasis y también, de forma esporádica, como megacrístales por lo general de tamaños comprendidos entre 2-3 cm y cuya morfología es variable, apareciendo con frecuencia morfologías rectangulares alargadas y/o redondeadas con bordes corroídos. La biotita aparece en individuos aislados de hasta 3-5 mm y es más común en forma de agregados biotíticos de hasta 5 mm.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca presente una textura inequigranular plagiidiomórfica foliada de grano medio. Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y

biotita, junto a sericita, clorita, prehnita, epidota, moscovita, apatito, minerales opacos, circón y allanita, como minerales accesorios y sericita y clorita como productos secundarios.

El cuarzo aparece en agregados holocristalinos de morfologías irregular constituidos por individuos de bordes ligeramente indentados.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial, de hábito poiquilítico respecto a plagioclasa, biotita y cuarzo; presenta malla en enrejado, aparece variablemente albitizado y puede reemplazar parcialmente en forma de parches a núcleos sericitizados de plagioclasa.

La plagioclasa aparece en cristales subidiomorfos con núcleos variablemente reemplazados por sericita, prehnita y feldespato potásico, maclado simple o polisintético y zonado oscilatorio difuso o inexistente.

La biotita, intensamente cloritizada, se observa recrystalizada a agregados de morfología irregular, poco estirados, que definen una foliación penetrativa; aparece parcialmente reemplazado por prehnita fusiforme interfoliar y hacia los bordes por epidota-clorita. También aparece recrystalizada a moscovita y puede incluir apatitos prismáticos y con frecuencia menor, circones subidiomorfos. La allanita es subidiomorfa con núcleo fresco, zonado concéntrico y aureola metamáctica; su tamaño es de 1,5 cm.

4.1.4. Leucogranito inhomogéneo (11)

Se localiza en dos sectores de la hoja de Navaluenga; hacia el vértice SO de la misma, donde constituye un afloramiento de escasamente 0,25 km² que se extiende más al sur del límite de la hoja; en este sector aparece situado entre la granodiorita inhomogénea foliada (10) y el granitoide diatexitico (9), mediante contactos intrusivo y gradual respectivamente. También aflora esta unidad hacia el borde sur de la hoja, en el paraje denominado El Cibornal, donde constituye estrechos cuerpos (200 m anchura) orientados en dirección EO y de hasta 1,25 km de longitud, emplazados en el granitoide diatexitico (9). El contacto entre ambas unidades es gradual.

Se trata de una roca de color blanquecino, de grano medio a fino, en ocasiones porfídica con megacrístales de feldespato de hasta 3 cm. De «visu» aparece constituida por cuarzo, feldespato, moscovita y biotita con cordierita y granate en proporciones variables aunque siempre accesorios. La cordierita, generalmente en agregados, alcanza tamaños de hasta 0,5 cm; los cristales de granate, en ocasiones muy patentes pueden alcanzar tamaños de hasta 0,7 cm.

PETROGRAFÍA

Al microscopio presenta una textura granoblástica de grano medio-grueso con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales y minerales opacos, granate y sillimanita, como minerales accesorios y clorita, sericita y prehnita como secundarios.

El cuarzo forma agregados subredondeados de tamaño grueso o agregados irregulares con individuos de tamaños muy variables.

El feldespato potásico, de tamaño medio-grueso, es alotriomorfo, con pertitas de tipo film. Incluye cuarzo y moscovita alotriomorfos, y esta parcialmente microclinizado y sericitizado.

La plagioclasa es de tamaño medio-fino y subidiomorfa o alotriomorfa. Muestra maclado polisintético y zonado continuo difuso o inexistente. Puede desarrollar un borde de recrecimiento albitico alotriomorfo. Incluye cuarzo y moscovita alotriomorfos y está intensamente sericitizada en los núcleos, con ocasional neoformación de moscovita.

La biotita es de tamaño medio o fino y alotriomorfa o subidiomorfa: es de color marrón salvo cuando reemplaza a granate (marrón verdosa). Incluye finos minerales opacos alotriomorfos y puede estar recristalizada a clorita \pm prehnita minerales opacos o bien a moscovita.

La moscovita procede en su mayoría del reemplazamiento de biotita o feldespatos, y en proporciones subordinadas forma cristales subidiomorfos de tamaño de grano fino a medio y con bordes corroidos, incluidas en feldespato potásico o dispersas en la matriz.

El granate accesorio, tiene una tonalidad marrón claro. Es subidiomorfo y con hábitos esqueleticos, de tamaños entre 2 y 3 mm. Está reemplazado parcialmente por biotita verdosa, corroido por cuarzo alotriomorfo y contiene agujas de sillimanita fibrolítica.

Otros minerales accesorios son opacos alotriomorfos de tamaños muy finos que nuclean en microfracturas de cuarzo y feldespatos, y minerales opacos subidiomorfos finos incluidos en granate.

4.2. GRANITOIDES TARDI-POSTCINEMÁTICOS

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

4.2.1. Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12)

Constituyen la unidad más extensa de la hoja ocupando más de dos tercios de su superficie.

Comprende distintos tipos de granodioritas-monzogranitos, caracterizados a escala mesoscópica por variaciones respecto a la abundancia, desarrollo y distribución de los megacristales de feldespato, tamaño del grano, grado de homogeneidad, etc.

En este sentido, en la hoja de Navaluenga han podido separarse tres facies de esta unidad con dimensión y sentido cartográfico:

— Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (12a).

- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales escasos (12b).
- Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico heterogéneo (12c) con grado de porfidismo variable.

Los contactos entre estas tres facies son graduales, generalmente muy difusos; en el mapa geológico se han representado mediante contacto entre facies graníticas.

Las características petrográficas esenciales de estas tres facies son muy similares, reconociéndose, de forma generalizada, monzogranitos biotíticos de tamaño de grano medio a grueso a los que se asocian en proporciones claramente subordinadas granodioritas biotíticas.

4.2.1.1. *Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico con megacristales abundantes (12a)*

Se trata de la facies de granodiorita-monzogranito más ampliamente representada en la hoja; aflora extensamente tanto al Este como al Oeste de las granodioritas-monzogranitos con megacristales escasos, constituyendo berrocales de elementos de tamaño métrico y/o masas alomadas de gran tamaño.

La composición mineralógica de esta facies es muy similar a la de megacristales escasos, aunque su aspecto mesoscópico difiere de esta en la gran abundancia de megacristales de feldespato que presenta de forma muy constante.

Su textura es porfídica, con una mesostasis de grano medio a grueso y megacristales idiomórficos/subidiomórficos de feldespato potásico de 3-5 cm de longitud media, alcanzando en ocasiones 8 cm y excepcionalmente hasta 10 cm.

Los megacristales generalmente se disponen «flotando» en la mesostasis según pautas de densidad poco constantes; en zonas restringidas y de extensión decimétrica los megacristales aparecen constituyendo un armazón autosoportado.

En ocasiones se observan zonas relativamente heterogéneas de dimensión métrica con bandeados fluidales definidos por alternancias de bandas centimétricas a decimétricas con variaciones en el tamaño de grano, contenido en biotita y abundancia de megacristales cuya disposición es subparalela con la de los bandeados.

Al igual que la granodiorita-adamellita con megacristales escasos, la granodiorita-adamellita con megacristales abundantes presenta enclaves de variada tipología. Son frecuentes los enclaves microgranudos melanocratos ricos en biotita, de geometría elipsoidal o redondeada y de tamaño centimétrico, aunque a veces llegan a alcanzar dimensiones decimétricas (hasta 1 m). Algunos son de grano fino microporfídicos con fenocristales feldespáticos de hasta 1-2 cm de tamaño. A veces muestran cierta zonación concéntrica, con bordes enfriados o difusos. Con cierta frecuencia se observan enclaves subangulosos de origen xenolítico metasedimentario. Tanto los enclaves de origen ígneo como metasedimentario, suelen ser subconcordantes con las estructuras fluidales.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la granodiorita-monzogranito con megacristales abundantes (12a) presenta escasas variaciones respecto a la facies con megacristales escasos. Se trata de granitoides de textura heterogranular hipidiomórfica de grano medio a grueso, donde los componentes principales son cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotita, junto a opacos, circón, apatito y ocasionalmente esfena y monacita como minerales accesorios y clorita, sericita, moscovita, minerales opacos, epidota, clinozoisita, prehnita y titanita como minerales secundarios.

El cuarzo forma agregados policristalinos en ocasiones subredondeados constituidos por individuos de bordes saturados con extinción ondulante direccional. Suele mostrar bordes de grano automorfos frente el feldespato potásico. Este es alotriomorfo e intersticial respecto a las demás fases minerales principales. En ocasiones muestra macla en enrejado y macla de Karlsbad, y son frecuentes las perfitas, sobre todo de tipo film y más raramente de tipo patch. En los contactos entre cristales de feldespato potásico nuclea un fino cordoncillo formado por individuos de tamaño de grano fino de plagioclase intergranular.

La plagioclase, subidiomorfa, presenta maclado polisintético o simple de dos individuos, y son poco frecuentes las texturas en sinneusis. El zonado es continuo u oscilatorio difuso, y desarrollan un fino borde alotriomorfo de recrecimiento albitico. Los planos de macla están levemente flexionados. La sericitización, acompañada de neoformación de clinozoisita alotriomorfa, tiende a concentrarse en el núcleo de los cristales.

La biotita forma por lo general agregados policristalinos irregulares integrados por individuos subidiomorfos o alotriomorfos, aunque también puede constituir cristales individualizados subidiomorfos. Incluye minerales opacos primarios subidiomorfos, apatito en prismas de sección rectangular gruesa, circón subidiomorfo o alotriomorfo con halo pleocrómico, escasa monacita subidiomorfa y minerales opacos de carácter secundario en zonas cloritizadas. Puede presentar flexiones en los planos de exfoliación.

Los minerales accesorios están por regla general incluidos en cristales de biotita (apatito, circón, minerales opacos, monacita) o asociados a agregados biotíticos (minerales opacos), aunque pueden aparecer en menor porcentaje en el resto de fases minerales principales, fundamentalmente como inclusiones en plagioclase.

Los minerales de carácter secundario proceden de diversos procesos de alteración de la paragénesis granítica. Los dos principales son la sericitización de los feldespatos, que conlleva neoformación de sericita, prehnita y moscovita, y la cloritización de las biotitas, que, además de clorita, implica nucleación de minerales opacos secundarios, feldespato potásico, epidota-clinozoisita y escasas prehnita y titanita alotriomorfos. Otros procesos de alteración, independientes de los de sericitización y cloritización y menos frecuentes que estos dos, son el reemplazamiento de biotitas por prehnita.

4.2.1.2. *Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales escasos (12b)*

Esta facies aflora principalmente hacia el centro de la hoja donde constituye un pasillo de unos 6,5 km de anchura y de dirección NS que se extiende desde el borde Norte de la hoja

Hasta la Sierra del Valle, ya en las proximidades de su límite Sur. También aflora al Sur del embalse de Burguillos, donde ocupa una superficie de contorno irregular y de unos 10,5 km² de superficie.

Se trata de una roca gris azulada cuando está fresca, de grano medio a grueso y con abundancia variable de megacristales generalmente más escasos y de menor tamaño que en la facies de granodiorita-monzogranito con megacristales abundantes (12a).

La mesostasis está constituida por cuarzo, feldespato y biotita. Los megacristales de feldespato potásico son generalmente subidiomorfos, de hábito redondeado o con frecuentes golfos de corrosión, rectangulares o equidimensionales, de 2-3 cm de tamaño medio, aunque excepcionalmente pueden alcanzar 6-8 cm. El resto de sus características son similares a las descritas para la facies con megacristales abundantes: al microscopio no se diferencian de esta última.

4.2.1.3. *Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico heterogéneo (12c)*

Esta facies se localiza al Sur de la hoja de Navaluenga, donde constituye una banda de hasta 2 km de anchura que orla los granitoides inhomogéneos de la Sierra del Valle. Hacia su extremo oriental la granodiorita-monzogranito biotítico porfídico heterogéneo, rebasa el límite sur de la Hoja, extendiéndose hacia la vertiente meridional de la Sierra del Valle ya en la hoja n.º 579 (Sotillo de la Adrada).

Constituye afloramientos con morfologías generalmente redondeadas o alomadas que pueden alcanzar la decena de metros.

Se trata de una roca de grano medio grueso biotítica, porfídica y con escasa moscovita. Además de la presencia de este mineral, es carácter distintivo de esta facies la heterogeneidad textural, en menor medida composicional, que presenta. A escala de afloramiento es variable, tanto el contenido de megacristales como sus morfologías y tamaños, observándose zonas en las que estos aparecen autosoportados, con tamaños comprendidos entre 3 y 7 cm, junto a otros de hábito redondeado o irregular; también son relativamente frecuentes las zonas de acumulación de megacristales, por lo general idiomórficos y con tamaños muy variables, que se presentan como «bolsadas» de hasta 1 metro.

A escala de afloramiento es bastante común la existencia de una fábrica magmática subhorizontal definida por megacristales de feldespato y en ocasiones por hiladas de biotita; dicha fábrica es más patente y frecuente hacia la parte alta de la Sierra del Valle, zona en la que, además, se observa una variedad de esta facies extraordinariamente rica en cordierita, no representable a la escala del trabajo.

La variedad cordierítica aflora en los alrededores de El Canto del Berrueco, al Sureste de la hoja y presenta abundantes prismas de cordierita de hasta 1,5 cm de longitud.

El contacto de esta variedad cordierítica con las facies heterogénea es gradual difuso, y es intrusivo el de esta última facies con las unidades sin-tardicinemáticas. El carácter intrusivo de

este contacto es muy evidente en relación a la granodiorita inhomogénea foliada (10), ya que corta la fábrica magmático-deformativa que presenta esta última.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca presenta una textura inequigranular, plagidiomorfa de grano medio. La composición mineralógica está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, como minerales principales; sericita, clorita, circón, minerales, opacos y rutilo como minerales accesorios, reconociéndose sericitización de plagioclasa y moscovitización de biotita como proceso de alteración.

El cuarzo aparece como agregados policristalinos intersticiales. La plagioclasa es idiomorfa y presenta maclado polisintético y zonado continuo difuso o inexistente; aparece sericitizada con neoformación de moscovita.

El feldespato potásico es alotriomorfo y presenta microclinización parcial; las pertitas son del tipo film y sobre todo string. Hacia los bordes suele aparecer reemplazado por un agregado de moscovita fibroso-radiada + plagioclasas \pm cuarzo.

La biotita, con frecuentes inclusiones de circón y algo flexionada, forma agregados que contienen minerales opacos primarios. La biotita está recrystalizada y define una foliación escasamente penetrativa, en ocasiones marcada también por moscovita. Este mineral es muy frecuente reemplazando biotita.

4.2.2. Granito-monzogranito de grano medio, tipo El Barraco (13)

Se sitúa en el cuadrante nororiental de la hoja de Navaluenga, en la ladera meridional de la Sierra de Las Parameras de Avila, extendiéndose desde cotas de 1.565 m (borde norte) hasta cotas de unos 1.000 m en el borde sur del macizo, donde se hallan las poblaciones de El Barraco y San Juan de Nava.

Constituye un cuerpo de morfología alargada, cuya orientación aprox. es E-O, y de unos 9 km de longitud por 1 km de anchura.

Se trata de una roca de color grisáceo claro en fresco: la textura es inequigranular subporfídica, con mesostasis de grano medio (localmente de grano medigrueso) cuyos componentes esenciales son cuarzo, feldespato, biotita y moscovita en trazas.

Presenta megacristales de feldespato potásico muy dispersos, subidiomorfos y no orientados, de hasta 3,5 cm de longitud. La biotita se presenta comúnmente en «nidos» o agregados de hasta 1,5 cm de tamaño.

A escala de macizo la litología es muy homogénea, tanto textural como mineralógicamente, excepto en algunas zonas próximas al contacto con la granodiorita-monzogranito, donde se presentan facies de tamaño de grano medio y medio-fino, de tendencia equigranular, con

muy pocos megacristales (que suelen marcar cierta orientación de flujo subparalela al contacto) y algo más leucocráticas que la facies común. En estas mismas zonas marginales aparecen segregaciones y vénulas centimétricas de aplopegmatoides.

A diferencia de las granodioritas-adamellitas encajantes, no se han observado enclaves microgranudos melanocráticos en el granito-monzogranito tipo El Barraco.

PETROGRAFÍA

Al microscopio presentan una textura inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano medio a grueso. La mineralogía principal está integrada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa biotita y moscovita. Entre los minerales accesorios se encuentran circón, apatito y minerales opacos, con sericita, clorita, prehnita, minerales opacos, moscovita y rutilo como minerales secundarios.

El cuarzo forma agregados policristalinos con individuos de bordes suturados. Frente a feldespato potásico presenta frecuentemente bordes de grano automorfos.

El feldespato potásico, generalmente de carácter intersticial, muestra macla en enrejado, en algunas ocasiones macla de Karlsbad y pertitas de tipo vein y string, siendo muy escasas las de tipo film.

La plagioclasa, subidiomorfa o alotriomorfa, presenta maclado polisintético poco definido y levemente flexionado, zonado continuo muy marcado y una intensa sericitización en el núcleo, con neoformación de sericita, prehnita y moscovita.

La biotita, subidiomorfa o alotriomorfa está reemplazada en los bordes por minerales opacos secundarios, o bien interfoliariamente por moscovita o prehnita. La cloritización es leve. Incluye frecuentes circones subidiomorfos, apatitos de sección rectangular alargada, algún mineral opaco subidiomorfo primario y agujas de rutilo.

La moscovita, de origen secundario, aparece siempre como producto de reemplazamiento, bien en microfracturas a partir de feldespato potásico, bien en zonas sericitizadas de plagioclasas o bien sustituyendo parcialmente a biotitas. Con carácter accesorio hay agregados subprismáticos de tamaño de grano fino a medio formados por biotita y moscovita que pueden ser pseudomorfos desarrollados sobre antiguos cristales de cordierita.

La sericitización muestra una intensidad elevada, mientras que los procesos de alteración que afectan a biotitas (cloritización y moscovitización) son más leves.

Los granos de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo muestran microfracturas inter e intracristalinas. Aunque no se ha observado fábrica deformativa dúctil a escala mesoscópica, al microscopio se observa en ocasiones una foliación deformativa marcada por una orientación, según una dirección preferente, de feldespatos y micas que muestran secciones alargadas y recrystalizadas a favor del régimen deformativo, en tanto que el cuarzo presenta una extinción ondulante direccional paralela a la foliación de la roca.

4.2.3. Monzogranito biotítico microporfídico. Tipo Los Baldíos (14)

Aflora hacia el vértice NO de la hoja, en el paraje denominado Los Baldíos, donde constituye una masa de unos 2,5 km de longitud y de entre 300-750 m de anchura, alargada en dirección N 120°E aproximadamente.

Se trata de una roca de color gris claro, de aspecto homogéneo y porfiroide. La mesostasis es de microgranuda a fina, en la que destacan cuarzos, en ocasiones globosos o redondeados de hasta 7 mm, biotitas en placas individuales de hasta 5 mm o en finos agregados y fenocristales idiomórficos de feldespato de hasta 4 cm de tamaño generalmente menores.

El contacto entre esta unidad y los granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (12a) es intrusivo neto, mientras que presentan contacto gradual con unos diferenciados leucocráticos no representables a la escala del trabajo. Dichos diferenciados son leucogranitos biotíticos de grado medio fino con un sheeting subhorizontal muy patente a escala de afloramiento.

