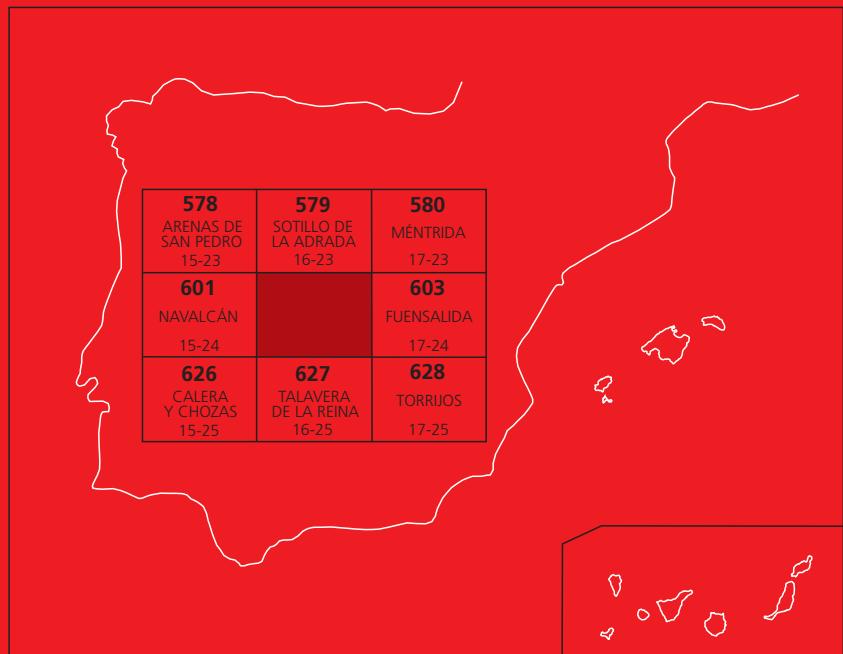




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVAMORCUENDE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVAMORCUENDE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-790-3
Depósito legal: M-14757-2009

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria (Navamorcunde-602) ha sido realizada dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa geológico:

- L. M. Martín Parra (EGEO S.L.)
- J. Martínez-Salanova (EGEO S.L.)

Mapa Geomorfológico:

- L.A. Marqués Calvo (ENADIMSA)

Mapa Hidrogeológico:

- E. Contreras López (INGEMISA)

Memoria:

- L.M. Martín Parra (introducción, Metasedimentos, Tectónica hercínica, Petrología, Historia geológica)
- J. Martínez-Salanova (Introducción, Terciario, Cuaternario, Tectónica alpina, Historia geológica)
- L. A. Marqués Calvo (Neotectónica, Geomorfología)
- E. Contreras (Hidrogeología, Patrimonio natural geológico)
- A. Iglesias (ENADIMSA) (Recursos naturales)
- D. Martín Herrero (INTECSA) (Geotecnia)

Asesoría en Geología Estructural:

- F. González Lodeiro (UNIV. GRANADA)

Ánálisis Químicos y Laboratorio:

- ENADIMSA

Coordinación y Dirección por Enadimsa:

- F. Junco

Dirección y Supervisión por el IGME:

- F. Bellido Mulas

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informes petrológicos
- Análisis químicos
- Álbum de fotografías
- Fichas bibliográficas
- Puntos de interés geológico
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	9
1.2. ANTECEDENTES.....	11
1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO.....	12
2. ESTRATIGRAFÍA.....	15
2.1. MATERIALES PRE-ORDOVÍCICOS.....	15
2.1.1. Mármoles (14).....	15
2.1.2. Esquistos, areniscas feldespáticas, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas, con intercalaciones de microconglomerados cuarcíticos, rocas de silicatos cárnicos y porfiroides (15).	
Niveles de porfiroides (16).....	15
2.2. TERCIARIO.....	17
2.2.1. Arenisca arcólica de granos medio-finos muy redondeados. Oligoceno (17).....	17
2.2.2. Arcosas con cantes cementados. Oligoceno Mioceno (18).....	17
2.2.3. Arcosas, conglomerados, bloques y limos (19).....	17
2.2.4. Grandes bloques, conglomerados y arcosas de naturaleza granítica (20).....	19
2.3. CUATERNARIO.....	20
2.3.1. Pleistoceno Holoceno.....	20
2.3.1.1. Arenas, limos y cantes. Aluvial Coluvial (21).....	20
2.3.1.2. Cantes y arenas. Derrubios de ladera (22).....	20
2.3.1.3. Arenas, limos y cantes. Glacis (23).....	21
2.3.2. Pleistoceno.....	21
2.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas (24, 25, 26, 27 y 28).....	21
2.3.3. Holoceno.....	22
2.3.3.1. Arenas, gravas y limos. Conos de deyección (29).....	22
2.3.3.2. Arenas, limos y gravas. Llanuras de inundación (30).....	22
2.3.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (31).....	22
3. PETROLOGÍA.....	22
3.1. GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS HERCÍNICOS.....	22
3.1.1. Leucogranitos de dos micas foliados con sillimanita (4). Facies porfídicas de grano fino-medio (5). Facies porfídicas de grano grueso (6).....	22

3.2. GRANITOIDES TARDICINEMÁTICOS HERCÍNICOS.....	24
3.2.1. Adamellitas biotíticas ± moscovita ± cordierita de grano fino-medio con megacristales de feldespato dispersos (7).....	24
3.2.2. Granitoides inhomogéneos.....	24
3.2.3. Gabros (10).....	26
3.2.4. Adamellitas biotíticas ± moscovita de grano medio-grosso porfídicas (11).....	26
3.2.5. Leucomadamellitas porfídicas (12).....	28
3.2.6. Leucogranitos de grano fino (13). Facies microporfídicas (13').....	29
3.3. ROCAS FILONIANAS.....	30
3.3.1. Leucogranitos de dos micas de grano fino (1).....	30
3.3.2. Pórfidos granítico adamellíticos (2).....	30
3.3.3. Cuarzo (3).....	32
3.4. METAMORFISMO.....	32
3.4.1. Metamorfismo regional.....	32
3.4.2. Metamorfismo de contacto.....	34
3.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.....	34
4. TECTÓNICA.....	43
4.1. OROGENIA HERCÍNICA.....	43
4.1.1. Primera fase de deformación (D ₁).....	43
4.1.2. Segunda fase de deformación (D ₂).....	43
4.1.3. Tercera fase de deformación (D ₃).....	44
4.1.4. Fases de replegamiento tardías (D ₄ y D ₅).....	45
4.1.5. Fracturación tardihercínica.....	45
4.2. TECTÓNICA ALPINA.....	49
4.3. NEOTECTÓNICA.....	50
5. GEOMORFOLOGÍA.....	50
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	50
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	50
5.2.1. Estudio morfoestructural.....	50
5.2.2. Estudio del modelado.....	51
5.2.2.1. Formas estructurales.....	51
5.2.2.2. Formas poligénicas.....	51
5.2.2.3. Formas fluviales.....	52
5.2.2.4. Formas de ladera.....	53
5.2.2.5. Formas lacustres.....	53
5.2.2.6. Formas antrópicas.....	53
5.2.3. Formaciones superficiales.....	53
5.2.3.1. Alteritas.....	53
5.2.3.2. Glacis.....	53
5.2.3.3. Fondos de valle.....	53
5.2.3.4. Depósitos fluviales.....	53
5.2.3.5. Depósitos coluviales.....	54

5.2.4. Evolución geomorfológica.....	54
5.2.5. Procesos actuales.....	54
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	55
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	59
7.1. HIDROGEOLOGÍA.....	59
7.1.1. Climatología.....	59
7.1.2. Hidrología superficial.....	61
7.1.2.1. Subcuenca 8-46; Tajo antes de Gébalo.....	61
7.1.2.2. Subcuenca 7-45; Alberche, en bajo Alberche.....	61
7.1.2.3. Subcuenca 9-51; Tietar en Arenas de San Pedro.....	63
7.1.2.4. Subcuenca 9-51; Tietar en Arenas de San Pedro.....	63
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	63
7.2. RECURSOS NATURALES.....	70
7.2.1. Minerales metálicos y energéticos.....	70
7.2.2. Rocas y minerales industriales.....	70
7.2.2.1. Arenas.....	70
7.2.2.2. Gravas.....	71
7.2.2.3. Granitos.....	71
7.2.2.4. Calizas.....	71
7.2.2.5. Esquistos.....	71
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	71
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	74
7.3.1.1. Área I.....	74
7.3.1.2. Área II.....	75
7.3.1.3. Área III.....	76
7.3.1.4. Área IV.....	76
8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	77
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	78
8.1.1. Granitos cizallados dúctil-frágil extensionalmente.....	78
8.1.2. Paisaje granítico en berrocal.....	79
9. BIBLIOGRAFÍA.....	81

1. INTRODUCCIÓN

Los presentes Mapa y Memoria están integrados en la segunda serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). El Mapa y Memoria de la Hoja de Navamorcunde (602), correspondientes a la primera serie, fueron realizados por D. Juan Antonio Kindelán y D. Francisco Hernández Pacheco, y publicados por el entonces Instituto Geológico y Minero de España en el año 1952.

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Navamorcunde (Fig. 1.1) se encuentra en las estribaciones meridionales del Sistema Central, abarcando en su mitad NO. la Sierra de San Vicente. Sus cotas más elevadas se encuentran en ésta, en el sector centro-norte de la Hoja, siendo el Cerro Cruces (1369 m.) el más elevado, seguido por los cerros Pelados (1338 m.), San Vicente (1322 m.) y Navalasierra (1130 m.).

La mitad SE. de la Hoja pertenece al Valle del Alberche, que en este sector forma parte de la gran Depresión del Tajo, del que es afluente. Sus aguas corren en dirección NE-SO. y el punto más bajo de la Hoja se encuentra donde el río Alberche la abandona, siendo aproximadamente de 380 m.

En la vertiente O. de la Sierra de San Vicente nace el río Guadyerbas, que discurre hacia el SO.