PETROGRAFÍA

El monzogranito biotítico porfídico presenta una textura granuda microporfídica seriada con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita como minerales principales, apatito, minerales opacos y cirkón como accesorios y sericita, clorita, moscovita y epidota como minerales secundarios.

La matriz de la roca está formada por un agregado granudo equigranular de tamaño de grano fino con algunos puntos triples constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase y escasa moscovita alotriomorfa de origen secundario. Sobre la matriz destacan fenocristales siempre menores de 3 mm y que pueden ser de:

- Cuarzo subredondeado.
- Plagioclase subidiomorfa con maclado polisintético, zonado continuo u oscilatorio difuso e inclusiones granofídicas de cuarzo. En ocasiones puede mostrar texturas en sinneusis.
- Fenocristales de biotita subidiomorfa recristalizada con inclusiones de carácter accesorio de apatito, cirkón y minerales opacos subidiomorfos o alotriomorfos.
- Feldespato potásico subidiomorfo con macla en enrejado e inclusiones granofídicas y mirmequíticas de cuarzo en los bordes.

Como productos de alteración hay sericita en núcleos de plagioclase y clorita más epidota en biotitas. Ambos procesos muestran una intensidad muy leve.

Los diferenciados leucogranitíticos consisten en leucogranitos con biotita y moscovita, con textura granuda de grano fino. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclase, los accesorios moscovita, biotita y cirkón y los secundarios sericita, clorita, moscovita y minerales opacos.

La matriz presenta una textura granuda panalotriomorfa, con un tamaño de grano que varía entre 0,2 y 1 mm salvo en el caso de la moscovita, cuyo rango es de 0,5-2 mm. Está formada por cuarzo, feldespato potásico con escasas pertitas de tipo film, plagioclasa levemente sericitizada y con maclado polisintético, moscovita subidiomorfa o alotriomorfa con inclusiones de cuarzo y biotita subidiomorfa en forma de pequeñas pajuelas cloritizadas, con exolución de minerales opacos secundarios o reemplazadas parcialmente por moscovita. Es relativamente frecuente que contengan inclusiones de circón subidiomorfo.

4.2.4. Granitos microporfídico de dos micas tipo Venero Claro-Casillas (15)

Los afloramientos de esta unidad aparecen en dos sectores bien definidos, situados en la mitad Sur de la hoja. El primero de ellos, en el Valle del río Alberche, corresponde al macizo de «Venero Claro» que se extiende unos 23 km² desde cotas de 160 m a altitudes de 800 m. El segundo de estos sectores se localiza entre los parajes de Los Pajonales y Garganta de Santa Maria, en las proximidades al límite sur de la hoja, extendiéndose unos 4,5 km² desde cotas que varían entre los 900 m y 1.500 m. Este afloramiento se prolonga más al Sur, por la vertiente meridional de la Sierra del valle, ya dentro de la hoja de Sotillo de la Adrada.

La facies más común de esta unidad está constituida por cuarzo, feldespato, biotita, cordierita y moscovita, con textura porfídica muy característica al disponerse los megacristales de feldespato potásico, cuyos tamaños llegan a alcanzar los 4-5 cm de longitud, autosoportados en la mesostasis según una trama densa. Localmente, en zonas próximas al contacto de esta unidad con las granodioritas-monzogranitos encajantes, se observan variedades del litotipo caracterizadas por texturas de tendencias más equigranular, de tamaño de grano menor, incluso de grano fino, y con megacristales de feldespato potásico cuyos bordes muestran escaso contraste con la mesostasis de la roca: el contacto entre la facies común y su variedad de borde es gradual.

PETROGRAFÍA

Al microscopio presenta una textura inequigranular hipidiomórfica porfídica y tamaño de grano grueso.

Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita y como accesorios, pseudomorfos de cordierita, apatito, circón y minerales opacos; como productos de alteración se observan, sericita, clorita, prehnita, feldespato potásico y moscovita.

El cuarzo constituye agregados policristalinos constituidos por individuos de bordes suturados.

El feldespato potásico, alotriomorfo e intersticial, presenta pertitas de tipo vein engrosadas irregularmente por albitización y está parcialmente reemplazado por moscovita.

La plagioclasa muestra maclado polisintético flexionado, texturas en sinneusis, zonado continuo débil y una intensa sericitización en los núcleos de los cristales con neoformación de seri-

cita, prehenita y escasa moscovita; también aparece puntualmente, reemplazada parcialmente por feldespato potásico en parches.

La biotita se observa en cristales individualizados, flexionados y ahusados e incluye circón, apatito y escasos minerales opacos primarios de hábitos subidiomorfos; suele mostrar una leve cloritización, proceso acompañado por exolución de feldespato potásico, o bien aparece reemplazada hacia los bordes por moscovita + minerales opacos.

Con carácter accesorio, aunque relativamente frecuentes, se observan agregados, en ocasiones subprismáticos, formados por biotita intercrecida con moscovita, ambas subidiomorfas o alotriomorfas que pseudomorfizan cristales de cordierita.

4.2.5. Leucogranito moscovítico, tipo «Venero Claro-Casillas» (16)

Comprende un conjunto de afloramientos siempre asociados al granito micropordidico tipo Venero Claro, que se localiza en dos sectores situados en la mitad Sur de la hoja.

Los afloramientos correspondientes al Sector de «Venero Claro», en el Valle del río Alberche, aparecen tanto en el núcleo del Macizo (2 km² de superficie) como en pequeñas masas marginales (< 1 km²). En el Puerto de Casillas este leucogranito aparece en dos masas de superficie inferior a 1 km² situadas al NO y SE de la Garganta de Santa María, en el límite Sur de la hoja.

Se trata de una roca muy clara relativamente homogénea, de grano medio-fino y formada por cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita en cantidades muy subordinadas, ocasionalmente, algo mayores en zonas próximas al contacto. Generalmente, presenta una textura subporfídica con fenocristales de feldespato de hasta 1,5 cm de longitud. La moscovita puede presentarse en cristales de tamaños algo menores, individualizados en la mesostasis que los engloba. El contenido en biotita es muy variable, en ocasiones se halla prácticamente ausente. En algunas zonas (por ejemplo, Venero Claro), existe una importante alteración (piritización, moscovitización y caolinización) que afecta casi a la totalidad de la masa leucogranítica.

El contacto de este leucogranito con el granito microporfídico de dos micas (15) es siempre intrusivo, neto, observándose en ocasiones, en sus proximidades, enclaves que pueden alcanzar tamaños próximos al metro, del granito microporfídico (17) en el leucogranito moscovítico (16).

PETROGRAFÍA

Las muestras estudiadas de esta facies procedentes de afloramientos escasamente alterados, presentan una textura equigranular, granoblástica de grano medio-fino. Su mineralogía está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, como minerales principales, además de sericita, biotita, minerales opacos, apatito y fluorita como minerales accesorios.

La mesostasis está integrada por un mosaico de cuarzo alotriomorfo a subidiomorfo, feldespato potásico subidiomorfo o alotriomorfo parcialmente microclinizado y con escasas pertitas

patch y plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa con maclado polisintético flexionado, en ocasiones con macla mecánica, sin zonación, débilmente sericitizada y con recristalización de prehnita. También suele incluir cristales alotriomorfos o subidiomorfos de apatito y granos alotriomorfos de fluorita.

También pueden aparecer incluidos en la mesostasis de la roca escasos minerales opacos primarios, moscovitas alotriomorfas flexionadas, bien individualizadas o bien en agregados, con crecimiento a favor de los planos de exfoliación de minerales opacos secundarios o de biotita. Estos dos últimos minerales son muy escasos y la biotita puede presentarse además como inclusiones subidiomorfas de tamaño de grano fino dentro de cristales de plagioclasa.

4.2.6. Monzogranito biotítico microporfídico. Tipo Majadillas (17)

Se localiza hacia la parte media del límite occidental de la hoja, donde aflora un conjunto de pequeños apuntamientos graníticos desconectados entre sí, que se adentran en la hoja de Navatalgordo. Este monzogranito aparece mejor representado en los alrededores de Majadillas, pequeña localidad situada al Este de esta última hoja, próxima al límite con la de Nava-luenga.

Se trata de una roca de color claro rica en cuarzo y con escasa biotita, en la que destaca su textura microporfídica, con fenocristales, de feldespato potásico blanquecinos y de sección rectangular y de cuarzo, estos últimos casi siempre fracturados en una matriz de grano fino, localmente microgranuda.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca presenta una matriz porfídica de grano medio-fino y una composición mineralógica constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales principales, junto a sericita, cordierita, clorita, apatito, circón y opacos, como accesorios, además de sericita, clorita y opacos como principales minerales secundarios.

De la mesostasis, constituida por cristales subidiomorfos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, destacan fenocristales de tamaños variados de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita y cordierita y algún megacrystal subrectangular alargado de feldespato potásico.

El feldespato potásico muestra microclinización en parches y escasas pertitas tipo braided y string. La plagioclasa presenta maclado polisintético y zonado continuo u oscilatorio difuso, con intensa sericitización en los núcleos.

La biotita, subidiomorfa e individualizada, incluye abundantes circones y escasos apatitos de sección rectangular alargada; aparece en parte reemplazada por clorita + opacos + feldespato potásico o por moscovita. La moscovita puede aparecer también en cristales individualizados pero con marcado carácter alotriomorfo, lo que hace suponer un origen subsólidos. La cordierita, muy escasa, está casi totalmente pseudomorfizada por un agregado de moscovita y clorita.

4.2.7. Leucogranito biotítico orientado (18)

Aflora en una serie de cuerpos a veces subtabulares de tamaño variable (desde escasos metros a 2 km²), entre el stock de Venero Claro y la falla de El Herradón-Casillas, desde cotas de 1.600 a 900 m. El encajante de estos cuerpos es la granodiorita-monzograitica con megacristales escasos 12b.

Se trata de una roca de color gris claro en fresco, de aspecto homogéneo y textura subporfídica/inequigranular de grano medio fino a fino, con variaciones a términos prácticamente equigranulares. Está formada por cuarzo, feldespatos, biotita y moscovita subordinada. Los megacristales de feldespato pueden alcanzar 2,5 cm de longitud, a menudo con morfologías subredondeadas o elipsoidales. La biotita aparece en cristales tabulares de 0,5 cm que definen una marcada fábrica planar de flujo magmático, rasgo que distingue esta unidad de otros leucogranitos que afloran en el área. Ocasionalmente se observan bandeados composicionales en zonas próximas a los contactos y paralelos a ellos.

El contacto de estos leucogranitos con la granodiorita-monzograitica es neto o paratransicional, de geometría sinuosa o irregular, con orientaciones muy erráticas y buzamientos desde verticales a subhorizontales. Aunque no se han apreciado zonas de mezcla (s.s), el contacto paratransicional viene definido por cambios de litología graduales, pero muy rápidos (a veces como bandeados transicionales), y fábricas planares concordantes en zonas próximas al contacto.

Los enclaves microgranudos y melanocráticos son muy raros y de pequeño tamaño, aunque los megaenclaves de granodiorita monzograitica en el leucogranito son relativamente frecuentes. No se han observado enclaves de origen metamórfico.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca se define como un leucogranito biotítico con moscovita, de tamaño de grano medio a fino y textura granuda foliada. Sus componentes minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita junto a minerales opacos y circón como fases accesorias y sericita, moscovita, clorita y minerales opacos como productos secundarios.

La textura ígnea primaria aparece, prácticamente en su totalidad, transformada bajo un régimen dinámico. El cuarzo y casi todos los feldespatos de la roca están recrystalizados a un agregado de grano fino con extinción ondulante direccional.

No obstante, se reconocen cristales de tamaño de grano medio de feldespato alotriomorfo con perfitas de tipos film y braided, flexionados y con cierta tendencia a la poligonización. Estos feldespatos contienen frecuentes y finas inclusiones de cuarzo y plagioclasa y presentan una microclinización parcial y escasa.

La plagioclasa, en proporciones subordinadas, forma fenocristales medios subidiomorfos que muestran maclado polisintético y/o simple y aparecen intensamente reemplazados por sericita ± moscovita e incluyen biotitas y clorita de tamaño de grano fino y hábitos subidiomorfos.

La biotita, en individuos de tamaño medio-fino, elongados y flexionados en concordancia con la extinción ondulante direccional del agregado de grano fino, esta reemplazada por moscovita + cuarzo + minerales opacos, hacia los bordes del grano, o por clorita \pm minerales opacos en toda la superficie del cristal. Como inclusiones contiene circón y cuarzo alotriomorfos de tamaño de grano fino.

La moscovita está directamente relacionada con el reemplazamiento a partir de la biotita y al igual que esta, aparece flexionada y kinkada.

Se reconocen también minerales opacos alotriomorfos y agregados de tamaños comprendidos entre 1 y 3 mm, constituidos por un entramado de biotita verde + moscovita \pm biotita marrón, interdigitadas, con sombras de presión de morfología ligeramente sigmoidal, formadas por estas mismas micas y que probablemente correspondan a primitivas cordieritas deformadas y pseudomorfizadas.

4.2.8. Leucogranito biotítico porfídico. Tipo Navalunga (19)

Esta unidad tan sólo se halla representada en la Hoja por dos cuerpos de escasa extensión ($< 1 \text{ km}^2$), próximos al cruce del río Alberche, entre las localidades de Burgohondo y Navalunga.

Se trata de un granitoide de aspecto similar a la granodiorita monzogranito con megacristales aislados (12b) que lo encaja, excepto en los rasgos característicos de su color más claro, y la presencia de moscovita en trazas, no asociada espacialmente a alteraciones hidrotermales.

A escala mesoscópica presenta una textura subporfídica, con megacristales aislados de feldespato potásico que pueden alcanzar 3-4 cm de longitud, aunque el tamaño medio es de 2-3 cm, y cuarzo en granos redondeados de hasta 1,5 cm de tamaño. La mesostasis es de grano medio y de grano medio-fino en la proximidad del contacto. En ocasiones, los fenocristales muestran una orientación preferente así como las biotitas.

Estas rocas presentan contactos netos, intrusivos, con la granodiorita monzogranito que las encaja.

PETROGRAFÍA

Al microscopio presenta una textura microporfídica seriada y una mineralogía compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita, como minerales principales, además de moscovita, apatito, circón, minerales opacos y cordierita como accesorios; como minerales secundarios aparecen, sericita, clorita, moscovita, feldespato potásico y minerales opacos.

La mesostasis de este granitoide esta formada por un agregado granoblástico de grano fino de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y pequeñas proporciones de moscovita y minerales opacos, en la que se insertan fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y cordierita, cuyos tamaños varían entre 1 y 5 mm.

Los fenocristales de plagioclasa, subidiomorfos o alotriomorfos, presentan zonado continuo u oscilatorio difuso y maclado polinsintético. Incluyen biotita y minerales opacos de grano fino.

Los fenocristales de cuarzo tienen morfología subredondeada o alotriomorfa y escasas inclusiones de feldespato potásico, biotita y moscovita alotriomorfa.

La biotita constituye cristales individualizados subidiomorfos que contienen inclusiones de apatito, circón y minerales opacos. Aparecen cloritizados, con neoformación ocasional de ortosa y minerales opacos o recrystalizados parcialmente a un agregado de moscovita + minerales opacos.

Los fenocristales de feldespato potásico muestran maclado en enrejado debilmente definido y pertitas de tipo film.

La cordierita aparece totalmente reemplazada por un entramado de cristales subidiomorfos o alotriomorfos de biotita y moscovita interdigitadas más un agregado sericítico intersticial.

4.2.9. Leucogranito aplítico tabular (20)

Esta unidad corresponde a una serie de pequeños afloramientos de morfología irregular, a veces claramente tabular, localizados en las proximidades de San Juan de Nava ocupando unos 4,5 km² de extensión.

Se dispone en contacto con las facies de granodiorita monzogranito con megacristales aislados (12b) y granodiorita monzogranito con megacristales abundantes (12a).

El litotipo de esta unidad es un granitoide leucocrático de aspecto homogéneo, con textura de subporfídica a equigranular, de grano fino a medio-fino. Con frecuencia muestra fenocristales idiomorfos o subidiomorfos de feldespato de 1 cm de longitud media y que ocasionalmente pueden alcanzar 3 cm. Se observan fenocristales redondeados de cuarzo oscuro de hasta 1,5 cm de diámetro y «nidos» de biotita, de hasta 1,5 cm que también se presenta individualizada en plaquitas de 2-3 mm. La proporción relativa de las micas es variable, existiendo tipos con predominio neto de moscovita, que localmente pueden ser muy ricos en turmalina y tipos con biotita dominante. También se observan agregados micáceos que podrían corresponder a pseudomorfos de cordierita. En general, la fábrica es isótropa, aunque en las proximidades de los contactos parecen zonas discretas con orientación planolineal subparalela a dichos contactos.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca presenta una textura granuda microporfídica seriada, de grano fino. Su mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; los minerales accesorios son, opacos, circón y apatito y los secundarios, sericita, clorita, prehnita, minerales opacos y moscovita.

En la mesostasis de la roca, constituida por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa se observan cristales subidiomorfos o alotriomorfos de biotita cuyos bordes aparecen ligeramente indentados y cristales alotriomorfos de moscovita y subidiomorfos de minerales opacos primarios.

Sobre este entramado mineral destacan fenocristales de tamaños, que varían entre gruesos y medio finos, y cuya naturaleza es variada:

- Plagioclasa subidiomorfa y alotriomorfa, con maclado polisintético levemente flexionado, zonado continuo y núcleo sericitizado con neoformación de sericita, prehnita y moscovita.
- Biotita con inclusiones de circón alotriomorfo y apatito de sección rectangular. Está debilmente cloritizada y reemplazada en los bordes por moscovita + minerales opacos o por prehnita o moscovita.
- Feldespato potásico, con macla en enrejado ocupando parte del cristal, pertitas de tipo vein e inclusiones de cuarzo y plagioclasa alotriomorfas o subidiomorfas.
- Pseudomorfos desarrollados sobre cristales de cordierita y formados por un entramado de biotita y moscovita.
- Moscovita alotriomorfa elongada.
- Cuarzo policristalino lenticular.

Los procesos de alteración (sericitización y cloritización) afectan de un modo leve a la paragénesis original de la roca.

Ocasionalmente, en relación con cizallas tardías, estos leucogranitos pueden presentar al microscopio una foliación deformativa, indicada por un estiramiento de todas las fases minerales, incluidos los pseudomorfos cordieríticos, y por una recrystalización de parte de las micas y feldespatos paralelos a la foliación.

4.3. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se describen los distintos tipos de rocas filonianas que afloran en la hoja de Navalunga. Los rellenos filonianos más antiguos en este sector del Sistema Central, a los que se les atribuye una edad tardihercínica, son los pórfidos graníticos, los granodioríticos-adamelíticos y los diques aplíticos de rumbo en torno a EO (UBANELL, 1981 b; UBANELL y DOBLAS, 1987; DOBLAS y UBANELL, 1991; VILLASECA, *et al.*, 1992).

Los rellenos filonianos más recientes a los que se les asigna una edad Alpina, son fundamentalmente de carácter alcalino (lamprófidos captoníticos, diabasas y pórfidos sieníticos) (VILLASECA, *et al.*, 1992), y de cuarzo. Este autor sitúa el episodio intrusivo alpino en el límite Triásico-Jurásico.

4.3.1. Pórfidos (1)

Se presentan en diques subverticales (90° - 70° N) agrupados en un haz de dirección dominante E-O, variando entre ONO-ESE y OSO-ENE que se localiza hacia el borde Norte de la hoja, en especial en su sector NO, donde aparece a lo largo de la Sierra de la Paramera dando resaltes morfológicos y crestas importantes.

Los diques de pórfido encajan en las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (12a) y en la facies análoga con megacristales escasos. Pese a que el Macizo de El Barraco se encuentra emplazado en la prolongación hacia el Este de la traza del haz de pórfidos, no se han localizado diques de esta naturaleza cortando dicho macizo. Sí aparecen en las proximidades al contacto entre los granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos y el granito-monzogranito de El Barraco.

La potencia de estos diques varía desde 4-5 m hasta 50 m, aunque estos espesores decamétricos pueden ser debidos a la coalescencia de varios diques. En la Sierra de La Paramera, aparecen frecuentemente imbricados con diques de aplitas y leucogranitos.

En afloramiento se observan como rocas con mesostasis de microgranuda a afanítica de color gris claro a gris oscuro en la que destacan abundantes fenocristales feldespáticos de hasta 5,5 cm.

En general presentan cierto heteromorfismo al presentar bordes de enfriamiento centimétricos o incluso métricos, pobres en fenocristales y con estructuras laminares de flujo, de grano más fino que la facies dominante. Esta aparece en las zonas centrales del dique, con textura porfídica, a menudo seriada, con mesostasis fanerítica microcristalina de color gris que contiene fenocristales idiomorfos-subidiomorfos de cuarzo (0,5-1 cm), plagioclasa y feldespato potásico (0,5-5,5 cm), con biotita en plaquitas subidiomorfas (2-3 mm) o en los agregados de hasta 6 mm.

Dentro de los pórfidos se han observado enclaves microgranulares de morfología elipsoidal de hasta 50 cm de longitud y composición cuarzodiorítica-tonalítica; presentan bordes netos y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo de tamaños muy variables de hasta 10 cm de longitud.

La composición de los pórfidos varía desde granodioríticos monzograníticos a graníticos s.s., aunque en esta hoja parece dominar los citados en segundo término.

PETROGRAFÍA

Al microscopio la roca presenta una mesostasis microgranuda a granuda de grano muy fino y textura microporfídica seriada. Su mineralogía está integrada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, como minerales principales; apatito y circón aparecen como minerales accesorios y sericita, clorita, prehnita, moscovita y minerales opacos como productos secundarios.

La matriz de la roca está compuesta por cristales subidiomorfas de cuarzo, plagioclasa, biotita y cristales subidiomorfos o alotriomorfos de feldespato potásico. De la matriz destacan algunos fenocristales seriados de plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo y alguna biotita.

Los fenocristales de plagioclasa estan fuertemente sericitizadas con neoformación de prehnita y moscovita y presentan maclado polisintético poco definido, zonado continuo u oscilatorio difuso y borde de recrecimiento albitico; en ocasiones presentan inclusiones de cuarzo goticular.

Los fenocristales de feldespato potásico suelen exhibir maclado de karlsbad y escasas pertitas tipo film. Son muy escasas las zonas con macla en enrejado que, en ningún caso, ocupan la totalidad del cristal. Como inclusiones se reconoce cuarzo con textura granofídica.

Los fenocristales de cuarzo presentan morfologías subredondeadas; constituyen agregados policristalinos formados por individuos con extinción ondulante, en ocasiones direccional.

Finalmente, los fenocristales de biotita consisten en cristales individualizados y flexionados que incluyen apatitos de sección rectangular alargada y circones subidiomorfos. Las biotitas estan intensamente cloritizadas con neoformación de prehnita, epidota, minerales opacos y muy escasa moscovita.

4.3.2. Aplitas y leucogranitos (2)

Aparecen representados con variable densidad en casi toda la superficie de la hoja, con menor frecuencia en la mitad Sur de la misma y son prácticamente inexistentes dentro del Conjunto litológico la Sierra del Valle.

Se trata de rocas de color blanquecino con tonos amarillentos, de grano fino y con moscovita y/o biotita abundantes.

Pueden diferenciarse dos grupos de diques: uno de diques subverticales de dirección aproximada E-O, subparalelos a los diques de pórfido, más o menos imbricados con ellos y de potencias que pueden llegar a superar 10 m, y otro grupo que incluiría el resto de diques aplíticos, con direcciones y buzamientos muy variables, en ocasiones claramente relacionados con apuntamientos o pequeños stocks de leucogranitos.

De forma generalizada los diques de leucogranito y/o aplita dentro del dominio granítico presentan a escala mesoscópica una mesostasis de grano fino a medio sin que se observen megacristales ni enclaves y sí biotita como mica dominante.

Encajados en los metasedimentos de Ojos Albos-Cabreros-El Tiemblo, al Sur del Embalse del Burguillo se han observado diques de leucogranito aplítico que presenta fenocristales feldespáticos de hasta 2 cm y con biotita muy subordinada. Dichos diques siguen direcciones comprendidas entre N 70°-N 90°E; sus buzamientos son subverticales y los contactos con el encajante son netos pero de trazado muy sinuoso.

PETROGRAFÍA

Dentro del dominio granítico, los leucogranitos y/o aplitas presentan una matriz granoblástica porfídica seriada, de grano fino a muy fino. La composición mineralógica está integrada por

cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales principales; sericita, clorita, circón, apatito, rutilo y minerales opacos aparecen en proporciones accesorios y sericita, moscovita, clinozoissita, epidota y clorita aparecen como minerales secundarios.

De la matriz destacan fenocristales seriados milimétricos de cuarzo subredondeado, en ocasiones con bordes suturados, feldespato potásico subidiomorfo o alotriomorfo, en ocasiones con microclinización parcial, pertitas vein, path y escasas film e inclusiones de cuarzo goticular; plagioclasa subidiomorfa o alatriomorfa con débil maclado polisintético, zonado continuo y, en ocasiones, oscilatorio difuso y núcleos levemente sericitizados con neoformación de prehnita y moscovita; biotita subidiomorfa o alotriomorfa flexionada con inclusiones de circón, apatito y rutilo sagenítico. La moscovita, además de aparecer en relación a la retrogradación de plagioclasa y biotita, puede formar agregados en la matriz constituidos por cristales de grano fino alotrioblásticos.

En ocasiones se reconoce deformación frágil al aparecer tanto las fases minerales originales como su retrogradación afectadas de microfracturación.

Los diques leucograníticos y/o aplíticos del dominio metamórfico presentan una textura granoblástica foliadas de grano fino, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales y sericita, cordierita y sillimanita como accesorios. La pasta de la roca esta formada por agregados de cristales alotriomorfos de grano fino, de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con escasa biotita y moscovita.

El cuarzo forma agregados policristalinos elongados con extinción ondulante direccional; el feldespato potásico presenta un sistema pertítico de tipo film y en ocasiones macla en enrejado y de Karlsbaad; la plagioclasa presenta maclado polisintético, sericitización débil e incluye agujas fibrolitas; la biotita y la moscovita son muy escasa y están parcialmente reemplazados por sericita o por madejas de fibrolita. La sillimanita, de textura fibrolítica, reemplaza micas o forma agregados crenulados.

4.3.3. Pegmatitas (3)

Dentro de la hoja de Navaluenga, afloran exclusivamente en la ladera meridional de la Sierra del Valle, en el paraje denominado El Horcajo muy próximo al límite sur de la hoja, donde constituyen un cuerpo formado por un entramado de diques de potencia generalmente métricas (2-5 m), aunque en algunos casos llegan a alcanzar varias decenas de metros (30-50 m), con direcciones que varían de N 60°E a N 120°E. Los buzamientos son variables, desde subverticales a muy tendidos, aflorando localmente como grandes masas hectométricas, posiblemente por efecto de la topografía.

Se trata de una roca de color blanco amarillento aspecto masivo en la que se observan grandes cristales de cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita y menos frecuentes turmalina, granate y clorita.

Con frecuencia presentan una intensa alteración argilitica y caolinización que en ocasiones parecen asociarse a silicificaciones.

4.3.4. Microdioritas (4)

Este tipo de diques son escasos y poco desarrollados en la hoja de Navaluenga. Los de entidad cartográfica aparecen en la Sierra de La Paramera, hacia el vértice NO de la hoja y en el extremo NE de la misma, entre la Falla del Herradón y los metasedimentos de este sector de la hoja: en ambos casos siguen un rumbo próximo a EO y encajan en la granodiorita-monzogranito biotítico porfídico de megacristales abundantes.

Se trata de rocas microcristalinas de color gris oscuro y algo porfídicas. La mesostasis esta compuesta por plagioclasa y anfíbol y los fenocristales de hasta 0,5 cm son de plagioclasa. Por lo general los diques de microdioritas aparecen parcialmente recubiertos siendo muy común la presencia en los alrededores de los mismos cantos y bloques de microdiorita de tamaño generalmente pequeño.

En la sierra de la Paramera, inmediatamente al Norte de la Peña de la Graja aflora un dique microdiorítico a lo largo de 1,5 km siguiendo la pista de la Sierra. La dirección del dique es subparalela a la de los pórfidos y su potencia máxima es de 3-4 m.

En otros puntos de este sector se observan estrechas láminas de microdiorita de dimensión no cartografiables, dispuestas en contacto y paralelas a diques de pórfidos con los que localmente pueden llegarse a hibridarse.

PETROGRAFÍA

Se trata de microdioritas con clinopiroxenos y clinofanfíbol y, en ocasiones, con biotita. Su textura es microporfídica seriada de tamaño de grano fino. La mineralogía principal esta integrada por plagioclasa, biotita (en algunos diques ausente), clinopiroxeno de tipo diópsido y clinofanfíbol hornbléndico con cuarzo y opacos como minerales accesorios y sericita y clorita como secundarios.

La roca esta formada por un agregado inequigranular de tamaño de grano fino de plagioclasa alotriomorfa intensamente sericitizada, frecuentes cristales inferiores a 1 mm de clinopiroxeno que pueden englobar minerales opacos y clinofanfíbol, escaso cuarzo alotriomorfo intersticial y minerales opacos idiomorfos subidiomorfos menores de 0,1 mm. En el caso de las microdioritas con biotita, este mineral esta presente con habitos subidiomorfos o alotriomorfos, parcialmente cloritizado, y con inclusiones de minerales opacos y ocasionalmente de clinopiroxeno.

4.3.5. Sienitas (5)

Bajo esta denominación se incluyen los diques de tendencia sienítica alcalina saturados en sílice (UBANELL, *et al.*, 1984) que se localiza en su mayoría próximos al borde nororiental de la hoja, y próximos, asimismo, a la Falla del Herradón. También existen algunas manifestaciones aisladas y más puntuales en la Sierra de La Paramera y en las cercanías de Navaluenga.

Todos ellos aparecen encajados en las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12a).

Se trata de diques cuya potencia varía desde 0,5 a 4 m, predominando las comprendidas entre 1 y 2 m, que presentan dos direcciones dominantes: una de NNE-SSO a NE-SO y otra NNO-SSE, con buzamientos 90-70°.

Son rocas de tonos rojos característicos, de grano fino, a menudo porfídicos, con fenocristales de feldespato y frecuente de anfíboles cuyo tamaño puede alcanzar 1,5 cm. Estas rocas pueden presentar algún enclave de la granodiorita-monzogranito encajante.

PETROGRAFÍA

Al microscopio son rocas microgranudas en general porfídicas (a veces glomeroporfídicas) con una matriz de grano fino a muy fino que puede llegar a ser afanítica. Su mineralogía principal está integrada por feldespato potásico, plagioclasa, minerales opacos y cuarzo como minerales principales, biotita y moscovita como accesorios y sericita, clorita, epidota y óxidos de hierro como minerales secundarios.

La matriz está constituida por un entramado de cristales subidiomorfos rectangulares de feldespato potásico y plagioclasa que muestran una orientación preferente y una intensa sericitización, minerales opacos subidiomorfos dispersos y agregados policristalinos de cuarzo intersticial.

Con carácter accesorio aparecen cristales de tamaño de grano fino de biotita subidiomorfa dispuesta paralela a la orientación general de la roca e intensamente reemplazado por clorita, y epidota, y moscovita subidiomorfa de tamaño de grano fino.

Toda la paragénesis primaria está intensamente retrograda; los feldespatos están fuertemente sericitizados y las biotitas y anfíboles están recrystalizados a clorita y productos asociados (epidota). Además, se aprecia una deposición de óxidos de hierro de tamaño de grano muy fino en todo el volumen de la roca, lo cual le confiere una coloración rojiza.

4.3.6. Lamprófidos (6)

Suelen ser diques de escasa continuidad lateral y de potencia decimétrica, que raramente alcanzan 1,5 m de espesor. Se pueden agrupar según dos direcciones dominantes: un grupo, el más frecuente, varía entre N-S y N 20°E, con buzamientos 90-80°, aparece asociado a los diques de sienitas (a los que llega a cortar) en el sector de El Herradón (NE de la hoja). El otro grupo se dispone con orientaciones próximas a N 45° E, con buzamientos 90°-75°NO. Muy raramente aparecen diques con orientaciones próximas a E-O, algunos encajados en diques de pórfido de similar orientación.

Además de los diques de lamprófidos en la Sierra de Parameras se localiza la denominada «diatrema de La Paramera» formada por una brecha eruptiva poligénica camptonítica que incluye fragmentos de rocas granulíticas, metamórficas esquistosas, granodioríticas-

adamellíticas y de pórfico granítico (UBANELL y ROSALES, 1981; NUEZ, *et al.*, 1982; VILLASECA, *et al.*, 1983).

PETROGRAFÍA

Se trata de lamprófidos anfibólicos con biotita, que en ocasiones contienen clinopiroxenos. Tienen textura lamprofídica de grano fino, y su mineralogía principal está formada por hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, apatito, minerales opacos y biotita, con la presencia en determinados diques de clinopiroxenos de tipo diópsido-augita. Los minerales accesorios son cuarzo y, en el caso de los lampróficos con piroxenos, biotita, mientras que la mineralogía secundaria incluye clorita, sericita y carbonatos.

La matriz de tamaño de grano fino, está formada por bastoncillos de clinoanfíbol de tipo hornblendico y color marrón, con hábitos subidiomorfos; plagioclasa idiomorfa o subidiomorfa fuertemente sericitizada, feldespato potásico alotriomorfo e intersticial, apatito acicular, minerales opacos alotriomorfos y escasos cuarzo, clorita y biotita subidiomorfas o alotriomorfas. Sobre esta matriz destacan fenocristales seriados en tamaño (desde tamaños medios a gruesos), de clinopiroxeno idiomorfo o subidiomorfo, con zonado concéntrico y texturas en sinneusis, y otros actualmente recrystalizados por feldespato potásico y clorita que pudieran corresponder a antiguos feldespatos con inclusiones de micas.

La roca puede aparecer intensamente reemplazada por carbonatos, mientras que parte de los cristales de la matriz (probablemente antiguas biotitas y en menor proporción anfíboles) están cloritizados.

4.3.7. Cuarzo (7)

Los rellenos filonianos de cuarzo son abundantes en toda la hoja, afectando a la práctica totalidad de las unidades cartografiadas, aunque son escasos los diques de cuarzo reseñables por su longitud, potencia o asociación con mineralizaciones. En general, aparecen relleno fracturas con orientaciones típicamente tardihercínicas, con potencias que varían desde pocos centímetros a varios metros. En su mayoría son diques monominerales de cuarzo con trazas de sulfuros (casi siempre pirita) normalmente alterados a hidróxidos.

El cuarzo filoniano muestra estructuras de relleno masivo, bandeadas, laminares, de brechas cementadas, oquerosas, etc.

La alteración hidrotermal asociada varía desde ligeras rubefacciones o pseudoepsienitizaciones hasta las alteraciones más intensas donde la mineralogía original del encajante se ha reducido casi exclusivamente a epidota, cuarzo y moscovita.

El dique de cuarzo de mayor continuidad de los cartografiados sigue una dirección NE-SO y se extiende unos 13 km entre el Cerro de Sta. Polonia al NE de Navaluenga, toponímico que da nombre a esta estructura y, aproximadamente, el vértice NE de la hoja. En relación a este filón de cuarzo existen varios indicios mineros de Pb-Zn y mineralizaciones de W, As y Fe.

4.4. METAMORFISMO

En este sector del Sistema Central (BELLIDO, *et al.*, 1990; memoria MAGNA de la Hoja n.º 557, San Martín de Valdeiglesias) se describe un metamorfismo de contacto superpuesto a tres etapas de metamorfismo regional.

De la primera de ellas (M1) tan solo son reconocibles fases residuales: granate sincinemático con estructuras planares residuales, no transformado o en tránsito a biotita y estaurolita incluida en andalucita, granate pasando a cordierita o a biotita, además de distena puntual.

La segunda etapa M2 es la dominante, iniciándose en la Fase 2 hercínica y manteniéndose durante gran parte de la Fase 3. Esta etapa representa un descenso de la presión frente a un importante ascenso térmico. Sus minerales tipomórficos son sillimanita y cordierita, la primera de ellas generada a partir de biotita y la segunda a partir de biotita + sillimanita y de granate + silicato aluminico.

Esta etapa metamórfica asocia fenómenos de fusión parcial con producción de leucosomas pobres en feldespato potásico y, según DIEZ MONTES, *et al.* (*in lit*) alcanza durante la 3.ª Fase hercínica su máximo desarrollo produciendo procesos de migmatización y anatexis.

La tercera etapa M3 está originada por una retrogresión térmica y bórica con incrementos de fase fluida. Se genera andalucita en relación con las estructuras de tercera fase de deformación hercínica. El M3 se produce a condiciones máximas de unos 2 kbs y unos 700 °C evolucionando hacia temperaturas menores.

Dentro de la hoja de Navaluenga, se ha reconocido granate pre a sin cinemático respecto a la Sp en los afloramientos del borde Este de la hoja, con pequeñas colas de presión formadas por biotita verdosa y cuarzo y parcialmente pseudomorfizados por moscovita, cuarzo y óxidos de hierro con formas sigmoidales que ponen de manifiesto el carácter sincinemático de esta recristalización respecto a la Sp. La presencia de estos granates sumada a la ocurrencia de distena incluida en feldespatos o en moscovita asociada a sillimanita, en los granitoides inhomogéneos de la Sierra del Valle, se atribuyen a la etapa M1 de metamorfismo regional.

La segunda etapa M2 se reconoce por la presencia de sillimanita en los metasedimentos del Este de la hoja de Navaluenga y de sillimanita + cordierita en los granitoides inhomogéneos diatexiticos de la Sierra del Valle. En el primero de los casos además de la sillimanita se reconocen, sobretudo al sur del embalse de Burguillos fenómenos de fusión parcial con segregados estromatolíticos leucocráticos ricos en cordierita y sillimanita. Estos fenómenos de fusión parcial se atribuyen a otros puntos del Sistema Central a fenómenos de metamorfismo estático en relación al emplazamiento de rocas graníticas básicas. Por su parte los granitoides inhomogéneos diatexiticos de la Sierra del Valle representan la migmatización y anatexis relacionada con el máximo metamórfico de la etapa M2 hercínica.

5. GEOCRONOLOGÍA

En relación a este apartado 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 posttectónica 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 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, presenta en las Hojas de Piedrahita y Navatalgordo y las Granodioritas subuautóctonas del Complejo Anatéctico de Peña Negra (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 anatéctica, por lo que admiten que ésta se habría desarrollado entre 320 m.a. y 310 m.a.

La diferencia de edades para la fase 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 prehercánicos 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 la ortogneis de La Almohalla y las migmatitas mesocráticas y pelíticas, lo que estaría implicando la existencia de actividad magmática y metamórfica de edad fini-cadomiense.