La Hoja se integra administrativamente, en su totalidad, en la provincia de Toledo. Las localidades más importantes son: Navamorcunde, que da nombre

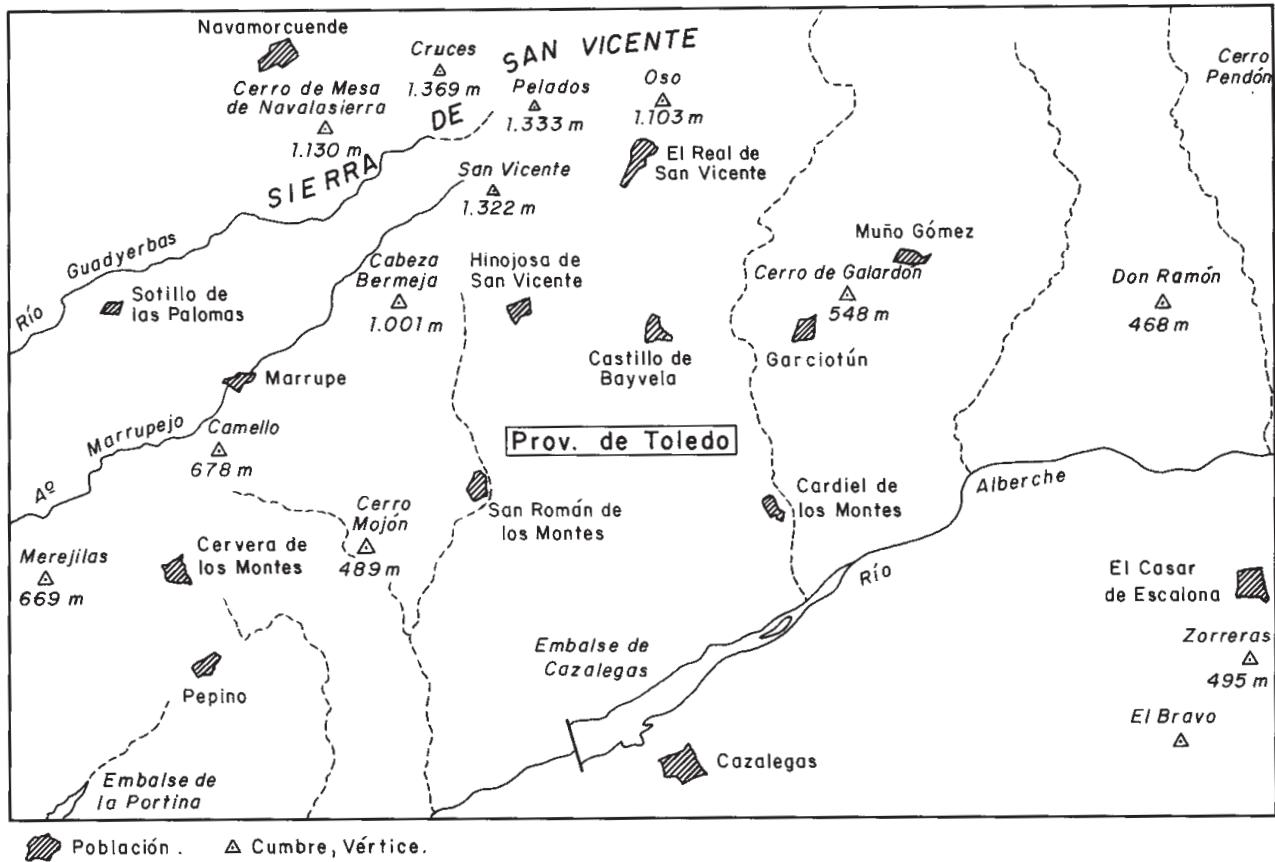


Fig. 1.1 . ESQUEMA GEOGRÁFICO DE LA HOJA DE NAVAMORCUENDE.

a la Hoja, El Real de San Vicente, Castillo de Bayuela, Cazalegas y El Casar de Escalona.

La Hoja se integra administrativamente, en su totalidad, en la provincia de Toledo. Las localidades más importantes son: Navamorcuende, que da nombre a la Hoja, El Real de San Vicente, Castillo de Bayuela, Cazalegas y El Casar de Escalona.

1.2. ANTECEDENTES

Como antecedentes bibliográficos cabe citar alguno de los trabajos clásicos de la geología de esta zona, como los de CARANDEL (1914), MARTÍN CARDOSO (1918) y más recientemente GARCÍA DE FIGUEROLA (1958). Es de destacar también la Hoja de Navamorcuende (602) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (1^a serie) realizada por KINDELAN y HERNÁNDEZ- PACHECO (1952).

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

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios de este área ha sido estudiada por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958) y más recientemente por MARTÍN ESCORZA (1971) que estudia los afloramientos metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (al O. y NO. de esta Hoja), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) que estudia las series anteordovícas del Sistema Central y CASQUET (1975) que estudia el afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente.

Los trabajos más importantes que de un modo general estudian la tectónica del Sistema Central Español son los de CAPOTE *et al.* (1981, 1982), UBANESELL (1981 a y b, 1982) y DÍEZ BALDA *et al.* (1990). Además de estos cabe destacar los de GARZÓN *et al.* (1976) sobre la fracturación de un segmento del Sistema Central, UBANESELL (1976) y UBANESELL y DOBLAS (1988 b) sobre los diques aplíticos de Almorox Navamorcuende y su relación con los desgarrres dextrales tardihercinicos; y UBANESELL y DOBLAS (1988 a) y DOBLAS y UBANESELL (1991) sobre la fracturación tardihercinica y el significado tectónico de los diques en el Sistema Central. Son también de interés los trabajos de DOBLAS (1987, 1988, 1990 a y b, 1991), DOBLAS *et al.* (1983, 1988), DOBLAS y RUBIO (1989) y CASQUET *et al.* (1988) sobre la tectónica extensional tardihercinica en el Sistema Central.

VEGAS *et al.* (1990) establecen un modelo de deformación distribuida, rotación de bloques y engrosamiento cortical para la formación del Sistema Central.

El primer trabajo general sobre granitoides en el Sistema Central es el de APARICIO *et al.* (1975), si bien se centra principalmente en su sector centro oeste. BARRERA *et al.* (1981) y APARICIO *et al.* (1983) realizaron un estudio fundamentalmente geoquímico de los granitos tardihercinicos del Sistema Central. Es de destacar también el trabajo de UBANESELL (1977) sobre el significado estructural de los granitos en el Sistema Central.

En cuanto al estudio de la disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas, así como su caracterización cabe destacar el trabajo de UBANESELL (1982).

El metamorfismo en el Sistema Central ha sido estudiado de manera global por HEIM (1952), FÚSTER *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985) principalmente. En el área de la Hoja de Navamorcunde, cabe destacar el trabajo de CASQUET (1975) sobre las rocas metamórficas de la Sierra de San Vicente.

El primer trabajo que detalla los terciarios del ámbito de la presente Hoja es la primera edición del mapa geológico de la misma (KINDELÁN y HERNÁNDEZ PACHECO, 1952), sin embargo son escasos los estudios recientes. De entre ellos hay que destacar los de MARTÍN ESCORZA (1974). Sin embargo del conjunto de los materiales detriticos terciarios de la Cuenca del Tajo se han ocupado numerosos autores, destacando, entre otros, los trabajos de síntesis de ROYO (1926), RIBA (1957), MARTÍN ESCORZA (1976), AGUIRRE *et al.* (1976), DE PEDRAZA (1981); JUNCO y CALVO, (1983), HOYOS *et al.* (1985) o LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1987). El planteamiento de estos trabajos es diferente, así mientras unos autores estudian la estratigrafía y distribución de facies, otros desarrollan los aspectos tectónicos o paleontológicos.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales que compone la Hoja, se agrupan en dos grandes conjuntos netamente diferentes. Uno constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hércíñico de edades Precámbrico Cámbrico inferior las rocas metamórficas, y Carbonífero superior la mayoría de las rocas ígneas, en su mayoría granitoides, que las intruyen y otro por los sedimentos terciarios y cuaternarios correspondientes al borde N. del sector occidental de la Depresión del Tajo (ver esquema morfoestructural de la Hoja).

La Orogenia Hércíñica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales Precámbricos Cámbricos. Estos se enclavan dentro de la Zona Galaico Castellana de LOTZE (1945) y también dentro de la Zona Centro Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 1.2).

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E.: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos.

La presente Hoja pertenecería totalmente al Complejo de Gredos. El Complejo de Gredos se caracterizaría por:

Existencia de un Ordovícico discordante, sobre un conjunto esquisto grauváquico potente, similar a la de Salamanca, en el que se reconoce un tramo inferior con porfiroides (equivalente a la Formación Monterrubio de DÍEZ BALDA, 1980) y otro superior con niveles carbonatados (equiparable a la Formación Aldeatejada de DÍEZ BALDA, 1980).

Existencia de neises ocelares de tipo "Ollo de Sapo" bajo la Serie esquisto grauváquica.

Metamorfismo en general de baja presión, aunque hay relictos de presiones medias. Mayor extensión de las zonas de grado bajo.

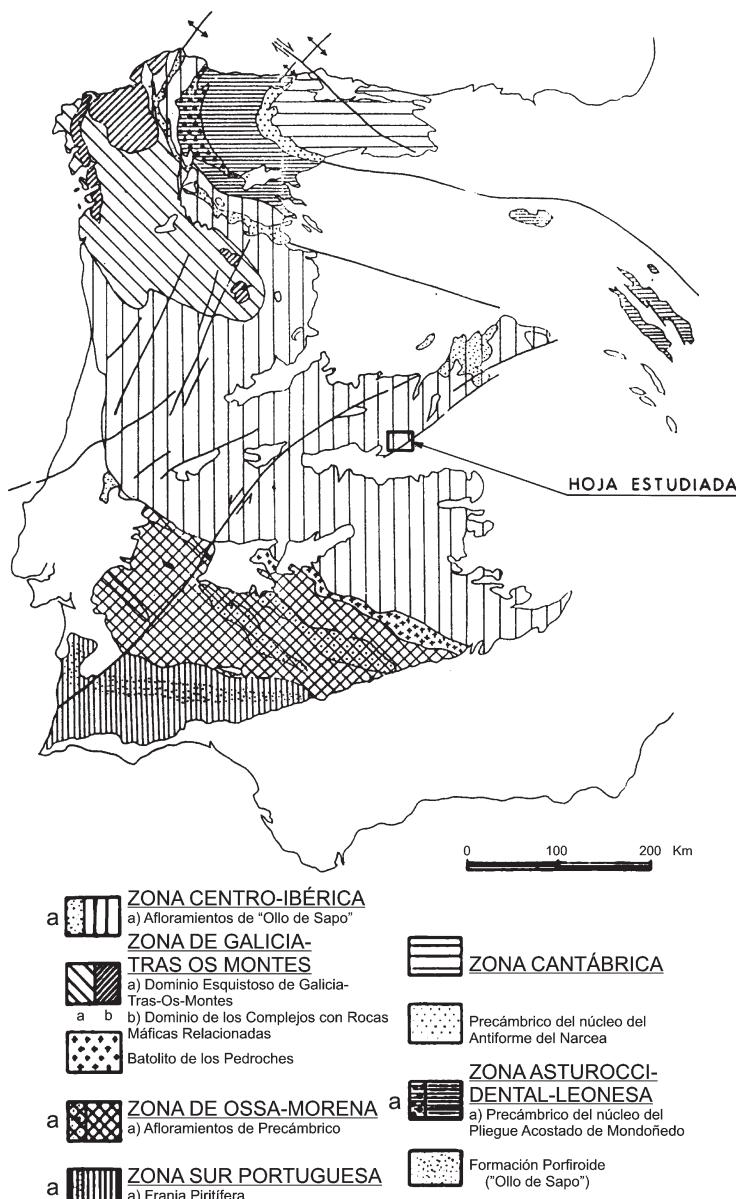


Fig. 1.2 . Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et. al. (1.972) según MARTÍNEZ CATALÁN (1.981) Y FARÍAS et. al. (1.987).