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 determinada en 267 m.a. (CABALLERO, *et al.*, 1992) y 226 m.a. respectivamente (CASQUET, *et al.*, 1991 en 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

No se han realizado dataciones radiométricas de las rocas graníticas aflorantes en la hoja de Navaluenga.

Directamente relacionadas con las rocas plutónicas de esta hoja son las dos isocronas Rb-Sr realizadas sobre la unidad del Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos que afloran en la vecina hoja de Navatargordo. Las dos facies datadas de esta unidad, ambas representadas en la hoja de Navaluenga, son las siguientes:

- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales muy abundantes y;
- Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio, facies más común de la unidad.

La isocrona de la facies con megacristales muy abundantes indican una edad de 295 ± 35 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,709231 \pm 0,003246$ y una MSDW de 3.

La isocrona correspondiente a la facies común indica una edad de $305,9 \pm 4,8$ Ma con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,708312 \pm 0,000452$ y una NSW de 0,186.

El elevado margen de error obtenido en la datación de la facies con megacristales muy abundantes (± 35 Ma) se interpreta como probablemente relacionado a la presencia de material restítico. Por su parte, la isocrona correspondiente a la facies común presentó un excelente ajuste.

En relación a los datos bibliográficos de geocronología de granitoides en el Sistema Central, referidos en el apartado anterior, las edades obtenidas para las dos facies de la unidad tardi-postcinemática datado en la hoja de Navatargordo y extensamente representada en la hoja de Navaluenga, están comprendidas dentro de las edades determinadas para los cuerpos graníticos hercínicos (344 Ma-275 Ma), datados en sectores orientales del sistema Central y son coherentes con la edad determinada (287-310 Ma) para la unidad tardía en La Cabrera (VIALLETTE, *et al.*, *op. cit.*).

6. GEOQUÍMICA

6.1. INTRODUCCIÓN

En la hoja de Navaluenga se ha podido identificar la existencia de tres conjuntos composicionales diferentes:

- Un conjunto de rocas Intermedio-básicas en el que se incluyen las rocas con $\text{SiO}_2 < 60\%$ y que está formado por solo dos tipos (dique microdiorítico y roca básica del Puerto de Mijares).
- Un grupo granodiorítico, constituido por las muestras que presentan un contenido en SiO_2 entre 60 y 70%. Es el más abundante.

- Un conjunto leucogranítico, constituido por las rocas con un contenido en SiO_2 superior a 70%.

Las muestras del conjunto granodiorítico se agrupan en el extremo más silíceo y las muestras del leucogranítico lo hacen en el menos silíceo, de forma que las diferencias entre ambos conjuntos son algo menores de lo habitual entre tales conjuntos de rocas.

Los resultados analíticos de elementos mayores y traza y de contenido en Tierras Raras se muestran en las Tablas n.^{os} 1 a 5.

6.2. GRANITOIDES HERCÍNICOS SIN-TARDI CINEMÁTICOS (CONJUNTO LITOLÓGICO DE LA SIERRA DEL VALLE)

Se han considerado conjuntamente en este grupo las muestras de granitoides diatexiticos (9) del Puerto de Mijares y la de granitoide inhomogéneo de dos micas (8) de la misma localidad.

Las muestras de granitoides diatexiticos pertenecen al conjunto granodiorítico y la del granitoide inhomogéneo al leucogranítico. Se trata de rocas fuertemente peraluminosas (especialmente las dos priemras), que en los dos diagramas tipológicos utilizados se proyectan netamente en el campo de los granitos «S» (figuras 3 y 4).

Desde el punto de vista de los Elementos Mayores, estas rocas se caracterizan por una gran variabilidad. En este sentido, ni el Mn ni el Ca ni el Na dan tendencias de evolución magmática. El P presenta valores muy altos en dos muestras y muy bajos en la otra. De la misma manera, el K esta extremadamente enriquecido en un caso y muy empobrecido en otro (figuras 5 y 6).

Esta misma variabilidad se observa también en los *Elementos Traza*, en los que tampoco en muchas ocasiones se observa ningun tipo de tendencia. Es de destacar, además, el enriquecimiento en Cs y Be de la muestra más silícica y el empobrecimiento en Cr y Mo en los tres casos. El Zr y el Hf estan especialmente empobrecidos en una de las muestras. El contenido en U y Th es moderado, excepto en una muestra en la que el contenido en Th es muy alto (figuras 7 a 10).

Por lo que respecta a las *Tierras Raras*, es de destacar que los perfiles condriticos definidos por estas muestras son muy similares a los de la facies de granodiorita-monzogranito biotítico porfídico (12), con la única diferencia de una fraccionación MREE/HREE mayor (figura 11).

6.3. GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-POST CINEMÁTICOS

6.3.1. Roca básica del Puerto de Mijares (conjunto litológico de la Sierra del Valle)

La única muestra estudiada, procedente de un enclave básico en el granitoide diatexitico, pertenece al conjunto intermedio-básico y es extremadamente peraluminosa (figura 5).

Tabla 1. Tabla de elementos mayores de la hoja de Navaluenga

	HV-9002	HV-9006	HV-9003	HV-9007	HV-9009	
SiO ₂	72,65	68,45	69,67	70,48	68,34	
TiO ₂	0,41	0,55	0,48	0,47	0,57	
Al ₂ O ₃	13,48	14,90	14,80	14,58	15,06	
FeO	2,74	3,46	2,96	3,11	3,65	
MgO	0,90	1,20	1,07	1,08	1,30	
MnO	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	
CaO	1,84	2,22	2,11	2,16	2,39	
Na ₂ O	3,04	3,39	3,43	3,47	3,42	
K ₂ O	3,81	4,31	4,30	3,91	4,06	
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,16	0,16	0,19	
P.p.C.	0,71	0,68	0,61	0,60	0,60	
Suma	99,79	99,40	99,64	100,08	99,64	
	HV-9012	HV-9014	HV-9010	HV-9001	HV-9005	
SiO ₂	72,25	73,72	44,91	70,09	71,61	
TiO ₂	0,34	0,23	2,67	0,39	0,29	
Al ₂ O ₃	14,46	14,11	14,62	14,81	14,60	
FeO	1,97	1,73	8,92	2,71	2,01	
MgO	0,52	0,44	6,33	0,91	0,60	
MnO	0,03	0,05	0,14	0,06	0,04	
CaO	1,19	0,71	3,10	1,61	1,33	
Na ₂ O	3,48	3,37	2,85	3,42	3,39	
K ₂ O	5,03	4,60	3,22	4,42	4,83	
P ₂ O ₅	0,19	0,24	0,52	0,18	0,18	
P.p.C.	0,67	0,93	6,47	0,91	1,05	
Suma	100,13	100,13	93,75	99,51	99,93	

	HV-9013	HV-9015	HV-9016	HV-9017	HV-9020	HV-9021	HV-9008
	68,73	68,93	69,81	69,47	68,87	67,50	58,70
	0,54	0,49	0,49	0,52	0,52	0,59	1,16
	15,07	15,24	14,77	14,95	14,93	15,41	16,81
	3,46	3,22	3,21	3,28	3,47	3,74	6,43
	1,23	1,08	1,12	1,17	1,21	1,42	4,11
	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,10
	2,28	2,10	2,25	2,31	2,28	2,40	4,89
	3,46	3,43	3,42	3,40	3,48	3,50	2,89
	4,10	4,42	4,05	4,12	4,11	4,31	2,70
	0,25	0,22	0,16	0,16	0,17	0,20	0,25
	0,66	0,58	0,58	0,63	0,57	0,73	0,90
	99,84	99,76	99,92	100,07	99,68	99,87	98,94
	HV-9022	HV-9004	HV-9018	HV-9019	LR-9502	LR-9503	LR-9501
	73,72	74,16	73,57	72,52	68,16	64,80	71,63
	0,17	0,18	0,27	0,28	0,55	0,66	0,37
	14,43	13,77	13,93	14,29	15,84	16,91	14,61
	1,19	1,40	2,07	2,02	3,17	4,15	3,09
	0,32	0,25	0,51	0,50	1,20	1,76	1,23
	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08
	0,73	0,62	0,85	1,16	1,93	1,16	1,04
	3,56	3,38	3,13	3,53	3,48	2,66	2,42
	5,13	4,82	4,47	4,93	4,34	5,21	3,48
	0,23	0,15	0,20	0,17	0,32	0,28	0,08
	0,64	1,07	0,95	0,78	0,78	1,83	1,53
	100,14	99,83	99,99	100,22	99,81	99,48	99,56

Tabla 2. Contenido en elementos traza de las muestras de la hoja de Navaluenga (1)

	HV-9002	HV-9003	HV-9006	HV-9007	HV-9009	
Ki	76,57	81,97	75,69	91,60	69,16	
Rb	192,90	148,60	159,36	203,76	172,05	
Cs	17,16	10,68	10,94	15,70	12,32	
Be	4,71	4,02	4,16	5,06	3,71	
Sr	114,89	129,41	121,29	157,26	140,76	
Ba	338,94	515,31	444,73	553,93	478,73	
Sc	9,79	5,92	5,53	27,31	7,93	
V	31,98	38,49	35,83	49,54	41,18	
Cr	145,71	112,22	103,34	159,59	88,53	
Ni	6,90	0,00	0,00	12,17	0,00	
Cu	7,20	21,45	0,00	37,28	0,00	
Zn	90,22	30,06	19,94	134,57	35,12	
Ga	17,97	17,96	17,49	23,63	18,19	
Y	22,94	22,61	22,07	29,14	25,20	
Nb	10,50	12,77	11,50	13,24	12,28	
Ta	1,64	1,92	2,17	1,87	1,85	
Zr	92,24	126,06	133,99	138,25	144,46	
Hf	2,85	3,71	4,10	4,31	4,22	
Mo	1,44	1,83	1,08	1,94	0,54	
Sn	11,17	7,10	7,16	10,42	7,42	
Tl	1,28	1,23	1,23	1,39	1,22	
Pb	27,66	19,92	20,10	31,70	22,04	
U	3,91	5,49	3,84	5,66	3,89	
Th	17,31	18,38	16,65	18,96	20,02	

	HV-9013	HV-9015	HV-9016	HV-9017	HV-9020	HV-9021	HV-9008
	82,36	65,18	95,97	76,25	124,78	80,80	68,32
	182,12	166,10	202,66	151,97	200,52	202,59	125,50
	19,30	13,17	17,49	12,35	18,56	15,06	12,02
	2,96	3,82	5,13	4,07	6,14	4,00	2,41
	135,09	122,08	144,46	126,75	137,37	174,40	302,63
	405,16	493,87	526,56	505,39	426,56	652,76	386,62
	7,02	5,93	10,50	6,08	22,95	14,01	22,18
	40,29	34,83	41,59	37,11	41,30	54,65	152,92
	107,41	88,85	139,77	96,22	124,50	113,64	155,84
	0,00	0,00	0,00	0,00	9,28	8,95	23,49
	0,00	0,00	0,00	0,00	11,01	14,16	20,92
	58,46	18,03	50,87	21,38	121,41	116,94	149,08
	19,95	18,49	20,06	16,78	20,92	22,94	22,17
	21,47	17,10	25,75	21,38	24,03	26,34	25,55
	15,17	12,25	13,82	10,72	12,43	14,27	12,83
	2,60	2,01	8,08	1,84	2,44	1,93	1,71
	118,72	110,04	140,83	125,23	141,59	148,84	81,74
	3,40	3,20	4,46	3,62	4,74	4,25	2,17
	0,65	0,46	1,75	0,90	0,77	0,90	0,82
	7,94	6,03	8,80	8,15	11,62	8,93	5,47
	1,31	1,37	1,45	1,16	1,45	1,41	0,86
	20,89	21,94	33,42	19,49	30,69	25,80	16,31
	2,86	2,62	7,42	2,78	5,37	4,29	2,81
	16,04	12,48	19,91	20,35	18,69	22,33	10,33

Tabla 3. Contenido en elementos traza de las muestras de la hoja de Navaluenga (2)

	HV-9012	HV-9014	HV-9010	HV-9001	HV-9005	
Ki	76,78	109,35	84,95	111,34	71,42	
Rb	211,66	318,15	186,66	181,85	210,36	
Cs	15,82	18,64	16,07	17,29	12,80	
Be	3,22	4,40	4,53	4,38	5,84	
Sr	80,99	38,82	133,31	104,02	95,54	
Ba	452,64	131,32	479,46	349,54	451,28	
Sc	2,97	1,83	7,80	4,65	3,64	
V	13,77	14,92	37,41	29,14	17,33	
Cr	81,48	113,07	125,73	103,04	82,17	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	1,85	
Zn	4,19	35,54	37,29	43,01	31,94	
Ga	18,35	23,55	18,10	18,86	19,56	
Y	11,83	9,88	24,35	16,59	13,97	
Nb	12,07	18,52	12,00	12,24	12,84	
Ta	2,78	4,15	3,21	2,48	2,65	
Zr	135,81	87,11	127,83	103,18	113,12	
Hf	4,19	3,01	3,93	3,26	3,61	
Mo	0,61	0,60	1,60	1,02	0,46	
Sn	7,45	14,18	7,87	10,96	7,28	
Tl	1,56	2,56	1,25	1,45	1,53	
Pb	20,37	12,04	30,01	22,21	25,40	
U	3,75	3,69	6,93	3,15	5,34	
Th	16,65	10,40	18,40	11,88	13,59	

	HV-9022	HV-9004	HV-9018	HV-9019	LR-9502	LR-9503	LR-9501
	41,93	67,59	120,96	115,35	99,92	86,52	57,35
	245,56	255,44	336,43	244,44	179,68	213,93	181,45
	19,29	11,26	25,45	15,72	15,35	10,64	24,42
	6,80	8,10	4,38	5,89	1,67	5,15	13,23
	51,27	67,62	45,44	82,64	150,77	168,50	95,57
	232,22	377,63	164,77	397,18	459,83	718,39	378,27
	3,33	20,38	2,53	19,19	6,81	7,72	7,39
	5,58	9,80	18,56	17,59	42,40	60,36	46,09
	5,66	86,78	119,10	113,08	13,16	29,45	30,68
	1,66	3,57	0,00	4,97	4,15	0,00	14,79
	2,06	6,92	1,83	6,83	6,53	5,76	14,28
	77,97	83,46	61,08	99,92	106,52	88,11	73,59
	23,64	22,70	24,55	21,70	21,74	21,86	20,41
	7,07	18,09	12,73	18,99	15,86	14,85	15,38
	13,16	12,25	21,08	13,24	12,35	13,68	9,85
	2,21	2,68	4,01	2,23	1,58	2,14	2,25
	91,27	113,08	100,60	120,29	52,57	102,29	117,73
	2,84	4,10	3,33	4,32	1,50	2,72	3,56
	0,00	0,59	0,68	0,76	0,22	0,03	0,03
	11,13	19,73	10,81	14,21	8,90	6,65	14,20
	1,82	1,66	2,54	1,81	1,59	1,47	1,23
	26,82	37,10	16,60	28,52	28,04	27,62	27,71
	3,50	6,41	3,14	4,25	5,81	4,89	4,64
	7,61	13,56	15,10	17,57	18,39	29,30	15,53

Tabla 4. Tabla de tierras raras de la hoja de Navaluenga

	HV-9002	HV-9003	HV-9006	HV-9007	HV-9009	
La	33,28	28,13	27,65	38,29	37,90	
Ce	70,83	62,04	62,51	81,63	81,28	
Pr	8,58	7,72	7,53	9,85	9,78	
Nd	31,26	29,40	27,86	37,17	35,81	
Sm	6,46	6,38	6,07	7,54	7,23	
Eu	0,93	1,10	1,01	1,26	1,13	
Gd	4,89	4,89	4,59	5,65	5,66	
Tb	0,73	0,78	0,73	0,90	0,87	
Dy	4,28	4,45	4,23	5,39	4,88	
Ho	0,87	0,89	0,87	1,10	0,97	
Er	2,06	2,05	2,11	2,60	2,33	
Tm	0,34	0,35	0,35	0,44	0,38	
Yb	2,22	2,23	2,33	2,71	2,39	
Lu	0,29	0,29	0,34	0,38	0,33	
	HV-9012	HV-9014	HV-9010	HV-9001	HV-9005	
La	27,16	15,87	33,63	20,99	21,96	
Ce	61,69	37,72	71,54	45,34	49,93	
Pr	7,25	4,51	8,60	5,47	5,67	
Nd	26,40	16,85	32,22	20,19	20,49	
Sm	5,32	3,73	6,47	4,28	4,36	
Eu	0,73	0,30	1,08	0,79	0,76	
Gd	3,85	2,76	5,07	3,32	3,39	
Tb	0,53	0,40	0,77	0,52	0,51	
Dy	2,66	2,11	4,52	3,17	2,82	
Ho	0,46	0,39	0,90	0,64	0,54	
Er	1,08	0,88	2,18	1,49	1,19	
Tm	0,17	0,15	0,35	0,25	0,19	
Yb	1,10	1,01	2,27	1,67	1,28	
Lu	0,16	0,14	0,32	0,24	0,18	

	HV-9013	HV-9015	HV-9016	HV-9017	HV-9020	HV-9021	HV-9008
	31,68	24,19	35,20	36,83	31,61	43,56	31,24
	69,01	52,76	76,31	79,15	71,05	90,74	65,44
	8,17	6,36	9,07	9,67	8,41	10,79	7,97
	30,37	23,54	33,18	35,41	32,03	39,77	31,01
	6,36	5,00	6,98	7,08	6,64	8,07	6,55
	1,06	1,04	1,13	1,12	1,01	1,53	1,57
	4,80	3,89	5,32	5,35	5,05	6,10	5,10
	0,72	0,61	0,83	0,81	0,80	0,92	0,77
	4,29	3,54	4,82	4,37	4,67	5,14	4,63
	0,83	0,68	0,98	0,85	0,94	1,02	0,96
	1,96	1,60	2,23	2,00	2,24	2,35	2,28
	0,29	0,25	0,39	0,31	0,38	0,37	0,38
	1,79	1,53	2,44	2,04	2,45	2,31	2,39
	0,25	0,22	0,34	0,28	0,34	0,32	0,33
	HV-9022	HV-9004	HV-9018	HV-9019	LR-9502	LR-9503	LR-9501
	14,23	16,84	21,27	29,85	33,84	40,45	33,84
	31,45	37,38	53,48	64,59	74,13	91,66	67,93
	3,69	4,50	5,92	7,89	9,15	11,69	8,25
	12,88	16,60	21,58	29,34	34,84	44,62	30,19
	3,16	3,85	4,83	6,23	6,67	8,75	5,90
	0,43	0,55	0,38	0,76	1,06	1,39	0,96
	2,34	2,78	3,56	4,53	4,83	5,84	4,28
	0,36	0,51	0,52	0,72	0,66	0,78	0,61
	1,63	3,25	2,78	3,78	3,53	3,57	3,05
	0,27	0,68	0,49	0,71	0,63	0,62	0,59
	0,53	1,66	1,15	1,69	1,45	1,35	1,30
	0,08	0,30	0,19	0,28	0,21	0,20	0,21
	0,47	2,00	1,25	1,71	1,32	1,20	1,24
	0,07	0,28	0,17	0,24	0,18	0,17	0,19

Desde el punto de vista de los *Elementos Mayores*, y como corresponde a su composición intermedia, esta roca está enriquecida en Ti, Fe, Mg y Mn y empobrecida en álcalis. Destacar, además, que el contenido en Ca es muy alto (próximo al 5%) (figuras 5 y 6).