Gran extensión de las rocas plutónicas tardías.

Localmente existen ortoneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) diferencian en el autóctono de la Zona Centro Ibérica, considerando como tal el área definida para la misma por JULIVERT *et al.* (1972) con la excepción de la Zona de Galicia-Tras os Montes definida por FARÍAS *et al.* (1987); dos dominios tectónicos diferentes teniendo en cuenta las estructuras mayores de primera fase hercínica:

1. Dominio de los Pliegues Recumbentes.
2. Dominio de los Pliegues Verticales.

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

El Dominio de los Pliegues Verticales ocupa la mayoría de la Zona Centro-Ibérica y se caracteriza por la presencia de gran cantidad de rocas precámblicas con una discordancia que separa dos grandes unidades (BOUYX, 1970; ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986), ausencia de Cámbrico medio y superior y naturaleza transgresiva del Ordovícico. En términos estructurales se caracteriza por la presencia de estrechos sinclinales definidos por la Cuarcita Armoricana y anchos antiformes ocupados por rocas pre ordovícicas.

En el Sistema Central debido a la gran abundancia de granitoides tardihercínicos es difícil trazar el límite entre ambos dominios, pero DÍEZ BALDA *et al.* (1990) lo trazan al O. del afloramiento de la Cañada y al E. del de El Muñico y Sierra de San Vicente, quedando la Hoja de Navamorcunde incluida por tanto en el Dominio de los Pliegues Verticales.

A su vez las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en dos grandes grupos (ver esquema morfoestructural de la Hoja):

1.Rocas metamórficas en grado medio alto. Constituyen el afloramiento de la Sierra de San Vicente, así como los afloramientos de Cervera de los Montes, Pepino, Castillo de Bayuela y Nuño Gómez, además de otros menores.

2.Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre las rocas graníticas y las rocas metamórficas, es en su mayoría intrusivo, dando lugar a fenómenos de metamorfismo de contacto.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues verticales y zonas de cizalla subhorizontales asociadas a las cuales se desarrolla una o más esquistosidades penetrativas, que hoy muestran todas las rocas metamórficas. Las últimas etapas tienen un carácter frágil dúctil a frágil y están relacionadas con la extensión del Orogeno Hercínico y fracturación posterior.

Los depósitos terciarios, pertenecientes a la depresión del Tajo, se enmarcan en la importante orla de sedimentos detriticos que bordean el Sistema Central. Son conglomerados de grandes bloques y, principalmente, arcosas, que corresponden a distintas facies proximales y medias, respectivamente, de sistemas de abanicos aluviales procedentes del noroeste. Se estructuran en esta zona como una discordancia progresiva, reflejo de la tectónica alpina que marcó las principales características de los actuales relieves de la sierra.

Los depósitos cuaternarios están relacionados con el encajamiento de las redes fluviales. Se caracterizan principalmente por la gran extensión de los diferentes niveles de terrazas, ligadas con los primitivos cursos de los ríos Alberche y Tajo.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MATERIALES PRE-ORDOVÍCICOS

2.1.1. Mármoles (14)

Se encuentran representados en la Hoja como pequeños afloramientos de menos de 500 m. de dimensión máxima, como megaenclaves en rocas graníticas. Tres de ellos se encuentran situados al SE. de la localidad de Castillo de Bayuela. Se han cartografiado otros tres enclaves al ENE de la localidad de Pepino y un último enclave inmediatamente al N. de la localidad de Cervera de los Montes.

Estos materiales han debido sufrir un metamorfismo regional al que se sobreimpone un metamorfismo de contacto inducido por los granitoides encajantes, dando lugar a una intensa recristalización. Se presentan en general masivos, de tonos claros (blanco-amarillentos) aunque a veces muestran tonos rojizos y verdosos por alteración. En un enclave (Cervera de los Montes) se han observado intercalaciones de niveles métricos de mármol de tonos ocres y de calcoesquistos.

Están constituidos principalmente por calcita en algunos enclaves y por dolomita en otros, presentando flogopita accesoria y serpentina secundaria, probablemente desviada de la alteración de algún mineral ferromagnesiano anterior.

2.1.2. Esquistos, areniscas feldespáticas, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas, con intercalaciones de microconglomerados cuarcíticos, rocas de silicatos cálcicos y porfiroides (15). Niveles de porfiroides (16)

Estos materiales se encuentran representados en la Hoja en varios afloramientos de diferentes dimensiones. El mayor de estos, es el afloramiento de la Sierra de San Vicente, orientado NO-SE, con una longitud máxima de unos 11 Kms. y una anchura máxima de unos 6 Kms. Además existen otros afloramientos de estos rocas cuyas dimensiones máximas oscilan entre 4,5 Kms. y 1 Km. (Afloramiento de Pepino, Cervera de los Montes, San Román de los Montes, Castillo de Bayuela y Nuño Gómez).

Están intruidos por granitoides, perteneciendo éstos en su mayor parte al grupo de las adamellites biotíticas + moscovita de grano medio a grueso porfídicas (11).

Estas rocas están constituidas principalmente por una serie monótona de esquistos, areniscas feldespáticas y cuarcitas más o menos feldespáticas con intercalaciones de niveles de rocas de silicatos cárnicos, así como de porfiroides y localmente de microconglomerados.

Los dos últimos se han observado únicamente en el afloramiento de la Sierra de San Vicente. En la cartografía solo se han reflejado los niveles de porfiroides de mayor entidad (16).

Todos estos materiales han sufrido un metamorfismo regional que ha alcanzado los grados medio y alto y posteriormente un metamorfismo de contacto debido a la intrusión de granitoides tardihercínicos.

Los esquistos están constituidos principalmente por moscovita, biotita, cuarzo y con frecuencia, aunque en menor proporción, plagioclasa y sillimanita. Como minerales accesorios contienen minerales opacos, apatito, circón, turmalina, sillimanita, cordierita y granate. Puntualmente se observan intercalaciones de esquistos turmalínicos constituidos por cuarzo, turmalina, feldespato potásico y moscovita como minerales principales y en proporciones accesorias minerales opacos. Presentan una foliación definida por la orientación de las turmalinas y micas, plegada.

Las areniscas y cuarcitas feldespáticas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita, así como muy frecuentemente por moscovita, feldespato potásico y menos frecuentemente cordierita y sillimanita. En proporciones accesorias son muy frecuentes minerales opacos y circón, encontrándose también en estas proporciones sillimanita, cordierita y granate.

Las cuarcitas están constituidas principalmente por cuarzo y en menor proporción moscovita, aunque existen términos con biotita y plagioclasa transicionales a las cuarcitas feldespáticas. Como mineralogía accesoria presentan minerales opacos, circón, rutilo y con cierta frecuencia sillimanita y feldespato potásico.

Los porfiroides intercalados en la serie contienen como mineralogía principal cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y con menos frecuencia feldespato potásico en lugar de plagioclasa. Los "ocelos" suelen ser de plagioclasa, feldespato potásico o ambos. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito, circón y en ocasiones sillimanita.

Las rocas de silicatos cárnicos son areniscas y cuarcitas oscuras de tonos negro verdosos cuya composición principal es de cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno (diópsido), y en algunos casos granate, esfena y minerales opacos. En ocasiones se encuentra finos bandeados en que alternan bandas de cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno y esfena, con bandas de cuarzo, feldespato potásico y clinopiroxeno. En proporciones accesorias es frecuente encontrar minerales opacos, esfena, apatito, granate, feldespato potásico y ocasionalmente prehnita. La epidota/clinzoisita suele estar presente como mineral secundario.

Por sus características, al menos la mayoría del afloramiento de la Sierra de San Vicente, podría ser correlacionable con la Formación Monterrubio de DÍEZ BALDA (1980, 1986), que se sitúa por debajo del Cámbrico inferior datado y de la Formación Aldeatejada, al S. de

Salamanca. Debido a la deformación y metamorfismo no es posible interpretar el medio de sedimentación de estos materiales. Su espesor tampoco es determinable debido, además de a los hechos anteriores a su carácter de megaenclaves entre granitoides.

2.2. TERCARIO

2.2.1. Arenisca arcósica de granos medio-finos muy redondeados. Oligoceno (17)

Bajo este epígrafe se describe un único afloramiento de dimensiones muy reducidas (no más de 10 m de longitud por dos de ancho y una altura de 60 cm), que sin embargo se ha resaltado por presentar las mismas facies que otros afloramientos, también dispersos, del cuadrante suroriental de la contigua Hoja de Navalcán (601).

Se compone de areniscas amarillo-rojizas, relativamente homométricas y de granos de cuarzo y feldespatos muy redondeados. Presenta ferruginizaciones rojizas poco marcadas.

Los granos de cuarzo están parcialmente recubiertos por cemento de carácter silíceo.

La posición estratigráfica con respecto al resto de los materiales terciarios de la zona es incierta, al igual que sucede en la vecina Hoja de Navalcán.

2.2.2. Arcosas con cantos cementados. Oligoceno Mioceno (18)

Esta unidad ha sido identificada en un único afloramiento en esta Hoja. Se localiza en la pequeña depresión tectónica de Pepino, al suroeste de dicha localidad. El punto óptimo de observación se encuentra en un pequeño talud de la carretera que une Pepino con la carretera de Talavera de la Reina-Navamorcuende.

Se trata de una arcosa inmadura con abundante matriz, de color blanco, y algo cementada por sílice. No se aprecian estructuras sedimentarias. Presenta cantos dispersos de hasta 5 cm de diámetro.

En la contigua Hoja de Navalcán (601) afloran arcosas en facies similares y que fueron descritas como "conglomerado polígeno" por GARCÍA DE FIGUEROLA (1958), sin embargo la cementación de dichas arcosas es principalmente carbonática.

2.2.3. Arcosas, conglomerados, bloques y limos (19)

Representan los sedimentos más abundantes de la Hoja. Se componen principalmente de arcosas, con ocasionales niveles de conglomerados y limos. Pueden asimismo presentar bloques dispersos.

Corresponden a facies medias de sistemas de abanicos aluviales provenientes del noroeste. Las facies proximales de dichos abanicos pueden identificarse con los depósitos con grandes bloques de la siguiente unidad cartográfica (20).

Las arcosas se presentan en cuerpos sin estructuras sedimentarias internas, al igual que sucede en toda la orla detrítica miocena de los flancos Norte y Sur del Sistema Central. Son en general de tamaño de grano medio a grueso con matriz limo-arcillosa.

Existen diferencias granulométricas y sedimentarias apreciables en estos sedimentos: Hay una disminución generalizada del tamaño de grano hacia el sureste, mientras que en las facies proximales se produce un aumento del mismo en la vertical. Al noroeste los cuerpos arcósticos pueden ser de 5 a 10 m de potencia, con la base erosiva, neta y ocasionalmente conglomerática, mientras que hacia el sureste los cuerpos arcósticos son de 0'5 a 4 m, anastomosados, sin bases netas y alternantes con facies de limos.

Existen numerosos afloramientos en el ámbito de la Hoja donde puede observarse esta unidad.

Para las facies proximales existen buenos afloramientos al oeste de Garciotún, en el Arroyo de Saucedoso, al este de San Román de los Montes, en el Arroyo de la Virgen al pie del Cerro Chaparral y junto a Cardiel de los Montes. Asimismo pueden verse numerosos afloramientos pequeños en toda la zona, en los cortes de los arroyos que disectan las grandes superficies de encinares adehesados, campos de labor y pastos. Otros pequeños puntos de observación pueden encontrarse a lo largo de la carretera que une Garciotún con Nombela.

Las facies "más distales" aflorantes en la Hoja presentan mejores puntos de observación. Pueden verse en los potentes escarpes del río Alberche, en casi todo su paso por la Hoja. Los taludes de la Autovía A-V/E-90 ofrecen también buenos afloramientos, y más accesibles que los del Alberche. Los arroyos de Ventamala y Marigarcía presentan asimismo puntos de observación de estas facies.

Otro afloramiento de interés se encuentra en la carretera C-505 junto al Arroyo de la Sal, al sur de San Román de los Montes. A pesar de su proximidad con el zócalo granítico, podría representar un tránsito entre las facies proximales y distales de la presente unidad.

En las zonas más próximas a los relieves graníticos son característicos de estas facies las huellas de hidromorfismo. Aparecen en una franja de terreno limitada que no llega a alcanzar los afloramientos del río Alberche por el sur. Son niveles de fuerte coloración rojiza y gris alternantes de poco espesor (5 a 20 cm), que se corresponden con lo que MARTÍN ESCORZA (1974) ha denominado "niveles rojizos grises ceniza" (N.R.G.C.). El límite superior de estos niveles suele ser recto y neto, mientras que el inferior suele presentar una morfología digitala irregular que asemeja a huellas de bioturbación, de 3 a 5 cm de desarrollo vertical. En general la coloración rojiza (producida en un ambiente oxidante) suele envolver a la gris (resultado de un ambiente reductor).

Huellas de hidromorfismo con el mismo patrón morfológico y entorno litológico (arcosas masivas) han sido observadas en sedimentos del suroeste del Valle de Amblés (MARTÍNEZ SALANOVA, en MARTÍN PARRA *et al.*, en prensa).

El hidromorfismo suele presentarse en horizontes paralelos a la estratificación, pero ocasionalmente se han observado formas de sección circular, de aproximadamente 1 m de diáme-

tro, con idéntica estructura en detalle que las horizontales, con el límite neto en la cara exterior y las digitaciones, centrípetas, en su cara interna. Estas figuras pueden indicar que el hidromorfismo se produce por la acción del agua freática y que en general depende de la porosidad de los cuerpos (suele coincidir con el contacto entre cuerpos de diferente granulometría), pero que también puede producirse por la circulación restringida del agua subterránea por "tubos" discretos. El carácter circular de algunas de estas secciones puede ser debido a que la circulación del agua se produce por debajo del nivel freático, en condiciones de una presión hidrostática relativa elevada.

Esta unidad, junto con la siguiente (20), presenta una estructura de discordancia progresiva, con un aumento granulométrico hacia techo. Los términos más altos corresponden a las facies con grandes bloques que se han separado en la cartografía como unidad 20.

La discordancia progresiva puede apreciarse según la dirección NO-SE. Al NO, junto a las fallas inversas que limitan los relieve graníticos, los depósitos de grandes bloques están en discordancia angular sobre las arcosas, que pueden llegar a buzar más de 70° S. Hacia el SE las arcosas se presentan con buzamientos progresivamente menores, llegando a estar subhorizontales. En las facies con grandes bloques la granulometría disminuye según la misma dirección, mientras que en las arcosas aumenta el contenido en bloques hacia techo. Hacia el sureste encontramos el paso gradual de las facies de grandes bloques a las facies de arenas arcósicas. (Puede verse una representación en el Corte II'-II'' que acompaña a la cartografía de la Hoja).

Ambas unidades (19 y 20) se integran en la potente y continua orla de sedimentos detriticos que flanquean al Sistema Central. Son los productos de la actividad tectónica alpina que estructura las cuencas y sierras centrales de la Península. El aporte de detriticos comienza en el Paleógeno, pero las fases más importantes tienen lugar durante el Mioceno inferior medio (Ver AGUIRRE *et al.*, 1976; JUNCO y CALVO, 1983; HOYOS *et al.*, 1985; LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1987; LÓPEZ MARTÍNEZ, 1989; BELLIDO *et al.*, 1991c).

2.2.4. Grandes bloques, conglomerados y arcosas de naturaleza granítica (20)

Están relacionados con la "formación o depósito de grandes bloques" de HERNÁNDEZ PACHECO (1962), observada a lo largo de ambos flancos del Sistema Central (ver p.ej. ARENAS *et al.*, 1991a; BELLIDO *et al.*, 1991c; MARTÍN PARRA *et al.*, en prensa).

Son depósitos detriticos conglomeráticos arcósicos cuya principal característica es la abundancia de grandes bloques. Es fácil encontrar bloques que superan el metro de diámetro, y se han medido algunos que superan los 3 m. Estos tamaños casi alcanzan el tamaño máximo que permite la disyunción en bolos de los granitos del área madre.

La naturaleza de los bloques es principalmente granítica, destacando las adamellitas regionales y en menor proporción leucogranitos y cuarzo. Esporádicamente aparecen pórvidos.

Los afloramientos de grandes bloques destacan notablemente en el relieve. Hay zonas en las que debido a la intensa alteración de los bloques graníticos, estos se encuentran completamente arenizados, y no es posible ver sino "fantasmas" de ellos. De cualquier manera la alteración diferencial permite la conservación selectiva de los bloques de naturaleza leucogranítica, que destacan en la superficie de los afloramientos.

Los bloques se presentan en cuerpos potentes con una estratificación e imbricación poco marcadas. La abundante matriz es conglomerática y arenosa. El esqueleto es casi siempre granosoportado, excepto cuando los bloques se presentan dispersos en cuerpos más arenosos.

No corresponden a un único episodio, ya que al sur de Nombela, fuera del ámbito de la Hoja, se ha observado al menos otro cuerpo con grandes bloques, intercalado en las arcosas, en un nivel inferior al que ocupa el afloramiento más oriental de la Hoja.

Hacia el sur estas facies disminuyen el tamaño medio de grano y aumentan las intercalaciones arenosas, llegando a un cambio gradual de facies con la unidad arcósica precedente (19).

Los depósitos de la presente unidad son interpretados como las cabeceras (facies proximales) de abanicos aluviales enraizados en los relieves graníticos miocenos. Las principales áreas de aporte podrían corresponder con las acumulaciones de bloques más importantes, como son las de los cerros Chaparral, Galardón y Pendón.

El tamaño de los bloques, el volumen de sedimentos, la constancia de su presencia en los flancos del Sistema Central y la disposición en discordancia progresiva, en esta zona, implican un momento de aceleración del diastrofismo de la tectónica alpina, datado como Aragoniense (Mioceno medio) en otros puntos de la cuenca del Tajo.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. Arenas, limos y cantos. *Aluvial Coluvial* (21)

Son materiales formados por procesos mixtos de transporte gravitacional o de arroyada.

Litológicamente están relacionados con sus áreas de aporte. Son depósitos muy variados, de grueso a finos y de matriz, en general, abundante.

2.3.1.2. Cantos y arenas. *Derrubios de ladera* (22)

Son depósitos de elementos sueltos, con matriz variable, de nula a muy abundante.

La extensión y desarrollo dependen de la morfología y del ángulo de la pendiente, así como de la estructura y litología del área fuente.

La litología está directamente relacionada a la zona de aporte. Cuando el aporte proviene de los materiales terciarios y/o de los niveles de terrazas altas, suelen caracterizarse por una matriz arenolimosa masiva, muy abundante, y con cantos cuarcíticos dispersos. Son en gene-

ral de tonos rojizos y ocres. En la mayoría de los casos no tienen entidad cartografiable a escala 1:50.000.

2.3.1.3. Arenas, limos y cantos. Glacis (23)

Son depósitos gravitacionales o de arroyada que articulan las vertientes montañosas con los fondos de valle o diferentes niveles de terrazas cuaternarias entre sí.

Los materiales son arcosas, limos y gravas poco organizadas, con abundante matriz.

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

2.3.2. Pleistoceno

2.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas (24, 25, 26, 27 y 28)

Son los depósitos cuaternarios más desarrollados de la Hoja. Se han agrupado en cinco niveles, de los cuales los más altos corresponden a terrazas altas del río Tajo, y el resto a terrazas del río Alberche o de sus afluentes.