En el caso de los *Elementos Traza* se observan enriquecimientos en Sr, V, Cr, -Cu, Ni, Zn y empobrecimientos en Li, Cs, Be, Zr, Hf, Sn y Tl. Los valores de U y Th son también bajos (figuras 7 y 10).

El espectro de *Tierras Raras* se caracteriza por una fraccionación LREE/HREE continua y pequeña, sin anomalía de Eu (figura 12).

6.3.2. Granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12)

Las muestras de esta facies son bastante similares entre sí. Todas pertenecen al conjunto granodiorítico excepto dos de ellas un poco más ácidas que se incluyen en el grupo leucogranítico. Son rocas moderadamente peraluminosas. Las muestras con contenidos inferiores a 70% de SiO₂ se proyectan en el diagrama tipológico dentro del campo de los granitos «S» (figura 3) mientras que las muestras más silíceas lo hacen en el campo de los granitos «I» (figura 4); este hecho, ya observado en la unidad granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos de este sector del Sistema Central se atribuye a una descarga progresiva de restitas conforme avanza la evolución magmática.

Desde el punto de vista de los *Elementos Mayores*, estas rocas se caracterizan por presentar un elevado contenido en Na, excepto la muestra más silíceas que está empobrecida en dicho elemento. El resto de los elementos mayores, excepto Mn, K y P dan tendencias negativas con la sílice con alto grado de correlación (figuras 5 y 6).

Respecto a los *Elementos Traza*, es de destacar que, en general, todos ellos presentan una gran variabilidad de contenido, mucho mayor que la que presentan los elementos mayores. Así, no puede hablarse de una tendencia de evolución magmática clara en prácticamente ningún caso, únicamente Sr, V y Ba dan tendencias negativas y sólo en el caso del Be la tendencia es positiva; en ningún caso, sin embargo, el grado de correlación es alto (figuras 7 a 10).

Los espectros de Tierras Raras de todas las muestras de esta facies son muy similares entre sí y se caracterizan por unos perfiles continuos, con muy poca fraccionación LREE/HREE y una anomalía negativa de Eu muy poco acusada. Las LREE están a un nivel de aproximadamente 100 veces el condrito y las HREE sobre 10 veces. Hay que destacar además, que estos perfiles son idénticos, en forma y en abundancia, a los que presentan las muestras de la granodiorita-monzogranito biotítico (10) de la Hoja de Sotillo de Adrada (figura 13).

6.3.3. Granito-monzogranito de grano medio tipo El Barraco (13)

Se han estudiado tres muestras que pertenecen al conjunto leucogranítico y cuyas características geoquímicas son bastante similares a las de las rocas de la facies Venero Claro, aunque están más empobrecidos que estas en Sc, Cu, Ni, Zn y Ga. La distribución de estas tres muestras en el diagrama tipológico para rocas con SiO₂ > 70% es también similar a la de las muestras de la otra facies (figura 4).

También los espectros de Tierras Raras presentan cierta similitud con los de las facies Venero Claro (figuras 14 y 15).

6.3.4. Granito microporfídico de dos micas, tipo Venero Claro-Casillas (15)

Las tres muestras estudiadas de esta facies pertenecen al conjunto leucogranítico. Se trata de rocas muy silíceas y peraluminosas. En el diagrama tipológico para rocas con más de 70% de SiO_2 (figura 4) dos de estas muestras se proyectan en el campo de los granitos «S», mientras otra (la mas silícica) tiende hacia el campo de los granitos «I», de forma análoga a lo expresado para la unidad de granodioritas-monzogranito biotítico porfídico (12).

En cuanto a los Elementos Mayores y, respecto a las granodioritas-monzogranitos de fondo, las rocas de Venero Claro se encuentran empobrecidas en Ti, Al, Fe, Mg y Mn y enriquecidas en álcalis, como corresponde a su mayor grado de diferenciación. Los contenidos en P en ambos conjuntos son, sin embargo, comparables (figuras 5 y 6).

Los *Elementos Traza* presentan contenidos muy variables; para la mayor parte de ellos las muestras se distribuyen de forma que una de ellas se encuentra sistemáticamente más empobrecida que las otras dos. En conjunto, el Sr y el Ba están empobrecidos, mientras que Ga, Sn y Tl están enriquecidos. El Pb y el U son muy variables y el contenido en Th es moderado (figuras 7 y 10).

Los espectros normalizados de Tierras Raras se caracterizan por una fraccionación continua y pequeña. Estos perfiles son casi idénticos a los descritos para las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos, aunque presentan una anomalía negativa de Eu más acusada y una abundancia ligeramente mas baja (figura 15).

6.3.5. Leucogranito biotítico porfídico, tipo Navalunga (19)

Se ha estudiado una sólo muestra, que composicionalmente esta en el límite entre los conjuntos granodiorítico y leucogranítico. En el diagrama tipológico para rocas con $\text{SiO}_2 > 70\%$ se proyecta en el límite entre granito «I» y «S» (figura 4).

Geoquímicamente esta roca es muy similar, tanto en elementos mayores y trazas como en tierras raras, a las granodioritas-monzogranitos de fondo. Los espectros condriticos de ambos tipos son bastante homogéneos, aunque del leucogranito biotítico porfídico (19) se sitúa ligeramente por debajo del correspondiente a las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12), es decir, en un nivel de abundancia algo menor.

6.3.6. Leucogranito aplítico tabular (20)

Se trata de una roca perteneciente al conjunto leucogranítico y que en el diagrama tipológico se proyecta en el campo «SC» (figura 4).

En los *Elementos Mayores*, la característica más destacable es su empobrecimiento en T, Fe, Mg y Mn y su enriquecimiento en álcalis, especialmente en K (figuras 5 y 6).

Los *Elementos Traza* se caracterizan por un empobrecimiento prácticamente generalizado, especialmente en Cr, Y y Mo. Únicamente se observan enriquecimientos discretos en Cs y Be (figuras 7 a 10).

Las *Tierras Raras* se caracterizan por un perfil no continuo en el que la fraccionación MREE/HREE es mayor que la fraccionación LREE/MREE. Presenta una anomalía negativa de Eu no muy pronunciada. Los niveles de abundancia están por debajo de 100 veces el condrito en las tierras raras, ligeras y por debajo de 10 en las pesadas (figura 17).

6.4. ROCAS FILONIANAS

6.4.1. Diques de pórfido

Se trata de una roca leucogranítica y moderadamente peraluminosa. En el diagrama tipológico se proyecta también en el límite entre los campos de granitos «I» y «S» (figura 4).

Sus características geoquímicas son muy similares a las del leucogranito tipo Navaluenga y, en general, a las de las rocas más leucograníticas estudiadas. También la geoquímica de Tierras Raras es similar, como lo demuestra su perfil condritico, idéntico al del leucogranito biotítico porfídico, tipo Navaluenga (19) (figura 18).

6.4.2. Microdioritas (4)

Los *Elementos Mayores* se caracterizan por altos contenidos en Ti, Fe, Mg y Mn y bajos contenidos en álcalis, especialmente Na. El P presenta concentraciones anómalamente elevadas (figuras 5 y 6).

Prácticamente la totalidad de los *Elementos Traza* presentan contenidos moderados; destacan únicamente el Cu y Ni con 0 ppm y los valores relativamente altos de U y Th (figuras 7 a 10).

Por último, el perfil de *Tierras Raras* es muy similar al de la roca básica del Puerto de Mijares, pero con una anomalía negativa de Eu que no existía en aquella (figura 19).

Símbolos de los gráficos de la hoja de Navaluenga

Granitoides sin-cinemáticos del Puerto de Mijares	Cruces
Rocas básicas del Puerto de Mijares (enclave)	Triángulo negro
Granodiorita-monzogranito biotítico porfídico	Círculos blancos
Granito-monzogranito de grano medio, tipo El Barraco	Triángulos negros invertidos
Granitoide microporfídico de dos micas, tipo Venero Claro-Casillas	Asteriscos negros
Leucogranito biotítico porfídico, tipo Navaluenga	Triángulos negros destrógiros
Leucogranito aplítico tabular	Rombos blancos
Pórfido	Cuadrados blancos
Microdioritas	Triángulos blancos levógiros

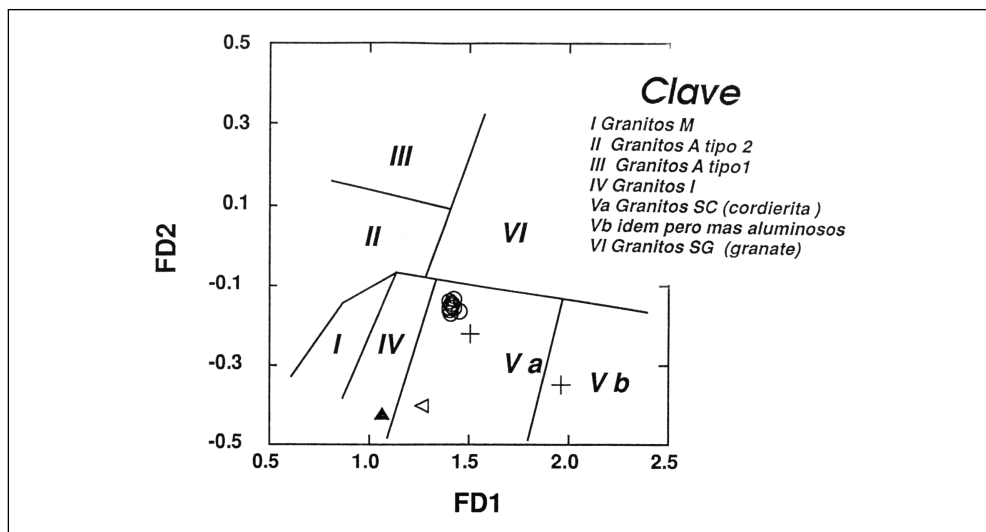


Figura 3. Proyección de las rocas del conjunto granodiorítico de la hoja de Navaluenga en el diagrama tipológico para rocas con SiO_2 entre 64% y 70%.

$$\text{FD1} = 10 \cdot [0,1099 \cdot \text{ASI} - 0,0850 \cdot \text{ICA} + 0,0892 \cdot \text{K}/(\text{Na} + \text{K}) + 0,0127 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

$$\text{FD2} = 10 \cdot [-0,0591 \cdot \text{ASI} - 0,0533 \cdot \text{ICA} + 0,0091 \cdot \text{K}/(\text{Na} + \text{K}) + 0,0906 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

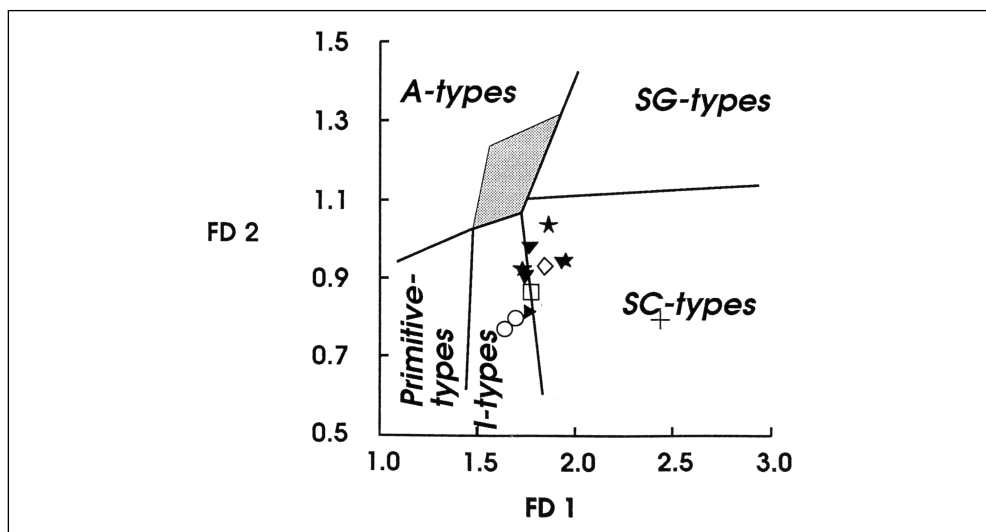


Figura 4. Proyección de las rocas del conjunto leucogranítico de la hoja de Navaluenga en el diagrama tipológico para rocas con $\text{SiO}_2 > 70\%$.

$$\text{FD1} = 10 \cdot [0,1601 \cdot \text{ASI} - 0,0354 \cdot \text{ICA} + 0,048 \cdot \text{K}/(\text{Na} + \text{K}) + 0,026 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

$$\text{FD2} = 10 \cdot [0,0061 \cdot \text{ASI} - 0,0434 \cdot \text{ICA} + 0,0145 \cdot \text{K}/(\text{Na} + \text{K}) + 0,1236 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$$

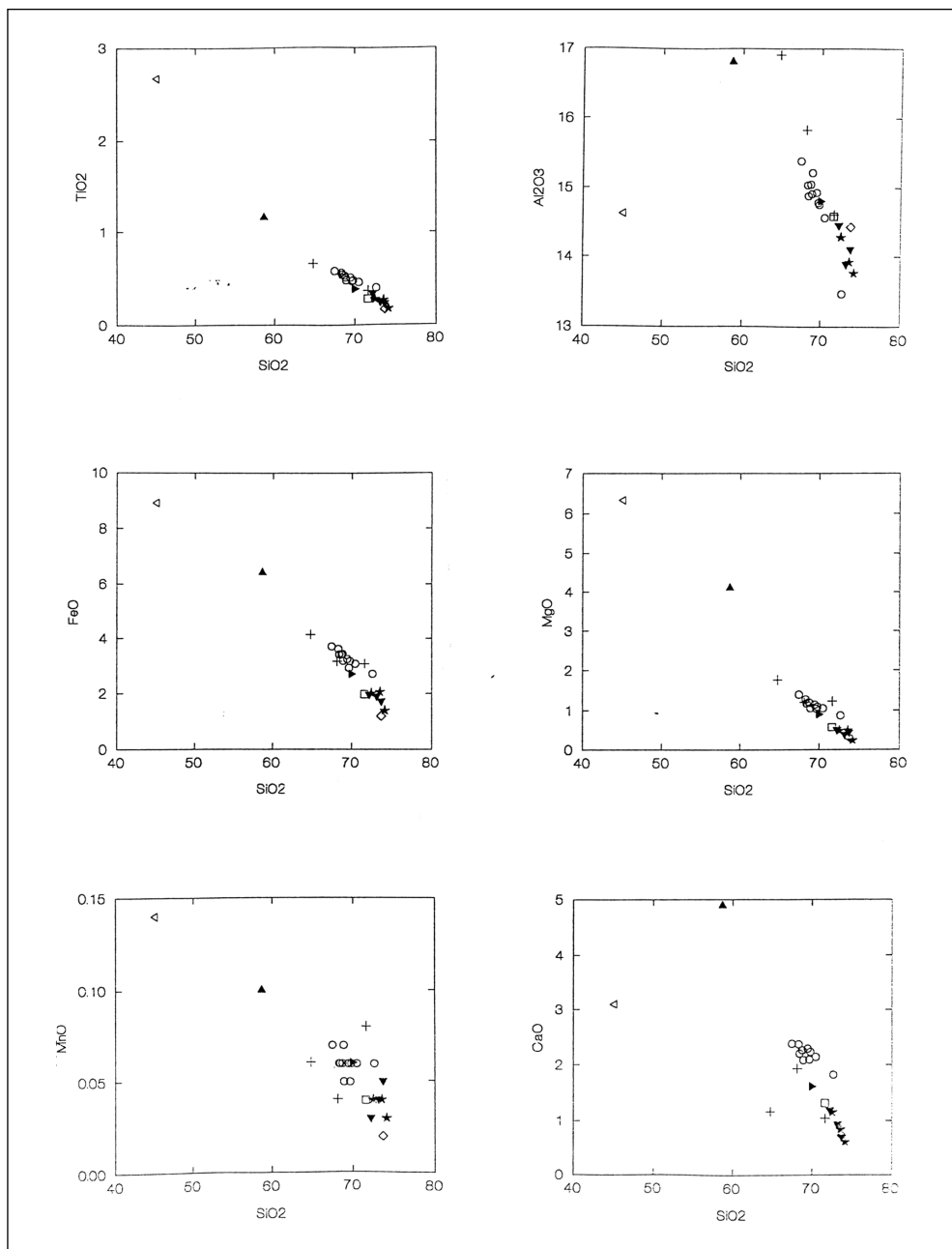


Figura 5. Diagramas de HARKER: elementos mayores de muestras de la hoja de Navalunga.

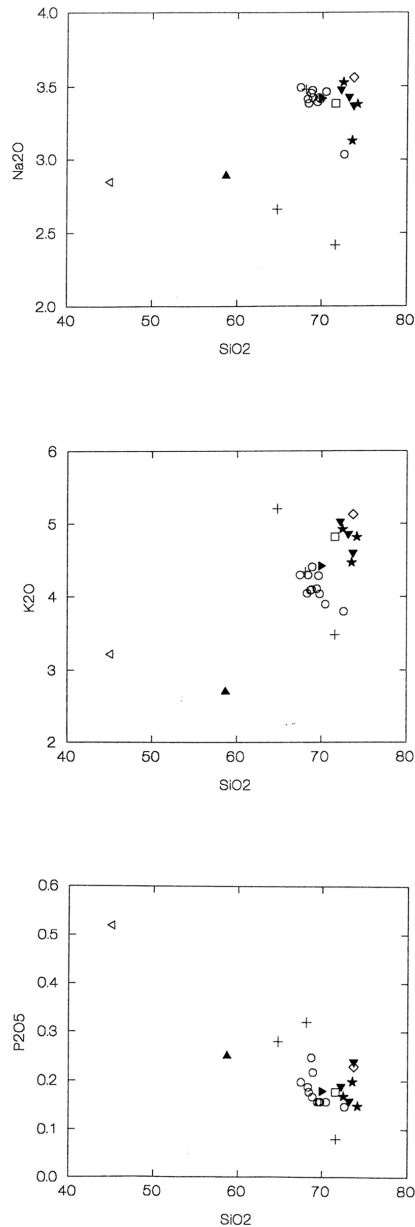


Figura 6. Diagramas de HARKER: elementos mayores de muestras de la hoja de Navaluenga.