Las terrazas del Tajo y del Alberche están constituidas principalmente por gravas cuarcíticas y arenas principalmente, con cantos graníticos en menor proporción. Las terrazas de los afluentes del Alberche procedentes del Norte están constituidas por cantos graníticos y de cuarzo, y las de los afluentes del Sur presentan elementos cuarcíticos retrabajados de las terrazas más altas.

La terraza más alta (24) se encuentra a cotas próximas a los 500 m. El mejor punto de observación se encuentra en el alto de las Zorreras, al sur de El Casar de Escalona.

La terraza alta más desarrollada (25) es la que presenta mayor cantidad y calidad de puntos de observación. Son destacables, entre muchos otros, los taludes de la Autovía N-V/E-90 o los de la urbanización "Serranillos Playa", al sur de San Román de los Montes. Tiene una potencia que alcanza los 4 m. Los 2-3 m inferiores están compuestos por gravas cuarcíticas con estratificación cruzada bien marcada, correspondiente a facies de relleno de canal, carga de fondo y depósitos de barras. Localmente pueden verse canales taponados por arenas y arcillas, con alguna concreción carbonática de origen edáfico. Los últimos metros de la secuencia de esta terraza están marcados por un brusco cambio granulométrico, encontrando facies de arenas y limos con rizocreciones carbonáticas. Por una importante zona, en los afloramientos del sureste de la Hoja, se desarrollan sobre estos niveles costras carbonatadas pulverulentas, más o menos compactas, de origen edáfico. Estas costras se encuentran bien desarrolladas en los alrededores de Cazalegas, y en las zonas de Retamalón y La Grulla.

Las terrazas medias y bajas presentan características muy diferentes, dependiendo del área de aporte. Están bien desarrolladas las del Alberche y las de alguno de sus afluentes por el norte, las cuales llegan a tener 2 niveles de terrazas, al menos.

La edad de cada terraza es muy difícil de establecer, dada la ausencia de fauna fósil, pero el

conjunto es Pleistoceno, pudiendo alcanzar los niveles más bajos el Holoceno.

2.3.3. Holoceno

2.3.3.1. Arenas, gravas y limos. Conos de deyección (29)

Están relacionados con la salida de barrancos y son de pequeña extensión.

Se componen de arcosas y cantes con abundante matriz limosa. Su litología depende de la naturaleza de los materiales de sus respectivas áreas de recepción.

2.3.3.2. Arenas, limos y gravas. Llanuras de inundación (30)

Corresponden a depósitos de tamaños finos, en general arenas y en menor proporción limos y gravas. En general son de poca potencia. Los más desarrollados corresponden al río Alberche.

2.3.3.3. Arenas, gravas y limos. Fondo de valle (31)

Están ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas y arenas de litología variada, dominando los más resistentes, como cuarzo, leucogranitos, etc., pero también hay granitos. Los detriticos más gruesos se encuentran en los cauces de los arroyos ligados a la sierra.

3. PETROLOGÍA

3.1. GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS HERCÍNICOS

Representan una pequeña parte de los granitoides existentes en la Hoja. En los afloramientos de la Sierra de San Vicente y Pepino se observa que intruyen a la serie metasedimentaria existente. En el resto de la Hoja se encuentran intruidos por los granitoides tardicinemáticos hercínicos.

Se trata de leucogranitos, en general de dos micas, con una foliación principal debida a la segunda fase de deformación hercínica (D_2) en condiciones de sillimanita; afectados posteriormente por un metamorfismo de alto grado de bajas presiones así como por el metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitoides tardicinemáticos hercínicos.

Debido a la intensidad de la deformación de D_2 y a los procesos sufridos posteriormente por estos granitoides no es posible determinar claramente si sufrió deformaciones anteriores a ésta, por lo cual no se puede descartar que su emplazamiento sea previo a la Orogenia Hercínica.

3.1.1. Leucogranitos de dos micas foliados con sillimanita (4). Facies porfídicas de grano fino-medio (5). Facies porfídicas de grano grueso (6)

Se han cartografiado tres facies distintas en estos granitoides: una facies de grano fino no porfídica (4), otra facies de grano fino-medio porfídica (5) y otra de grano grueso porfídica (6). La primera de estas facies comprende cuerpos que intruyen en la serie metasedimentaria

de la Sierra de San Vicente y al N. de San Román de los Montes; así como algún pequeño enclave en granitoides tardíos al SE. de Marrupe.

Son leucogranitos de grano fino de dos micas con cierto predominio de la moscovita que presentan una foliación recristalizada (D_2). En ocasiones se observan agregados de turmalina de 1 a 2 cms. Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. En proporciones accesorias muestran apatito, circón, turmalina, minerales opacos y en ocasiones sillimanita y granate. La sillimanita se presenta como prismas incluidos en metablastos de moscovita orientados paralelamente a la foliación.

Las facies porfídicas de grano fino medio (5) se han cartografiado en dos áreas; un macizo que intruye a los metasedimentos del afloramiento de la Sierra de San Vicente y otro intruido por los granitoides tardíocinemáticos hercínicos al S. de Castillo de Bayuela. Se trata de leucogranitos de dos micas de grano fino medio, porfídicos, con megacristales de feldespato potásico rectangulares de entre 1 y 2 cms. de longitud, claramente deformados, con una foliación penetrativa recristalizada de D_2 (S_2) definida por la orientación de biotita y haces de sillimanita que rodean a los feldespatos. Presentan muy escasos enclaves "surmicáceos" y metasedimentarios entre 1 y 3 cms. de dimensión mayor.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. En proporciones accesorias presentan sillimanita, apatito, circón, minerales opacos y ocasionalmente espinela (en relación con la sillimanita).

En relación con esta facies se ha encontrado algún metafilón de leucogranito aplitoide, no cartografiable, con una intensa foliación milonítica recristalizada y "boudinage" de D_2 (S_2) constituido principalmente por cuarzo, feldespato potásico, sillimanita y turmalina con moscovita, plagioclasa, granate y biotita en proporciones accesorias.

La foliación en este caso está definida por haces de sillimanita sincinemáticos con D_2 , que definen la foliación (S_2) y rodean a los feldespatos, así como a las turmalinas y granates.

Las facies porfídicas de grano grueso (6) están representadas en los alrededores del embalse de La Portina (esquina SO. de la Hoja) y en un pequeño enclave al N. de San Román de los Montes.

Se trata de leucogranitos de dos micas de grano grueso y a veces medio, porfídicos, con megacristales de feldespato potásico de 2 a 5 cms. de dimensión máxima. Presentan un metamorfismo de medio alto grado a veces con migmatización incipiente. Muestran una foliación bien desarrollada, y a veces, relictia recristalizada. Se pueden encontrar "grumos" de biotita estirados y algunos cuarzos mono o policristalinos de hasta 1 cm. Ocasionalmente contienen enclaves surmicáceos de varios centímetros paralelos a la foliación.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita y en proporciones accesorias muestran sillimanita, minerales opacos, circón, apatito y en algunos casos cordierita pinnitizada y andalucita parcialmente sericitizada.

3.2. GRANITOIDES TARDICINEMÁTICOS HERCÍNICOS

3.2.1. Adamellitas biotíticas \pm moscovita \pm cordierita de grano fino-medio con megacristales de feldespato dispersos (7)

Se encuentran representadas en el sector SO. de la Hoja en los alrededores de Cervera de los Montes.

Sus contactos con los metasedimentos son de carácter intrusivo.

Se trata principalmente de adamellitas de grano fino medio predominantemente biotíticas, aunque en la mayoría existe moscovita de carácter secundario y con fenocristales de feldespato dispersos, en general con tamaños que oscilan entre 1 y 2,5 cms. La mesostasia con frecuencia presenta una textura de "grano de arroz".

Presentan numerosos enclaves metasedimentarios, principalmente de esquistos y areniscas feldespáticas con tamaños que oscilan entre 1 y 6 cms. en general, aunque ocasionalmente pueden alcanzar los 30-40 cms. Así mismo contienen algunos enclaves microgranulares oscuros. Su aspecto es relativamente inhomogéneo mostrando a veces una foliación relicta, así como cambios composicionales, mostrando puntualmente composiciones granodioríticas a tonalíticas. Es frecuente la existencia de enclaves de cuarzo ovoidales de 5 a 10 cms. de dimensión mayor, que excepcionalmente pueden alcanzar 20 cms.

Alguno de los enclaves metasedimentarios muestran una foliación plegada y recristalizada que no muestra la roca caja.

Están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y en menor proporción moscovita. La plagioclasa en los términos granodiorítico-tonalíticos predomina ampliamente sobre el feldespato potásico.

En proporciones accesorias presentan minerales opacos, apatito, circón y cordierita (si bien en general retrogradada a sericita-pinnita) así como puntualmente sillimanita (en ocasiones en relación con enclaves metasedimentarios) y granate. Este último es alotriomorfo, de pequeño tamaño, y suele estar incluido en plagioclasa.

Se ha observado también, puntualmente, andalucita tardía en zonas próximas a macizos de adamellitas biotíticas + moscovita de grano medio grueso, porfídicas, más tardías. En este caso la andalucita se pudo originar como efecto de metamorfismo de contacto de éstas sobre aquellas.

Debido a la deformación dúctil-frágil tardihercínica, se observa en las áreas afectadas por la misma, una retrogradación de las biotitas en los bordes a moscovita y minerales opacos.

3.2.2. Granitoides inhomogéneos

a) Facies oscuras biotítico cordieríticas (8)

Se ha cartografiado únicamente un pequeño afloramiento situado 1,7 kms. al NO. de San Román de los Montes.

Se trata de un granitoide inhomogéneo biotítico de grano fino-medio con cierta tendencia microporfídica. En él se observa una foliación relictiva y numerosos metasedimentos cuarzo-feldespáticos restíticos a los que parece pasar gradualmente.

En los metasedimentos situados inmediatamente al NO. de Nuño Gómez, puntualmente se observan pasos graduales a granitoides similares.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita, mientras que en proporciones accesorias contienen sillimanita, feldespato potásico y moscovita.

La cordierita es subidiomorfa y está en buena parte retrogradada a pinnita. No obstante se observan algunos individuos frescos y maclados. Puntualmente está incluida en feldespato potásico. La sillimanita es fibrolítica y localmente define una foliación relictiva.

b) Facies leucocráticas con moscovita + turmalina + granate (9)

Los afloramientos cartografiados de estas facies se encuentran situados en dos áreas de la Hoja: una situada en los alrededores de Navamorcunde (NO de la Hoja), tanto al NO., como al SE. (Cerro de Navalasierra) y la otra situada en el sector SO. de la Hoja, al S. de la localidad de Pepino.

Se trata de leucogranitoides inhomogéneos moscovíticos de grano predominantemente fino a medio en el sector NO. y medio grueso en el sector SO., si bien en ambos se observan fuertes variaciones en el tamaño de grano; encontrándose facies pegmatoides y numerosos agregados de cuarzo.

En el sector NO. presentan con frecuencia turmalina, a veces en masas o agregados de varios centímetros. En el cerro Navalasierra se han observado bandeados de tipo "schlieren" de turmalina.

A menudo presentan enclaves metasedimentarios restíticos constituidos por metaareniscas feldespáticas principalmente foliadas y localmente por turmalinitas foliadas y por esquistos. Es frecuente la aparición de nódulos de micas verdosas de probable retrogradación de cordierita, así como de algunos nódulos de fibrolita.

En una vena pegmatoide asociada a estas facies, en el cerro Navalasierra se encontró mineralización de arsenopirita.

Al microscopio se observa que la mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, mientras que en proporciones accesorias es característica la presencia de turmalina y puntualmente granate (en general alotriomorfo).

3.2.3. Gabros (10)

Se han cartografiado dos pequeños afloramientos en el O. de la Hoja; uno de ellos es un megaenclave dentro de las adamellitas biotíticas + moscovita de grano medio grueso porfídicas (11), que se corta en la carretera de Marrupe a Sotillo de las Palomas, y el otro se encuentra en la esquina SO. de la Hoja junto al Embalse de la Portina y la mayoría del mismo se encuentra fuera de la misma. Este último intruye a metasedimentos y leucogranitos de dos micas sincinemáticos de grano grueso porfídicos (6).

En ambos casos son rocas muy oscuras con tonos verdosos, de grano medio que dan una morfología muy típica en bolos redondeados pequeños.

El primero de los afloramientos está constituido por un gabro piroxénico compuesto principalmente por plagioclasa, flogopita, ortopiroxeno y anfibol verde y en proporciones menores por minerales opacos, círcón y apatito. El ortopiroxeno pasa en algunos casos a anfibol en los bordes. La flogopita en algunos casos es poiquilítica.

El segundo de los afloramientos está constituido por un gabro olivínico constituido principalmente por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y anfibol, y en proporciones menores minerales opacos y apatito. Se observan algunos carbonatos secundarios, así como epidota clinozoisita también secundaria.

El olivino presenta grietas irregulares llenas por masas de minerales opacos muy finos (posiblemente magnetitas). Por otra parte a veces en los bordes está en contacto (casi rodeado) con piroxeno y con anfibol. No obstante no se encuentran texturas deformativas, (salvo las debidas a fracturación tardía) ni que indiquen que estas rocas hayan sufrido metamorfismo regional (ARENAS com. pers., BELLIDO com. pers.). Estos hechos hacen pensar que estos macizos no están relacionados con otros gabros como los existentes en los alrededores de Villanueva de Bogas, en la Unidad Migmatítica de Toledo (MARTÍN PARRA, en MARTÍNEZ SALANOVA *et al.*.., en prensa), sino más bien con los gabros y rocas tonalíticas existentes en los granitoides tardíos del sector de las Sierras de Ávila, Paramera y Gredos agrupados en la Serie Appinítica de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1980).

3.2.4. Adamellitas biotíticas ± moscovita de grano medio-grueso porfídicas (11)

Estas rocas son las más ampliamente extendidas en la mitad NO. de la Hoja.

Se trata de adamellitas principalmente, aunque localmente se han observado términos granodioríticos e incluso tonalíticos, biotíticas, de grano medio a grueso porfídicas. Los megacristales son de feldespato potásico, en general rectangulares gruesos y a veces equidimensionales, estando su dimensión máxima en general comprendida entre 2 y 5 cms., aunque puntualmente alcanzan 7 ó 8 cms. Frecuentemente presentan texturas en Frasl.

Es frecuente la presencia de cuarzos bien individualizados globulares en general de 4 a 5 mms., aunque pueden muy puntualmente llegar a alcanzar hasta 1 cm.

Las biotitas a menudo están bien individualizadas y con cierta frecuencia son plaquitas idiomorfas de hasta 2 ó 3 mms.

Con relativa frecuencia contienen enclaves microgranulares de tonos grises a negros ocasionalmente con fenocristales milimétricos de feldespato dispersos o microporfídicos. Su morfología varía entre subredondeados a elipsoidales cortos, oscilando en tamaño máximo en general entre 3 y 14 cms., si bien se han observado algunos de hasta casi 1 m.

Localmente se observa algún pasillo de este tipo de enclaves.

Son frecuentes los enclaves, a veces mal definidos de plagioclasa y biotita de grano fino y tono gris claro, en general entre 1 y 3 cm., aunque puntualmente pueden alcanzar 7 cm.

Más escasos son los enclaves surmicáceos en general comprendidos entre 1 y 3 cms.

Se han observado también, si bien con poca frecuencia, enclaves metasedimentarios, principalmente esquistos y metaareniscas, con tamaños en general comprendidos entre 2 y 5 cms., aunque pueden llegar a alcanzar los 10 cms., y mucho más raramente enclaves de leucogranitos foliados tanto aplitoídes como de grano grueso biotíticos, de hasta 20 cms. En estos últimos casos se ha observado la presencia de una corona feldespática alrededor del enclave.

Ocasionalmente estos granitoides contienen enclaves de cuarzo subesféricos a elipsoidales cortos de hasta 5 cms. Así mismo son muy escasas pero se pueden observar algunas bolsadas pegmatoides con tamaños entre 8 y 20 cms.

Presentan algunos escasos diques asociados de pegmatitas con grandes láminas de biotita y pegmoaplitas y aplitas con moscovita y turmalina.

Petrográficamente, son granitoides de textura heterogranular constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se observan sobre todo apatito, circón y minerales opacos. Puntualmente se pueden observar moscovita y cordierita (transformada a micas blancas y verdes) en proporciones accesorias. Los minerales secundarios más frecuentes son moscovita y minerales opacos de transformación de biotita y sericita de alteración de plagioclasis.

La plagioclasa a menudo es subidiomorfa y presenta zonados tanto continuo normal como oscilatorio. Ocasionalmente incluye biotita de pequeño tamaño a veces idiomorfa. A veces presenta fracturas llenas de cuarzo y feldespato potásico.

El feldespato potásico con frecuencia presenta macla en enrejado.

Ocasionalmente se observan intercrecimientos mirmecíticos de plagioclasa con cuarzo en el borde de un cristal de plagioclasa en contacto con feldespato potásico.

Las biotitas suelen tener inclusiones de apatito y circón; este último con halos negros pleocroicos. Ocasionalmente son idiomorfas.

En las zonas afectadas por deformaciones de cizalla dúctil-frágil tardihercínica las biotitas presentan en los bordes coronas de alteración a moscovita y opacos finos.

La cordierita es muy escasa y donde se observa es subidiomorfa y está totalmente transformada en micas blancas y verdes.

Los enclaves microgranulares oscuros presentes en estos granitoides son de carácter tonalítico y están constituidos por plagioclasa, biotita y cuarzo, como minerales principales; mientras que en proporciones accesorias presentan minerales opacos y apatito. Su textura es intergranular.

Estas rocas presentan en amplias zonas una deformación de cizalla dúctil-frágil tardihercínica y presentan unas texturas con una foliación muy tendida (s), en su mayor parte buzando al Norte suavemente ondulada y unos planos de cizalla también inclinados al N. aunque buzando más que la anterior (c). Ambas estructuras planares producen el mismo tipo de deformación en bajo a muy bajo grado de metamorfismo en la roca y retrogradan las biotitas en los bordes a moscovita y minerales opacos. Por otra parte da lugar a que los cuarzos sean elongados, con extinción ondulante y en casos más extremos a una fuerte división en subgranos y a la generación de cuarzos acintados (ribbons). Su significado será discutido con más detalle en el capítulo de tectónica.

De estas zonas deformadas se pasa gradualmente a otras poco o nada deformadas.

3.2.5. Leucoadammellitas porfídicas (12)

Están representadas únicamente por un macizo situado en el sector N. de la Hoja, al NE. del Convento de Piélagos, y son cortadas por la carretera de El Real de San Vicente a Navamorcuende.

Se trata de leucoadammellitas en tránsito a leucogranitos con biotita, de grano fino, porfídicos. La matriz es plagiomorfa.

Los megacristales son de feldespato potásico, idiomorfos a subidiomorfos, con un tamaño entre 2 y 3 cms. y a veces 4 cms. Sus límites están bien contrastados con la matriz.

Se observan cuarzos individualizados subidiomorfos dispersos de entre 3 y 6 mm.

La biotita ocasionalmente se presenta en plaquitas milimétricas idiomorfas.

Los enclaves son escasos, habiéndose observado algún enclave surmicáceo de 1 a 2 cms., así como de leucogranitos de grano grueso no porfídico foliado, biotítico con moscovita y de leucogranitos aplítoides.

Los enclaves microgranulares oscuros son muy escasos y no sobrepasan los 3 cm.

Presentan una foliación asociada a una cizalla tardihercínica frágil-dúctil.

Al microscopio están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En proporciones accesorias contienen moscovita, minerales opacos, circón y apatito. Ocasionalmente se observa cordierita accesoria, subidiomorfa totalmente transformada a moscovita y micas verdes.

Los megacristales son de feldespato potásico.

La matriz es microporfídica con fenocristales idiomorfos de plagioclasa, en general con zanado continuo normal y oscilatorio. Presenta microfracturas llenas de cuarzo y feldespato potásico.

El feldespato potásico de la matriz muestra con frecuencia macla en "enrejado".

La biotita incluye apatito y circón, este último con desarrollo de halos negros pleocroicos. Muestra coronas de moscovita y minerales opacos finos, de retrogradación debida a la deformación tardihercínica.

3.2.6. Leucogranitos de grano fino (13). Facies microporfídicas (13')

Se han cartografiado en su mayoría en el sector centro norte de la Hoja. En el sector O. se encuentra un pequeño afloramiento de leucogranitos de grano fino en facies microporfídica (13') que continua en la vecina Hoja de Navalcán (601).