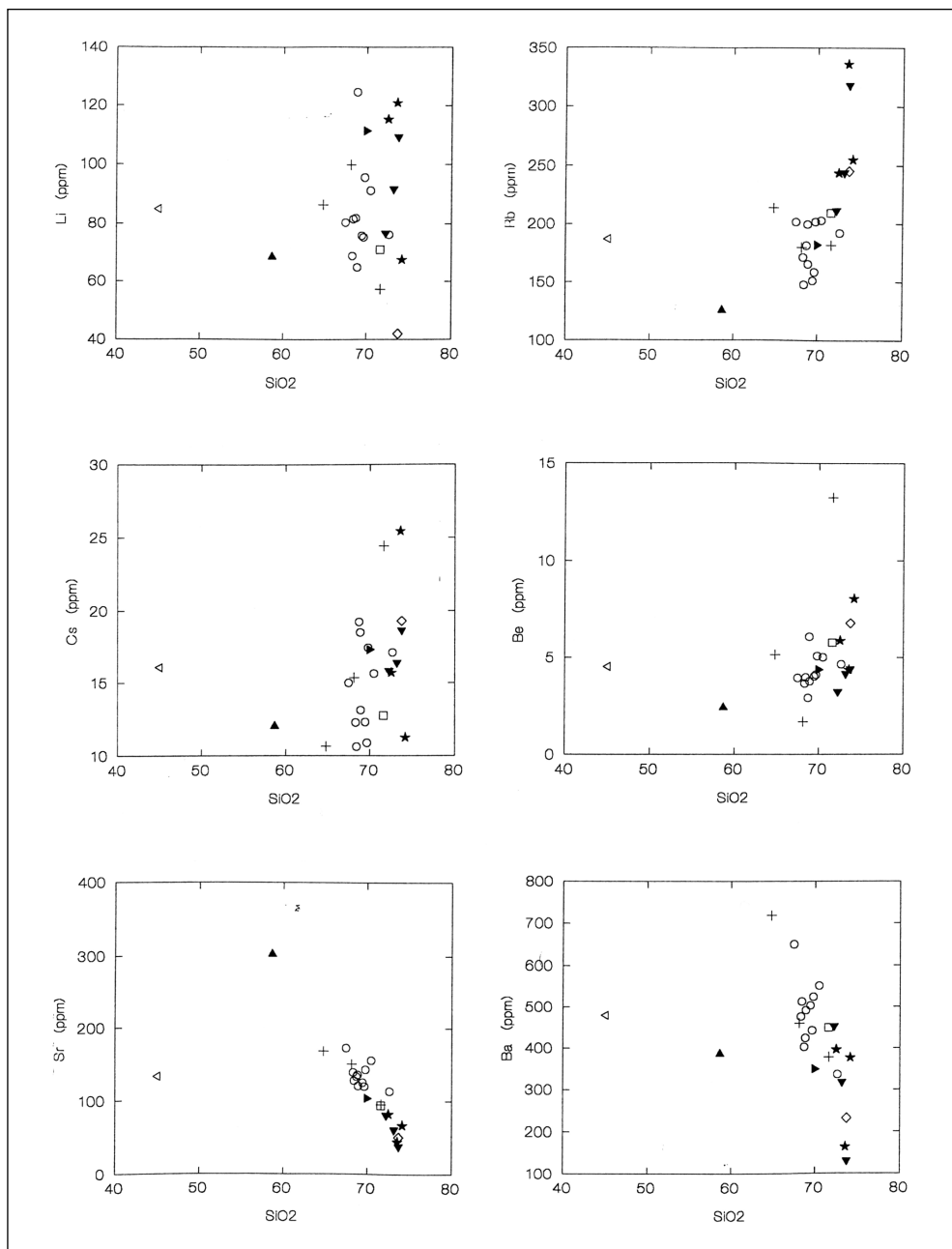


Figura 7. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la hoja de Navalunga.

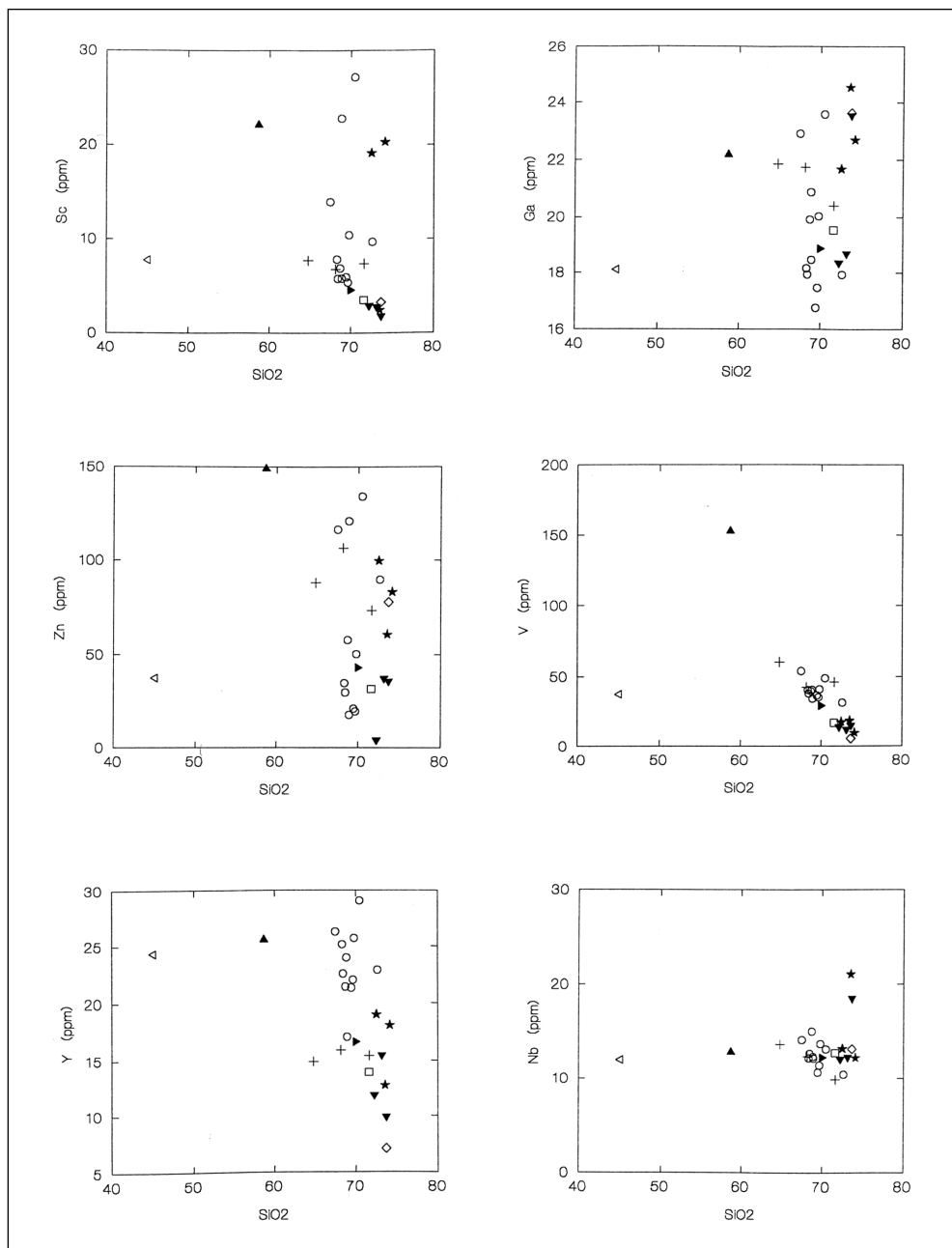


Figura 8. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la hoja de Navalunga.

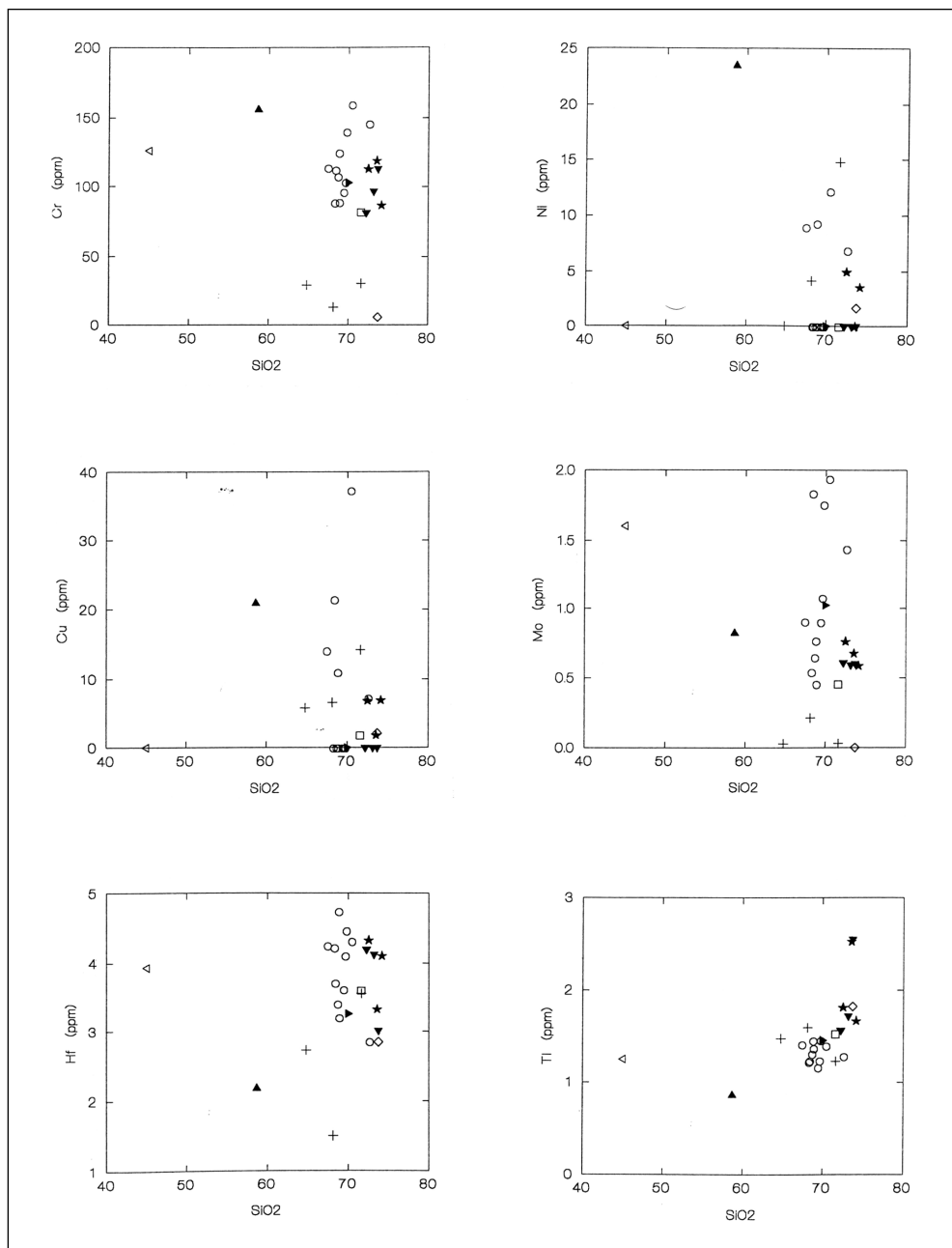


Figura 10. Diagramas de HARKER: elementos traza de muestras de la hoja de Navalunga.

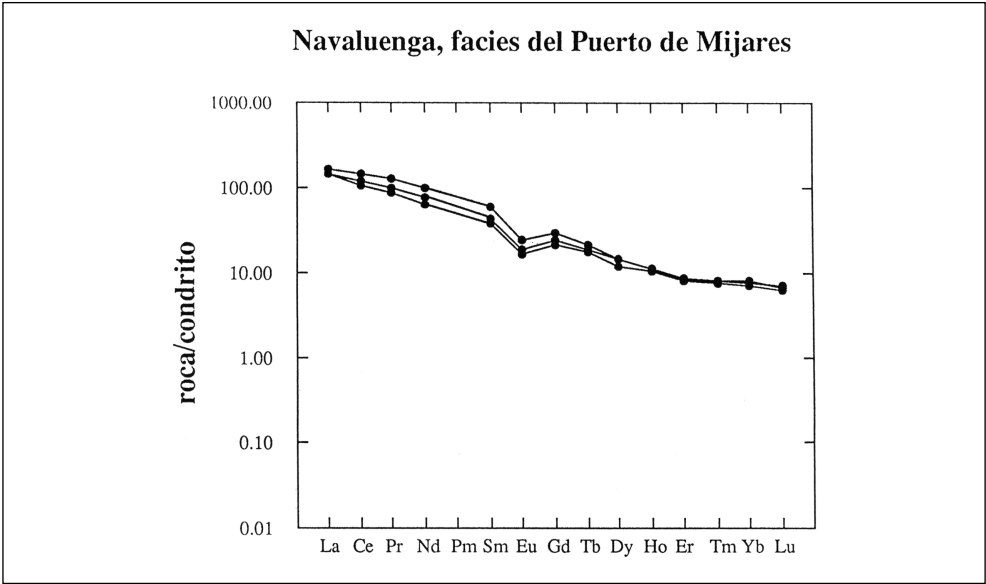


Figura 11. Espectro normalizado de tierras raras de los granitoides sin-tardi cinemáticos del Puerto de Mijares (Sierra del Valle) (8 y 9).

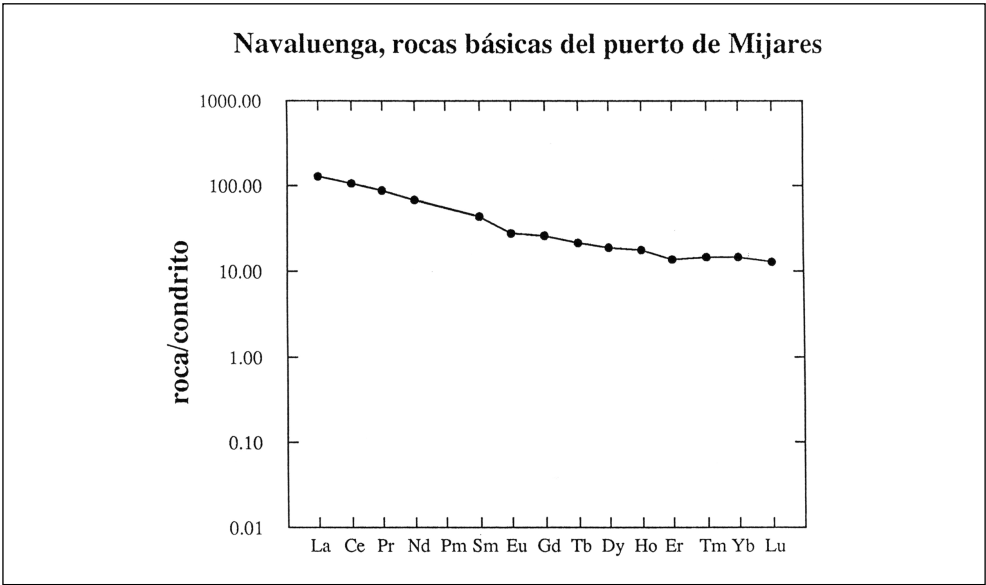


Figura 12. Espectro normalizado de tierras raras de un enclave de rocas básicas del Puerto de Mijares (Sierra del Valle).

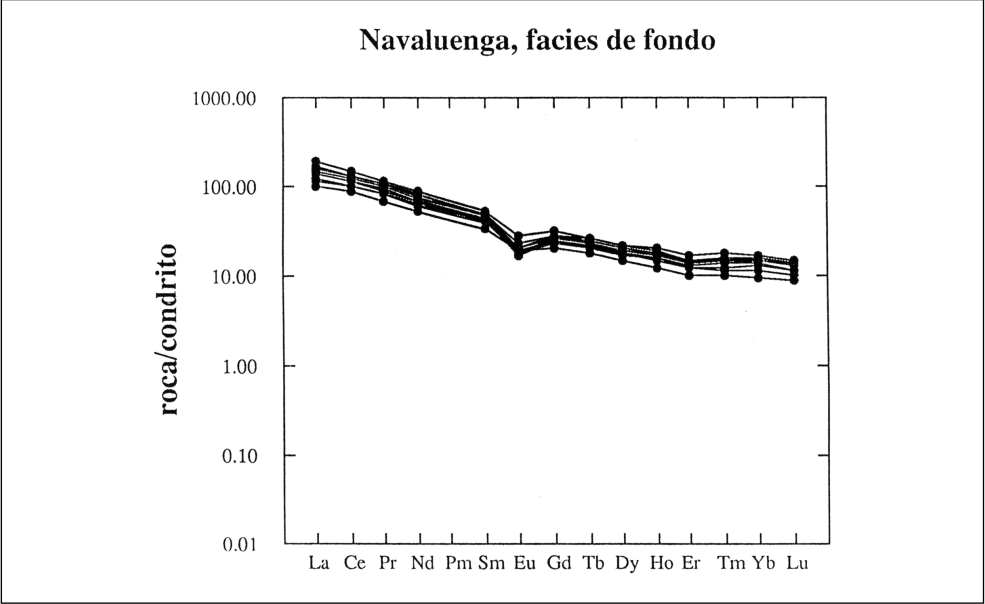


Figura 13. Espectro normalizado de tierras raras de las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (12).

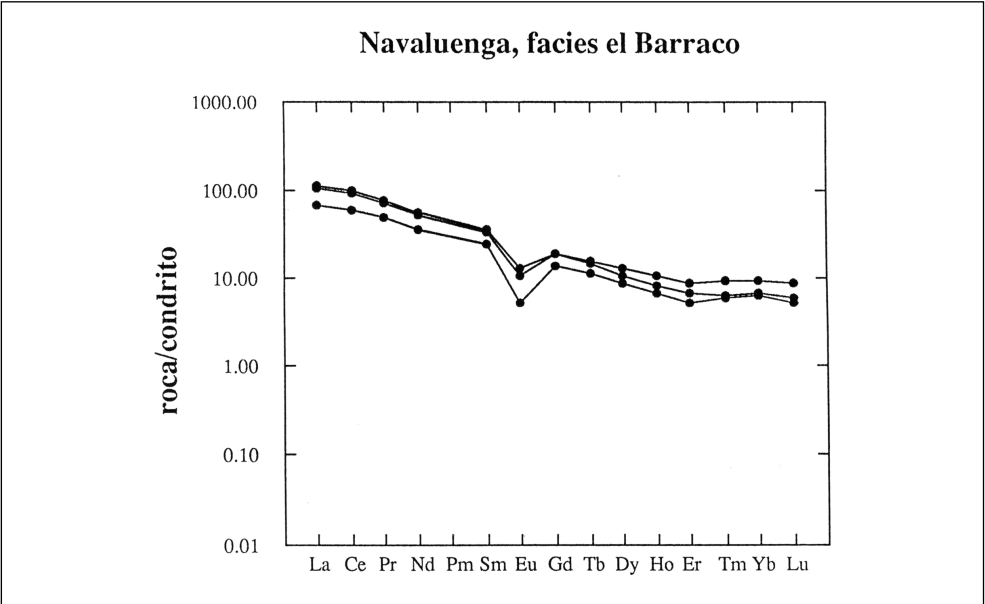


Figura 14. Espectro normalizado de tierras raras del granito monzogranito de grano medio, tipo El Barraco (13).

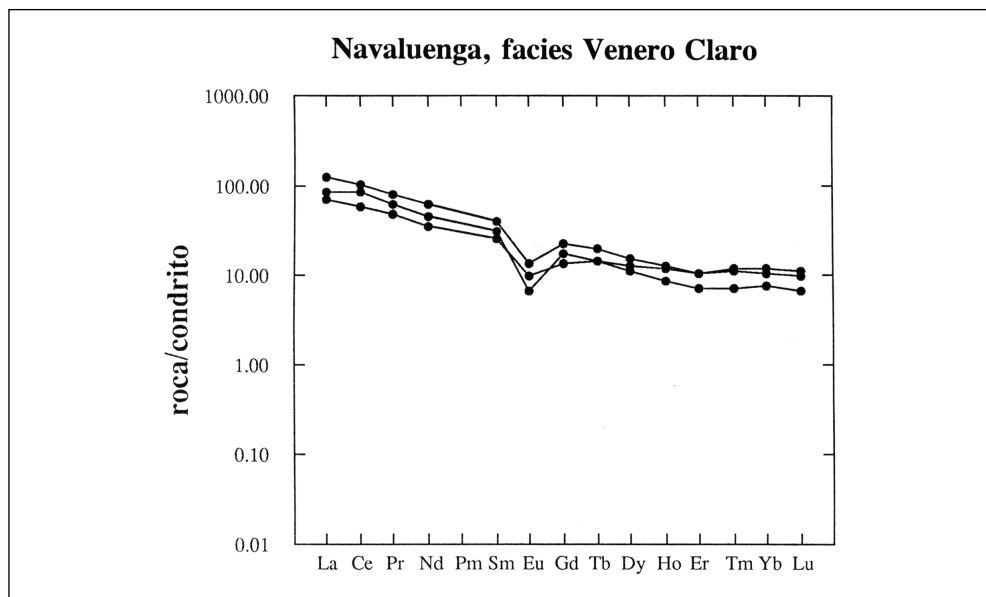


Figura 15. Espectro normalizado de tierras raras del granito microporfídico de dos micas, tipo Venero Claro-Casillas (15).