La facies común (13), está constituida por leucogranitos de dos micas, con predominio de la moscovita, de grano fino y raramente de grano medio, a veces con cierta tendencia microporfídica. En este último caso presenta algunos fenocristales subidiomorfos de 3 a 5 mm. de plagioclasa, biotita y cuarzo.

Están generalmente foliados con mayor o menor intensidad debido a una cizalla dúctil-frágil tardihercínica.

Al microscopio están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales principales; aunque ésta última localmente puede ser accesoria. En proporciones accesoriales contienen principalmente minerales opacos y con menos frecuencia circón, apatito y turmalina.

El feldespato potásico presenta muy a menudo macla en "enrejado".

La plagioclasa presenta ocasionalmente intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo, e inclusiones de "gotas" de cuarzo. En algunos casos tiene microfracturas llenas de cuarzo.

La biotita en algunos casos incluye apatito y circón (en este último caso con halos negros pleocroicos). Suele presentar coronas de moscovita y minerales opacos finos en los bordes por retrogradación en relación con la deformación tardihercínica.

Las facies microporfídicas que afloran en el borde O. de la Hoja, son también leucogranitos de dos micas de grano fino con textura microporfídica. Presentan fenocristales de feldespato subidiomorfos de 3 a 7 mm. y algunos de cuarzo idiomorfos de 3 a 4 mm. Ocasionalmente presentan megacristales de feldespato dispersos con tamaños entre 1 y 2 cms. y muy raramente hasta 4 cms.

Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales y en proporciones accesoriales por apatito, minerales opacos y circón.

3.3. ROCAS FILONIANAS

3.3.1. Leucogranitos de dos micas de grano fino (1)

Se han cartografiado, exagerándolos, algunos diques de este tipo, cuya potencia no supera los 10 m. y cuya dirección va aproximadamente E-O.

Se trata de leucogranitos aplítoides de 2 micas de grano fino. En ocasiones presentan texturas microporfídicas con fenocristales de feldespato y cuarzo desde 3 mm. hasta 1 cm.

Presentan puntualmente facies pegmaplíticas en las cuales hay cavidades micromiarolíticas con cuarzo, feldespato, moscovita, turmalina y a veces biotita.

Se observan también algunas facies pegmatíticas, relacionadas, con cuarzo, feldespato y moscovita.

Al microscopio estas rocas están constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente y en menor proporción (llegando a ser accesorios) moscovita y biotita. En proporciones muy accesoriales contienen minerales opacos.

El feldespato potásico en algunos casos presenta abundantes intercrecimientos de cuarzo en "gotas" y micrográficos.

La biotita suele tener tendencia acicular.

3.3.2. Pórfidos granítico-adamellíticos (2)

Se han cartografiado algunos diques de pórfidos granítico-adamellíticos en el sector NO. de la Hoja, principalmente al O. del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente, encajando en las adamellitas biotíticas + moscovita de grano medio grueso porfídicas (11) y algunos pequeños diques que encajan en los mismos materiales metamórficos y granitoides sincinemáticos de este afloramiento.

Su potencia máxima varía entre 5 y 15 m., siendo en general subverticales. Su dirección preferente es NE-SO.

En una matriz de grano fino y tono relativamente oscuro presentan fenocristales, con una textura seriada, de feldespato, cuarzo y biotita. Los primeros, son idiomorfos y varían desde 3 ó 4 mm. a 3,5 cms.

Son frecuentes los cuarzos idiomorfos de 4 a 7 mm. pudiendo alcanzar puntualmente 1 cm.

Los fenocristales de biotita varían entre varios milímetros y 1 cm. y siendo en ocasiones idiomorfos.

Se han observado algunos enclaves microgranulares oscuros de hasta 5-6 cms. Por otra parte contienen algunos enclaves micáceos de 2 a 4 cms. y de metasedimentos de hasta 8-10 cms.

Localmente están afectados por bandas de cizalla dúctil frágil tardihercínicas, que generan una foliación y cuarzos acintados (ribbons).

Al microscopio presentan una matriz afanítica en general microcristalina, si bien en algun caso es criptocristalina, constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y en algunos casos moscovita como minerales principales. Como minerales accesorios suelen tener minerales opacos, círcón y apatito.

En esta matriz se distribuyen fenocristales a menudo idiomorfos de plagioclasa y cuarzo sobre todo, pero también de feldespato potásico y biotita

Los fenocristales de cuarzo en ocasiones presentan "gollos de corrosión".

El feldespato potásico suele presentar macla en "enrejado".

Los fenocristales de plagioclasa son a menudo idiomorfos y presentan un zonado continuo normal.

Son frecuentes los intercrecimientos micrográficos de cuarzo y feldespato y en menor proporción de cuarzo y plagioclasa, así como la inclusión de gotas de cuarzo en plagioclasa.

En algunos casos son muy abundantes las texturas granofídicas de cuarzo-feldespato potásico alrededor de plagioclasa.

La biotita se presenta de distintas maneras: como plaquitas idiomorfa, como cristales aciculares y a veces en agregados.

En ocasiones incluye apatito y círcón (éste último con halos negros pleonóicos).

La moscovita, cuando abunda, parece tardía y está en agregados a veces radiados.

Con alguna frecuencia aparecen cristales de cordierita subidiomorfos totalmente transformados a micas blancas y verdes.

Se observan algunos enclaves surmicáceos constituidos por biotita y minerales opacos así como otros posiblemente metamórficos constituidos por biotita + cordierita + plagioclasa + cuarzo.

En varios casos se ha observado la presencia de enclaves constituidos por agregados de micas (biotita, clorita) y granates alotriomorfos, reaccionales, de carácter xenolítico.

En algunos puntos de estos diques están afectados por deformación de cizalla dúctil-frágil tardihercínica, observándose el desarrollo de una foliación en la matriz, que rodea a los fenocristales, así como el acintamiento y fuerte extinción ondulante de los fenocristales de cuarzo.

3.3.3. Cuarzo (3)

Al igual que los diques anteriores, todos los diques de cuarzo están exagerados en la cartografía, pues ninguno de ellos sobrepasa los 10 m. de potencia.

Suelen llenar fracturas tardihercínicas, algunas de las cuales han sido parcialmente reactivadas en tiempos alpinos, por lo cual en ocasiones aparecen brechificados.

En su mayoría llevan direcciones comprendidas entre NE-SO y NNE-SSO., con buzamientos subverticales, siendo mucho más raros los que llevan direcciones NNO-SSE.

3.4. METAMORFISMO

3.4.1. Metamorfismo regional

Los afloramientos de rocas metamórficas, tanto metasedimentarias, como metagraníticas (principalmente granitoides sincinemáticos hercínicos) que se encuentran en la Hoja de Navamorcuende han sufrido una evolución metamórfica monocíclica, ligada al desarrollo de la colisión hercínica. No se han encontrado evidencias de metamorfismo regional más antiguo.

Las asociaciones minerales características, tanto de los metasedimentos como de los meta-granitos sincinemáticos, existentes en la Hoja, indican que este sector experimentó un máximo térmico en condiciones de medio alto grado, que llegó a alcanzar localmente condiciones que sobrepasaron el límite de estabilidad de la moscovita, estabilizando ortosa silimantita, similar al sufrido por amplias zonas del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991 a y b).

El pico térmico debió tener lugar en un rango termobarométrico perteneciente a la parte de alta T de la facies de las anfibolitas, sin haberse alcanzado la facies de las granulitas ni superado unos valores de presión intermedios.

La intensa recristalización ligada al máximo térmico, unida a un posterior efecto del metamorfismo de contacto, ha obliterado en buena medida las paragénesis previas, conservándose únicamente algunos minerales relictos. No obstante por comparación con otras áreas similares del Sistema Central, y en general de niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales se puede pensar que la evolución metamórfica tuvo lugar en tres etapas de recristalización. Estas etapas han sido denominadas previamente M_1 , M_2 y M_3 (BELLIDO *et al.*, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983; ARENAS *et al.*, 1991 a y b) y forman parte de un único ciclo metamórfico.

La etapa inicial M_1 , sería contemporánea de la primera fase deformativa (D_1) y parte de la segunda (D_2), durante las cuales se desarrolla el engrosamiento cortical. Durante esta etapa las litologías fueron sometidas a un metamorfismo creciente y a un enterramiento progresivo. De la misma solo se ha conservado en los afloramientos citados en el área de la Hoja, algunos granates relictos y una buena parte de la silimanita que es paralela a la foliación principal (S_2) y que en algunos casos la define.

En algunos puntos de la Sierra de San Vicente y otros afloramientos metamórficos, se observa la existencia de granates previos a la foliación principal (probablemente S_2) como fué puesto de manifiesto por CASQUET (1975), que a veces se muestra claramente definida por la orientación de haces de sillimanita que rodean a los granates.

Por otra parte en áreas vecinas del Macizo de la Cañada BELLIDO *et al.* (1991 b) citan la existencia de paragénesis de grado medio con estaurolita y granate y otros autores (LÓPEZ RUÍZ *et al.*..., 1975; BELLIDO *et al.*..., 1991 c) la existencia en litologías semipelíticas de minerales relictos de M_1 como distena, estaurolita y granate blindados en otros minerales pertenecientes a M_2 (cordierita, feldespatos, etc.).

De este modo, parece posible un régimen bárico de media P/T para M_1 llegando a alcanzar la facies de las anfibolitas almandínicas, como ha sido descrito por ARENAS *et al.* (1991 a y b) para otras áreas del Sistema Central.

La etapa metamórfica M_2 tiene lugar entre el final de D_2 y momentos posteriores a D_3 y es esencialmente posterior al engrosamiento cortical. Durante la misma se produce una cierta relajación bárica y se alcanzan los valores altos de temperatura.

Las paragénesis llegan a alcanzar la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas (moscovita "out").

La migmatización de los metasedimentos pelítico arenosos y metagranitos debió comenzar al final de D_2 alcanzando las mayores tasas de fusión parcial durante el picotérmico. Este se debió alcanzar después de D_3 , pues las anatexitas un poco más extendidas están desestruturadas y en ellas permanecen relictas foliaciones plegadas anteriores.

Las asociaciones minerales de M_2 para los metasedimentos pelítico arenosos y metagranitos son:

- * Cuarzo + feldespato potásico + plagioclase + biotita + sillimanita + cordierita
- * Cuarzo + plagioclase + biotita + cordierita + sillimanita + feldespato potásico

En estas asociaciones la sillimanita (fibrosa o prismática) define una foliación principal, a menudo relictiva y en ocasiones está incluida en plagioclase, feldespato potásico y cordierita. Se ha observado andalucita en algunos puntos pero su relación con esta etapa no está clara pudiendo estar ligada al menos en parte a metamorfismo de contacto.