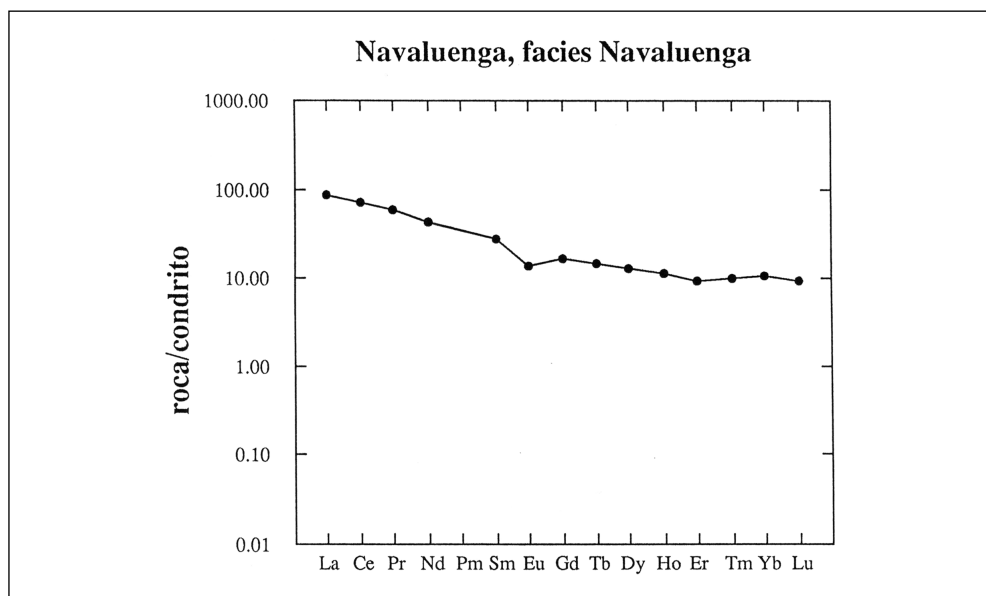


Figura 16. Espectro normalizado de tierras raras del leucogranito biotítico porfídico, tipo Navaluenga (19).

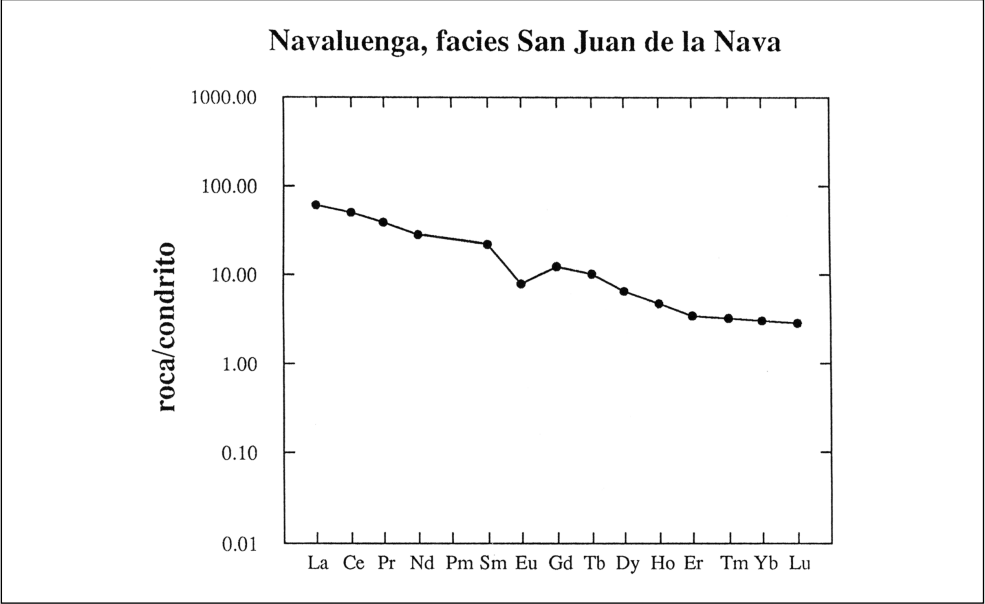


Figura 17. Espectro normalizado de tierras raras del leucogranito aplítico tabular (20).

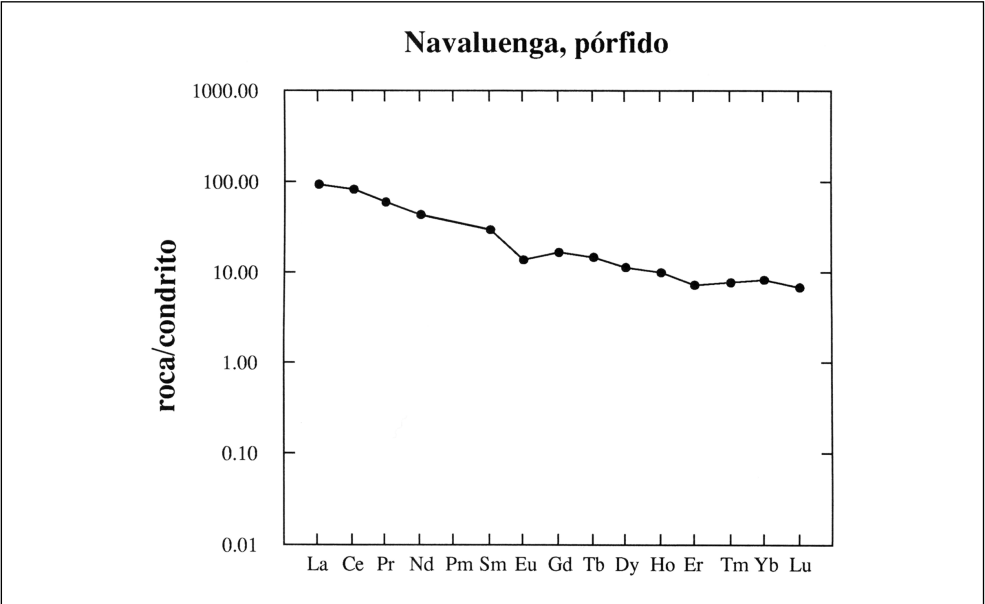


Figura 18. Espectro normalizado de tierras raras de pórfidos (1).

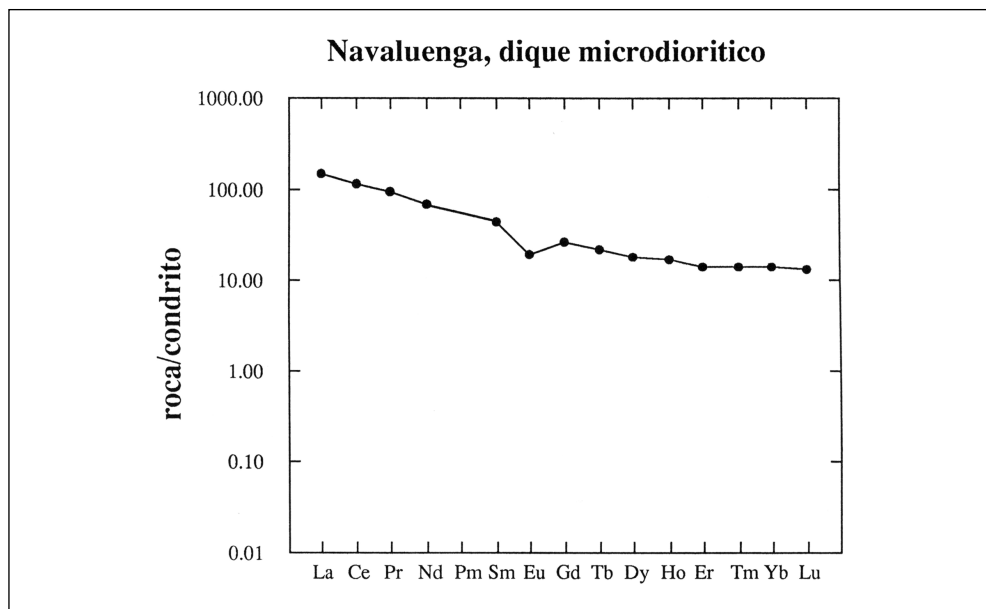


Figura 19. Espectro normalizado de tierras raras de microdioritas (4).

7. GEOMORFOLOGÍA

7.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

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

El relieve de la hoja es montañoso; la zona septentrional está ocupada por las estribaciones más orientales de la Sierra Paramera, y la zona meridional por la Sierra de Gredos y su prolongación hacia el Este (Sierra del Valle).

En la Sierra de la Paramera, las cotas más altas se localizan en su parte occidental: Risco del Sol (2.104 m, máxima altura en la hoja) y Los Carrascales (1.829 m). En la zona meridional, las mayores alturas son Lanchamala (1.996 m), Escusa (1.959 m) y Casillas (1.768 m).

El drenaje principal en la hoja está constituido por el río Alberche, que transcurre por la zona central del área, con dirección Oeste-Este.

La vertiente meridional de la Sierra de Gredos corresponde a 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 del Adaja que drena hacia la Cuenca del Duero.

La climatología de la hoja presenta características de inviernos rigurosos y veranos suaves, oscilando las medias anuales entre 12 y 14 grados. Las precipitaciones se distribuyen de forma selectiva, con medias que alcanzan los 1.400 mm anuales en la zona meridional, aunque en la mayor parte de la hoja predominan los valores 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 Navaluenga, y en función de esta clasificación pueden reconocerse las siguientes unidades morfofisiográficas:

- Zona septentrional (Sierra de la Paramera).
- Zona central (Valle del Alberche).
- Zona meridional (Sierra de Gredos y Sierra del Valle).

7.2.1.1. Zona septentrional (*Sierra de la Paramera*)

Esta Unidad corresponde a los relieves montuosos más orientales 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.

En esta unidad son frecuentes las áreas endorreicas con tendencia al desarrollo de turberas relacionadas con génesis o influencia periglaciaria. Al Norte del Risco del Sol y Los Carracales, en el ángulo noroccidental de la hoja, alcanzan considerable desarrollo.

También se reconocen en esta unidad morfologías de crestas (1), y cuestras (2), así como resaltes diferenciales en el terreno provocados por la presencia de diques más resistentes a la erosión (4).

Se observan asimismo alineaciones morfológicas con control estructural (3), fundamentalmente tramos rectilíneos en la red de drenaje.

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.

Aunque existe un proceso de alteración de los materiales graníticos generalizado, se han cartografiado en esta unidad algunas áreas donde alcanza mayor extensión y desarrollo (23).

La presencia de algunos depósitos aluviales, aluvial-coluviario 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 representa una zona topográficamente más baja, con desarrollo sensiblemente Oeste-Este.

El cauce del río, que en la parte oriental de la hoja se encuentra represado por el embalse del Burguillo, presenta numerosos tramos con tendencia rectilínea, que evidencian un claro control estructural del mismo.

Esta circunstancia es también observable en gran parte de la red afluente al Alberche, y es muy llamativa en los valles del río Gaznata y Arroyo de la Balsaina, al Este de la hoja, que presentan una alineación morfológica Norte-Sur de sus valles que se sigue a lo largo de más de 10 km.

Además de una acusada incisión lineal, el valle presenta algunas formas de acumulación (terrazas), sobre todo entre Navaluenga y Burgohondo.

En las vertientes de enlace entre esta unidad y las Sierras situadas al Sur, debe destacarse la presencia de morfologías asimilables a glaciares y abanicos rocosos, sin depósitos, que pueden alcanzar extensión notable.

En la misma zona, a la salida de algunas cuencas torrenciales, se localizan localmente morfologías de conos de deyección que pueden alcanzar bastante desarrollo, aunque el espesor del depósito no sea elevado.

7.2.1.3. *Zona meridional (Sierra de Gredos y Sierra del Valle)*

Se sitúa en la parte Sur de la hoja, y dentro del contexto de las grandes unidades citadas a nivel regional, quedaría incluido en el de las Sierras Culminantes.

Constituye un macizo granítico, con alineación aproximada Oeste-Este, fuerte relieve y vertientes abruptas. Alcanza cotas próximas a los 2.000 m (Lanchamala, 1.996 m), y conforma la divisoria de aguas entre el Alberche, al Norte, y el Tiétar, al Sur.

Las morfologías más destacables de esta unidad corresponden al cresterío que se desarrolla en la zona de cumbres de la Sierra, y las cabeceras torrenciales localizadas tanto al Norte como al Sur de la alineación.

Las características de estas últimas resultan especialmente llamativas. Aparecen como morfologías de circo, de aspecto semicircular, con paredes muy abruptas, tapizadas parcialmente por canchales, y canales de desagüe con fuerte incisión y linealidad notable.

El hecho de encontrarse a cotas elevadas (próximas a los 2.000 m), y la conocida proximidad geográfica con formas similares pero de génesis glaciár, ha hecho que se considere esta posibilidad. Sin embargo, no se han localizado evidencias de actividad glaciár, pero no debe descartarse que hayan existido nichos de nivación más o menos permanentes relacionados con estas morfologías.

Sí se han reconocido, aunque localmente y con poca extensión, evidencias de actividad periglaciár: suelos almohadillados, pequeñas turberas, etc.

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 el ángulo NE de la hoja (Arroyo de San Marcos), zona centro occidental (al Sur de Navarredondilla) y en varias de las laderas septentrionales de la Sierra de Gredos.

En relación con algunas laderas, se reconocen morfologías de depósito correspondientes a coluviones (6). Son más frecuentes en la zona septentrional de la hoja y en la parte central en el entorno de Navaluenga.

En algunas áreas elevadas de las Sierras de Gredos y del Valle, se localizan canchales (5), posiblemente influidos en su génesis por procesos periglaciares.

Se han señalado también en la cartografía las zonas, en las que se localizan procesos de caída de bloques (8), que pueden alcanzar dimensiones métricas.

7.2.2.2. *Formas fluviales*

Entre las morfologías con depósito de génesis fluvial se han diferenciado los fondos de valle (9), siendo el del río Alberche el que alcanza mayor desarrollo. Relacionadas con este río, se han cartografiado dos niveles de terrazas (10), que presentan escarpe solapado (11) con el aluvial o la terraza inferior. Se sitúan a +2-3 m y a +8-10 m sobre el cauce actual.

Tanto en la zona noroccidental (Navarredondilla), como al Sur del Alberche, entre Burgohondo y Navaluenga, se localizan morfologías de conos de deyección (13), alcanzando mayor desarrollo estas últimas.

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 (12).

En relación con las formas erosivas de génesis fluvial, cabe destacar la existencia de un proceso de incisión lineal (14), generalizado en toda la hoja, y que localmente provoca la existencia de morfologías en garganta (15): río Alberche, aguas abajo de la presa del Burguillo, arroyo de la Pizarra, al Norte de Navaluenga, etc.

También se han diferenciado los saltos de agua (17), 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 (16), y los interfluvios más importantes (18). En las zonas montañosas de las Sierras de Gredos y del Valle, 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 (19).

También se ha representado un proceso de captura (20), observado al SE de Navaluenga.

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), GARZON, PEDRAZA y UBANELL (1982), CENTENO (1984) y PEDRAZA (1989), entre otros, han llevado a cabo diversos estudios relativos a los modelos climáticos, alteraciones y formas menores, que han podido actuar o estar presentes en relación con dicha/s superficie/s. 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, 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 Navaluenga, se han cartografiado morfologías correspondientes a superficies de erosión, que de forma general, aparecen degradadas (21). Se distribuyen por la totalidad de la hoja, preferentemente en la zona central y septentrional.

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 (26) que, en ocasiones, dan lugar a la existencia de pináculos rocosos aislados (22). Localmente se reconocen morfologías dómicas (27) en los macizos graníticos.

Aunque se trata de un proceso muy extendido en el área, se han cartografiado algunas áreas de alteración (23), tipo lehm, donde éstas alcanzan mayor desarrollo, generalmente relacionadas con zonas de escasa pendiente.

En la margen derecha del valle del Alberche, y con procedencia de los relieves de la Sierra de Gredos, se han cartografiado una serie de morfologías sin depósito, que pueden alcanzar extensión considerable, atribuibles a abanicos rocosos (24).

Por último, en todo el ámbito de la hoja, son frecuentes las morfologías con depósito asimilables a formaciones de origen aluvial-coluvial (25), normalmente poco extensas.

7.2.2.4. *Formas glaciares y periglaciares*

Principalmente en la zona culminante de la Sierra de La Paramera, al NO 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 (28).

En relación con los mismos procesos, aunque debido a su escasa extensión no se ha representado en la cartografía, se observa en algunas laderas, que el recubrimiento coluvial presenta topografías irregulares debidas a procesos de reptación. Asimismo se ha reconocido puntualmente la presencia de céspedes almohadillados, también de influencia periglaciaria.

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 (29). Se han asimilado a formas de génesis lacustre cuando su relación con la red fluvial no resulta evidente. La más extensa se localiza al SE de Barraco.

7.2.2.6. *Formas antrópicas*

Se incluyen en este apartado las morfologías provocadas por la existencia de bancales de aterrazamiento (30), para repoblación forestal, localizados en la zona centro meridional de la hoja, así como la presa (31) del Burguillo por su notable influencia en la fisiografía del territorio.

7.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

7.3.1. **Alteritas**

Es notorio, 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 atribuírsele un espesor métrico.

7.3.2. **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 es el aluvial

del río Alberche, que presenta la peculiaridad de estar constituido predominantemente por gravas y bloques con matriz arenosa. 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, compuestos por sedimentos arcóscicos 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. Su composición es fundamentalmente arcósica, 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 glaciar y periglaciar corresponden a sedimentos arcillosos, con alto contenido en materia orgánica, asociados a las turberas.

7.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

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

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

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

Como consecuencia de esta disposición, en los bloques elevados se produce un proceso de desmantelamiento de la zona alterada, cuyos materiales pasan a depositarse en las 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 Navaluenga, las zonas que conservan restos de esta superficie degradada, se localizan preferentemente en la parte central y septentrional 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 Navaluenga, este modelado fluvial ha sido generado principalmente por el río Alberche y, en menor medida por la zona de cabecera del Tiétar, en el borde meridional.

7.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

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

El río Alberche y su red subordinada por una parte, y la red afluente al Tiétar en las parte Sur de la hoja, presentan un intenso proceso de incisión lineal en sus cauces que está provocando un importante proceso de vaciado erosivo en su zona de influencia.

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

La vertiente Norte de la Sierra de la Paramera, en el borde septentrional de la hoja, se encuentra más preservada de la posible acción de este proceso, ya que la red tributaria del Adaja presenta una menor actividad erosiva, y además se trata de zonas culminantes del macizo, por lo que el proceso denudativo tardará más tiempo en afectarlas.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos en la hoja de Navaluenga son los metasedimentos de Ojos Albos-Cebreros-El Tiemblo, cuyos afloramientos se extienden de Norte a Sur a lo largo del límite oriental de la Hoja.

Estos metasedimentos, consistentes en un conjunto monótono de esquistos limolíticos y arenosos con intercalaciones de meta-areniscas y lentejones de cuarcitas, afectados con variable grado de intensidad por sucesivas etapas sobrepuestas de metamorfismo regional y de contacto, son considerados por BELLIDO, *et al.* (1990), equivalentes a las Capas de Mediana, a los metasedimentos de las formaciones «El Hornillo», «Navacarros» y a los «Neises de la cañada» de CAPOTE (1971, 1973), que, además, se encuentran por debajo de la discordancia Sárdica, tal y como señala este último autor.

La edad de estos materiales es difícil de precisar debido a la ausencia de fauna fósil; su escasa representación en la hoja y el elevado grado de transformación que presentan, en mayor medida en su mitad sur, no permiten una reconstrucción paleogeográfica de los mismos. En relación a su edad, CAPOTE y VEGAS (1968), inicialmente asignan una edad Precámbrica a estos materiales, para después CAPOTE (1971), situarlos en el límite Cámbrico-Precámbrico (en BELLIDO, *et al.*, *op. cit.*).

Estos metasedimentos fueron afectados por la Orogenia Hercínia, cuyo carácter polifásico con procesos metamórficos y plutónicos asociados, es característico de este ciclo orogénico.

En relación con esta orogenia se describen estructuras pertenecientes a tres fases principales de deformación y otras posteriores de menor importancia en relación con fases más tardías.

Durante la primera fase de deformación (D1), la región sufrió un fuerte acortamiento NNE-SSO generándose pliegues de gran longitud de onda, cuyo trazado fue NO-SE a EO y que asocian una foliación no siempre penetrativa paralela a su plano axial; un episodio metamórfico (M1) se inicia con esta fase y alcanza un máximo desarrollo durante la segunda fase de deformación (D2). El M1 evoluciona desde facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas hasta alcanzar unas condiciones de P-T medias, desarrollandose granate, estaurólita y, más localmente, distena.

Las condiciones para M1 hubieron de ser, por lo tanto, de una presión suficiente para generarse granate y distena, superándose en algunos sectores los 550 °C para una presión de unos 6 kbs, como acredita la presencia de estaurólita (BELLIDO, *et al.*, 1990).

La segunda fase de deformación hercínica (D2) se relaciona con una importante cizalla dúctil subhorizontal de dimensión kilométrica, aflorante en el núcleo de los antiformes de tercera fase. Esta zona de cizalla representa el colapso de una corteza engrosada que desplazó hacia el SE el bloque superior respecto del inferior.

Durante D2 finaliza el episodio metamórfico M1, iniciándose el M2, pasando de la facies de anfibolitas a un régimen de mayor gradiente P-T con desarrollo de sillimanita y cordierita dando inicio a los procesos de migmatización y anatexia.

La tercera fase de deformación hercínica (D3) produjo pliegues de gran longitud de onda, decamétricos a kilométricos, y de pequeña amplitud que doblan las estructuras anteriores y a las isogradas del metamorfismo.

Durante D3 el metamorfismo M2 alcanza su máximo desarrollo produciendo migmatización y anatexia dando lugar a los granitoides inhomogéneos y diatexiticos tardi-post cinemáticos de la Sierra del Valle. Las condiciones P-T alcanzadas durante la anatexia hercínica, determinadas por PEREIRA (1992, 1993) en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra, en la hoja n.º 554 (Piedrahíta), equivalen a una P de 4 kb y una T de 740 °C.

Tras la tercera fase de deformación hercínica, tuvo lugar una cuarta fase (D4) que se manifiesta en los granitoides tardíos por orientaciones norteadas, marcadas principalmente por megacristales de feldespato potásico y que generó pliegues de gran longitud de onda con planos axiales subverticales, que no asocian estructuras penetrativas.

Al episodio metamórfico M2 le sucede un M3 (D3-D4) originado por retrogesión termo-bárica, con incremento de fase fluida, con desarrollo de una tectónica extensional (DÍEZ MONTES, *et al.*, *in lit*). El M3 se produce en condiciones máximas de unos 2 kbs y 700 °C, evolucionando hacia menores temperaturas. De forma simultánea se produjo el emplazamiento de importantes volúmenes de rocas graníticas.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación sucedieron en esta región diferentes etapas de fracturación tardihercínica denominadas etapas Malagón y etapa Híndela Encina por De VICENTE, *et al.* (1986) o episodios Dúctil Extensional, Dúctil Transcurrente y Frágil Transcurrente, Tardihercínicos (DOBLAS, *et al.*, 1990). Inicialmente se desarrollaron fallas EO con fuerte buzamiento y de carácter normal-direccional, en algunas de las cuales emplazaron los pórfidos; a continuación se desarrollaron conjuntos de fracturas de direcciones NE-SO, NO-SE y NNE-SSO, subverticales y con rellenos de cuarzo.

Las primeras manifestaciones relacionadas con el magmatismo hercínico reconocidos en la hoja de Navaluenga, corresponde con los granitoides sin-tardi cinemáticos de la Sierra del Valle (granitoides inhomogéneo de dos micas, granitoide diatexitico y granodiorita inhomogenea foliada), generados por procesos de anatexia sobre materiales mixtos para y ortoderivados, desarrollados durante el episodio metamórfico M2 (D2-D3) y emplazados en condiciones meso-catazonales coincidiendo con la D3 hercínica.

A continuación emplazarían las unidades tardi-postcinemáticas, en condiciones epizonales y relacionadas con una tectónica extensional (D3-D4), que comprenden importantes volúmenes de granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos extensamente representados en la hoja y, en menor cuantía, de granitos y monzogranitos biotíticos y de granito de dos micas, unidades de intrusión posterior a la granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos y emplazados en éstos.

Dentro del ciclo hercínico los episodios ígneos más tardíos están representados por los rellenos filonianos tardihercínicos y, de estos, los de mayor desarrollo en la hoja son los de pórfido que, en general, siguen direcciones dominantes en torno a EO.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos y magmáticos relacionado con el ciclo hercínico, la región se vió sometida a nuevos campos de esfuerzos relacionados con la apertura del Océano Atlántico y al inicio de la Orogenia Alpina, como consecuencia de los cuales se produjo la reactivación de la fracturación tardihercínica y se generaron nuevas fracturas. La intrusión de diques de sienitas, lamprófito y de cuarzo, escasamente representados en la hoja, se asocian a la actividad magmática relacionada con el ciclo Alpino.

La actividad Neotectónica de la región, el encajamiento de la red fluvial, el glaciario reciente, etc. son los procesos que han contribuido a perfilar los rasgos morfoestructurales actuales de esta zona.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA

9.1. RECURSOS MINERALES

9.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

9.1.1.1. Sulfuros BGPC

En la Hoja de Navaluenga se han reconocido un conjunto de indicios mineros que se disponen a lo largo de la banda de fracturación definida por la falla del Burguillo y la falla de San-

ta Polonia, la mayoría de ellos en la proximidad de esta última. Se trata de mineralizaciones Pb-Zn (Ag) en filones hidrotemales de cuarzo que rellenan fallas de gran longitud y de edad tardihercínica, de dirección N 45°-50°E a N 25°-20°E, como es el caso de la propia fractura de Santa Polonia o de pequeñas fallas oblicuas (N 100°-120°E) a ella y de menor longitud. El espesor de los diques de cuarzo varía desde pocos centímetros a algunas decenas de metros, aunque generalmente suele ser de orden métrico.

Se han localizado siete indicios, con un número variable de labores, desde pocillos a galerías y pozos de escasa longitud. Sus características geológicas han sido estudiados por SÁNCHEZ FERNÁNDEZ, *et al.* (1989).

Las labores mineras llevadas a cabo en los diferentes indicios parecen datar de comienzos y mediados de siglo, aunque en algunos indicios se reconcen trabajos más recientes (por ejemplo, indicio de Chorro Morrueco).

La paragénesis de los filones está formada por esfalerita y galena con sulfuros dominantes y piritita y calcopiritita como accesorios, estas últimas son más abundantes en los indicios (Cerrillo Alto y Majalibuey, SÁNCHEZ FERNÁNDEZ, *et al.*, *op. cit.*) situados en la proximidad de la falla de El Herradón-Casillas y de los materiales metamórficos que afloran en el borde oriental de la Hoja. Localmente se encuentra barita como fase mineral subordinada. Como minerales de la ganga se incluyen cuarzo (de varias generaciones), carbonatos y con menos frecuencia, micas. Como minerales supergénicos se encuentran óxidos e hidróxidos de hierro y minerales secundarios de cobre.

La alteración hidrotermal en los granitoides encajantes suele ser de escaso desarrollo y localizada en los metros más próximos a los filones. Las zonas de alteración exhiben una zonación típica en este tipo de mineralizaciones, con una zona proximal de silicificación y alteración filítica de mayor desarrollo que pasa a una zona distal de alteración propilítica (cloritización). En ocasiones el paso de una a otra se produce a través de una zona de intensa epidotización.

9.1.2. Rocas industriales

GRANITO

Los trabajos de cantería se concentran en la mitad norte de esta de la Hoja aunque las únicas explotaciones activas se encuentran en sector de San Juan de Nava-El Barraco, localizadas sobre el denominado granito biotítico de El Barraco, donde se extrae como piedra de construcción (mampostería, sillería, bordillos). Se trata de una adamellita biotítica de color gris claro, de textura granuda muy homogénea (tamaño de grano medio) cuya densidad de diaclasado no permite la extracción de bloques de tamaño comercial. El volumen estimado de reservas es mediano-grande. Algunos trabajos menores se encuentran al Sur de San Juan de Nava, próximos a la carretera que une esta población con Navalunga, donde se extrae un leucogranito de grano fino como árido para el recebo en la construcción de carreteras locales.

Entre Las Cruceas y la cerrada del embalse del Burguillo se encuentra una cantera inactiva con dos bancos de explotación de unos 5-7 m donde se ha extraído granodiorita-adamellítica

Cuadro resumen recursos minerales. Minerales metálicos y no metálicos

N.º	X	Y	Sustancia	T. municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
19 (metalogenético)	367.890	4483.420	Pb-Zn	El Barraco	Filón	BCPG	Inactiva
	366.850	4480.600	Pb-Zn	El Barraco	Filón	BCPG	Inactiva
	368.700	4479.150	Pb-Zn	El Barraco	Filón	BCPG	Inactiva
	360.750	4480.300	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	361.700	4478.950	Pb-Zn	El Barraco	Filón	BCPG	Inactiva
	359.700	4479.250	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	359.200	4479.200	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	358.300	4479.100	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	359.100	4478.000	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	357.171	4478.650	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva
	353.450	4470.500	Pb-Zn	S. Juan de Nava	Filón	BCPG	Inactiva

Cuadro resumen recursos minerales. Rocas industriales

N.º	X	Y	Sustancia	T. municipal	Observaciones
82 (MRI)	358.450	4483.700	Por	S. Juan de Nava	Inactiva
74 (MRI)	353.350	4484.100	Por	Navalmoral	Inactiva
80 (MRI)	352.500	4481.500	Por	Navalmoral	Inactiva
84 (MRI)	360.300	4482.750	Gr	El Barraco	Activa
76-79 (MRI)	357.450	4482.750	Gr	S. Juan de Nava	Activa
85 (MRI)	368.750 350.440	4475.550 4483.050	Gr Ar	El Tiemblo Navalmoral	Inactiva Inactiva
81 (MRI)	359.450	4475.450	Ar	S. Juan de Nava	Inactiva

biotítica con megacristales para su uso como piedra de construcción y árido. Se ha estimado un volumen de reservas grande.

PÓRFIDO

En el sector Norte de la Hoja, donde son frecuentes los diques de pórfido granítico de dirección próxima a E-O, se encuentran algunas pequeñas canteras inactivas donde se ha explotado dicha roca como árido de machaqueo y roca de construcción (adoquines). Los diques son de buzamiento subvertical o de gran ángulo (90-60NE) y de potencia variable, desde métrica a decamétrica. Generalmente muestran variabilidad textural desde la parte interna del dique hasta sus bordes, con texturas afaníticas o de menor tamaño de grano. El volumen de reservas estimado, es en general, pequeño-mediano.

ARENAS

Existe alguna pequeña explotación inactiva o intermitente, en las cercanías de Navaluenga, que han aprovechado los sedimentos acumulados en los meandros del río Alberche como áridos y para otros usos. El volumen de reservas es de tamaño medio.

Esporádicamente, se localizan pequeñas excavaciones de arenas feldespáticas sobre «lehms» o frentes de alteración supergénica de los materiales granodioríticos-monzograníticos, donde se estima un volumen de reservas mediano-pequeño.

9.2. HIDROGEOLOGÍA

9.2.1. Climatología-Hidrología

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

Código estación	Denominación
3322	Navalmoral de la Sierra
3322E	Burgohondo
3323	Navaluenga Trampalones C.F.
3324	Barranco Las Juntas C.F.
3326	Presa de Burguillo

La más representativa en función de los años de control y de la fiabilidad de los datos, es la de Navaluenga «Trampalones» (3323). A continuación se presenta una tabla con los valores de precipitación media mensual.

Estación 3323. Precipitaciones medias mensuales (mm)

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Total
Media	124,7	160,3	119,5	114,2	120,5	111,6	88,3	92,0	48,5	16,2	13,6	54,1	1.063,5

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde al otoño (máximo en noviembre) y los valores mínimos se producen en agosto. En esta zona la precipitación en forma de nieve puede tener cierta importancia, sobre todo en las zonas altas, 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 representativo un rango entre 12 y 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. Unicamente la vertiente norte de la Sierra de la Paramera es tributaria del Duero. El drenaje principal se realiza hacia el río Alberche que disecta la Hoja en sentido O-E. La vertiente meridional de la Sierra de Gredos corresponde a la cabecera del río Tietar.

Es notable el control tectónico sobre la distribución de los cauces que se reconoce fundamentalmente en los tramos rectilíneos de los mismos. Este efecto se manifiesta especialmente en los valles de los ríos Gaznata y Arroyo de La Balsaina, afluentes del Alberche por su margen derecha, que presentan una alineación morfológica N-S en una longitud superior a 10 km.

En la zona correspondiente a la Sierra de la Paramera son frecuentes áreas endorreicas relacionadas con fenómenos periglaciares. Las bajas tasas de infiltración del agua en el medio motivan también la formación de estas depresiones.

La Confederación Hidrográfica del Tajo dispone de dos estaciones de control de caudales, ambas situadas en el río Alberche. La codificada como 231 registra el caudal circulante y la calidad de este río, a su paso por Navaluenga, desde 1974. La número 131 controla al Alberche en Burguillo. El embalse de El Burguillo, al este de la Hoja, tiene un volumen de 217 hm³, y se utiliza con fines de riego y producción de energía hidroeléctrica.

La calidad química de las aguas superficiales es bastante buena y no presenta oscilaciones estacionales de consideración: los flujos son muy rápidos, lo que dificulta la interacción roca-agua. La facies típica es bicarbonatada cálcica, con presencia de elevadas concentraciones de oxígeno disuelto.

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 Hidrográfica del Duero que sólo controla un pequeño sector de la hoja tiene contabilizados 12 manantiales. Su distribución por octantes es la siguiente:

Octantes	1	2
Puntos	10	2

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 pozos aparecen asociados a la franja más superficial de alteración o a los depósitos aluviales-coluviales. Son de escasa profundidad y su aprovechamiento es muy pequeño, careciendo la mayoría de ellos de instalación de bombeo.

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 Navaluenga se han seleccionado 6 puntos de interés geológico cuyas respectivas denominaciones y contenido se describen brevemente a continuación.

N.º 1. DIATREMA DE LA PARAMERA

La diatrema aparece como relleno en la intersección de una de las fracturas NNE-SOO de mayor longitud en este sector (Falla de Serranillos), con un dique de pórfido de potencia decamétrica y dirección ONO-ESE (Dique de El Cuchillo).

Se trata de un lamprófido cantonítico en facies de diatrema con numerosos enclaves xenolíticos poligénicos.

Se accede por la pista que sale hacia el Oeste entre los puntos kilométricos 19 y 20, de la carretera que une Ávila con Navalmoral; tras unos 9 km de pista para vehículos TT tomar pista hacia el Sur que asciende hasta la estación meteorológica de Peña Cabrera.

N.º 2. DIQUE DE PÓRFIDO MONZOGRANITO

Se trata de un dique de unos 50 m de potencia representativo del haz de pórfidos de la Paramera, observándose variaciones texturales y contacto con el monzogranito granodiorita encajante.

Se observa en el punto kilométrico 21 de la carretera de Ávila a Navalmoral.

N.º 3. BANDAS MILONITIAS ASOCIADAS A LA FALLA DE LA RINCONADA

Se trata de bandas discretas de deformación dúctil silicificadas y de dirección EO.

Se accede desde la rinconada, en la margen sur del embalse; tomar pista que sigue la ribera del embalse, tras unos 300 m dirigirse al Este hacia un grupo de afloramientos máximos a la orilla.

N.º 4. VALLE ENCAJADO EN RELACIÓN CON LA FALLA DEL HERRADON

Se trata de uno de los valles con control estructural más representativo del Sistema Central.

El punto de observación se sitúa en el Puerito de Casillas, al que puede accederse con vehículo siguiendo una pista señalizada que asciende desde la localidad de Casillas (NE de la hoja de Sotillo de la Adrada).

N.º 5. GRANITOIDES DIATEXÍTICO DE LA SIERRA DEL VALLE

Granitoide a veces con apariencia de migmativa diatexitica con marcadas variaciones texturales y composicionales con frecuentes enclaves metasedimentarios con variable grado de transformación.

N.º 6. CONTACTO GRANITO MICROPORFÍDICO DE DOS MICAS Y LEUCOGRANITO MOSCOVÍTICO

Contacto neto intrusivo entre dos unidades tardías.

Las diferencias texturales entre ellas determinan un comportamiento distinto frente a la fracturación y diaclasado siendo muy patente por las diferentes morfologías resultantes.

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.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona 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 Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar. *Studia Geologica*, 7, 41-61.

BALASCH (1901). Algunas observaciones sobre los granitos de Ávila. *Bol. Soc. Esp. Ha. Natural*, 1, 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 Avila (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 petrologico del area centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema central español). *Studia Geologia*, 20, 137-174.

BEA, F. y MORENO-VENTAS, I. (1985b). Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Seirra 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 petrologico del Complejo anatético 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 anatéticos en la Formación Almohalla, Complejo Anatético 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. MARTÍNEZ (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag. Berlín.
- DÍEZ-BALDA, M. A. (1986). El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas, y la estructura al sur de Salamanca. *Acta Salamantica, 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 aljnrote de la depresón 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 GARCIA DE DIGUEROLA, 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 F. BEA, et al. (Eds.): *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*. 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. Iberica*, 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 F. BEA, et al. (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, Madrid, pp. 377-383.
- 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-geologica 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 Geologico de España*, t. v.

- MALLADA, L. (1895). Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. Com. Mapa Geologico de España*, t. I.
- MONTESERÍN, *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.
- DE LA NUEZ, J.; UBANELL, A. G. y VILLASECA, C. (1982). Diques lamprofiricos 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 anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila, España central); evidencias de magmatismo pre-hercínico. *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 ligh of the opening of North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86, 299-309.
- TEIXEIRA, C. (1991). Sur l'age des filons basiques encaisses dans les granites herciniens portugaises. *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. Iberica*, 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 Cenryal Español). *Cuad. Geol. Iberica*, 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 area 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 grnaitos 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. Iberica*, 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 ENERGÍA