En litologías calcosilicatadas se observan la siguiente asociación mineral:

- * Cuarzo + plagioclase + clinopiroxeno (diópsido) + esfena + granate + anfíbolo + biotita + phehnita + feldespato potásico

Los granates son a menudo intergranulares con tendencia poiquiloblástica, lo mismo que ocasionalmente el anfíbolo.

En todos los afloramientos metamórficos presentes en la Hoja, se observa una etapa metamórfica que sigue a las anteriores (M_3), que continua la tendencia a la descompresión y enfriamiento iniciada al final de M_2 , coincidiendo su final con el final del metamorfismo regional. Durante esta etapa se produce una generación de blastos de moscovita tardiós, a veces poiquiloblásticos, que a menudo incluyen sillimanita, así como a veces andalucita, y una retrogradación de biotitas a cloritas, plagioclasas a sericitas y en menor proporción a epidota clinozoisita, y cordierita a sericitas y pinnita.

3.4.2. Metamorfismo de contacto.

Las adamellitas biotíticas tardicinemáticas mayoritariamente representadas en la Hoja de Navamorcuende, desarrollan una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a la totalidad de los afloramientos metamórficos existentes en la misma.

Este efecto inducido por la intrusión de los granitoides se traduce en una recristalización granoblástica de los minerales previos como cuarzo, feldespatos y biotita y neoformación de biotita y moscovita, a veces poiquiloblásticas, así como andalucita a menudo subidiomorfa en los metasedimentos pelítico-arenosos y metagraníticos.

En algunos puntos se ha observado cordierita idiomorfa que en parte podría haberse generado por metamorfismo de contacto.

A menudo es difícil separar los efectos de este metamorfismo de los de la etapa M_2 del metamorfismo regional, debido al carácter básicamente estático de éste.

3.5. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

A continuación se describen las características geoquímicas de las siguientes rocas analizadas durante la realización de la presente hoja geológica: una muestra de gabros (nº 10 de la leyenda geológica); una muestra de adamellitas (monzogranitos) biotíticas con \pm moscovita \pm cordierita, de grano fino-medio, con megacristales de feldespato dispersos (7); 5 muestras de adamellitas (monzogranitos) biotíticas con \pm moscovita, de grano medio-grueso, porfídicos (11); una muestra de sílex bandeados y/o areniscas silicificadas (16). En la tabla 3.1 se muestran los resultados analíticos de mayores, menores y trazas de las referidas muestras.

Según el principio de saturación de la alúmina (SHAND, 1972) estos granitoides muestran una clara relación A/CNK (moles Al_2O_3)/[moles($CaO + Na_2O + K_2O$)] superior a 1, a excepción de la muestra MP-9094 (16) que es 0.96, por lo que, según la subdivisión propuesta por dicho autor, corresponden a granitos peraluminosos ($A > CNK$). Los valores de la relación A/CNK varían de 1.12 a 1.27; la muestra MP-9065 (16) no corresponde a un granito y su relación es de 1.54. Por otra parte, todas ellas, a excepción del gabro, presentan corindón normativo entre 2.41 y 3.25%.

La figura 3.1 muestra como estos granitos se proyectan en el campo correspondiente a los granitos tipo-S (CHAPPELL y WHITE, 1974). La muestra MP-9094 (16) con SiO_2 52.99 y A/CNK=0.96 quedaría fuera del campo mostrado por el diagrama de la figura 2.1 y correspondería a un granito tipo-I (metaluminoso). En esta clasificación con marcada asignación genética (granitos metasedimentarios-S e igneos-I) se debe tener presente que los granitos peraluminosos pueden representar puntos de convergencia a partir de diversos procesos de evolución por cristalización fraccionada de magmas metaluminosos ($CNK > A > NK$) (CAWTHORN et al..., 1976).

En el diagrama de A-B de DEBON y LE FORT (1988) (fig. 3.2) las muestras correspondientes a las adamellitas se sitúan en el dominio peraluminoso del diagrama formando una asociación alumínica distribuida por los sectores III ($bi \pm anf$), II ($bi > ms$) y I ($ms > bi$). La muestra correspondiente al gabro queda en el dominio metaluminoso del diagrama.

Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color expresado como porcentaje en peso [$B = (Fe + Mg + Ti) / 5.55$], se pueden distinguir tres subtipos (DEBON y LE FORT, 1988): leucocráticos ($B < 7\%$), subleucocráticos ($7\% < B < 10\%$) y melanocratos ($B > 10\%$). Las rocas de composición adamellítica con valores de $B / 5.55$ entre 9.999% (MP-9031) y 20.5% forman parte de un subtipo mesocrático; la muestra MP-9094 con un valor de 26% corresponde también a un subtipo mesotáctico (fig. 2.3). A su vez estos granitos muestran una relación de alcalinidad $K / (Na + K)$ entre 0.30 (MP-9094) y 0.50 (MP-2120) por lo que se pueden clasificar como términos de una asociación sódica y sodico-potásica (fig. 3.3) que evoluciona según una tendencia sílico-potásica (fig. 3.3).

En base a los criterios clasificadores expuestos anteriormente, las adamellitas formen parte de una asociación fuertemente aluminosa ($A > 10$), mesotáctica y sódica a sodico-potásica dan una tendencia evolutiva sílico-potásica (fig. 2.3). La muestra (MP-9094), correspondiente al gabro es metaluminosa, mesocrática y formaría parte de una asociación sódica; presumiblemente sin conexión magmática con el resto de muestras y afiliación genética con los granitos-I.

En el diagrama SiO_2 frente a $\log Ca / (Na_2O + K_2O)$ de la figura 3.4 las muestras se sitúan en el dominio correspondiente a las series calcoalcalinas (CA) de áreas orogénicas compresivas. Otro tanto ocurre en el diagrama $\log (K_2O + MgO)$ frente a SiO_2 de la figura 3.5.

En los diagramas de variación lineal (tipo Harker) de la figura 3.6 se han representado algunos de los elementos traza que muestran una mejor correlación respecto de la sílice. Tal como se muestra en dicha figura, elementos tales como Cu, V, Nb, Zr, B y Sr disminuyen con el grado de diferenciación marcado por SiO_2 . El Rb por su parte presenta un incremento respecto de la sílice. Todas las muestras correspondientes a las adamellitas representan tipos de una misma secuencia magmática, en la que probablemente la cristalización fraccionada de plagioclasa, tal como muestra la disminución de Sr respecto de Rb (fig. 3.6), y de biotita (diagrama Rb-Ba, fig. 3.6) parece controlar el proceso de fraccionación.

Por lo que respecta a los diagramas discriminatorios de marco geotectónico (PEARCE et al..., 1984) la asociación adamellítica muestra contenidos relativamente altos en Mb que los sitúan en el campo correspondiente a los granitos de intraplaca (WPG) de la figura 3.7 A y B, aunque próximos al de los granitos sin-colisionales. En el diagrama SiO_2 -Rb (fig. 3.7 C) se localizan preferentemente en el campo de los sin-colisionales (syn-COLG). Por otra parte, en los diagramas normalizados de la figura 3.8 las muestras correspondientes a las adamellitas, se comparan con los espectros de granitos conocidos como post-colisionales (Tibet, Yunnan y Barousse) (fig. 3.8 B). En ambos casos, las muestras aquí estudiadas presentan un ligero enriquecimiento en Rb y Nb, con respecto a los granitos tipo utilizados; quizás el espectro correspondiente a los sin-colisión sea el que más se adapte a la asociación adamellítica de la presente hoja, aunque siguen persistiendo diferencias (enriquecimiento) respecto al Nb principalmente.

	10	7	11	11	11	11	11	12	16
	MP-9094	MP-2120	MP-9322	MP-9014	MP-9019	MP-9119	MP-9111	MP-9031	MP-9065
SiO ₂	52.99	67.75	69.91	64.90	65.80	66.92	67.60	71.48	83.10
Al ₂ O ₃	16.53	14.94	19.81	16.34	15.88	15.86	15.83	14.77	8.50
Fe ₂ O ₃	8.93	5.06	3.19	5.34	5.16	4.38	4.01	2.73	1.87
MgO	8.99	134	0.97	1.52	1.53	1.23	1.24	0.65	0.50
CaO	6.96	2.01	1.96	3.10	3.18	2.74	2.84	1.39	0.39
Na ₂ O	1.95	2.50	2.86	3.04	2.88	2.96	2.74	2.99	1.38
K ₂ O	1.28	3.76	3.93	3.28	3.39	3.54	3.44	4.33	2.33
TiO ₂	0.77	0.77	0.54	0.74	0.74	0.59	0.51	0.41	0.39
MnO	0.12	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.01
P ₂ O ₅	0.13	0.34	0.19	0.32	0.30	0.31	0.34	0.18	0.07
TOTAL	98.65	98.52	98.35	98.63	98.91	98.58	98.61	98.96	98.54
Li	49	73	98	74	61	76	101	76	47
Rb	53	231	254	205	194	209	244	283	93
Ba	241	687	482	562	690	705	514	563	725
Sr	328	170	110	206	183	230	171	99	112
Be	2.9	3.4	3.2	2.9	2.7	3.5	4	2.8	-
La	33	44	47	46	43	22	29	35	38
Ce	41	97	65	83	73	47	53	60	80
B	147	63	37	94	61	60	47	40	16
Bi	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Y	22	21	18	29	28	17	18	18	6.8
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	93	244	161	254	224	196	129	205	341
Nb	53	45	37	54	47	51	43	35	35
Ni	58	<5	<5	7	<5	<5	<5	6	<5
Co	40	7.6	<5	11	9.6	5.6	6	<5	<5
Cr	480	24	11	32	29	21	24	27	34
V	139	45	27	50	51	46	38	17	25
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<10	<10	12	<10	11	<10	<10	<10	<10
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cu	32	21	9	20	16	18	14	7	14
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	22	20	15	15	<10	16	24	10	10
Zn	77	94	56	104	84	102	79	53	22
Pb	24	52	53	46	47	55	44	44	12

Tabla 3.1.10: Gabros; 7: Adamellitas (monzogranitos) biotíticas con \pm moscovita \pm cordierita, con megacristales de feldespato dispersos; 11: Adamellitas (monzogranitos) biotíticos con \pm moscovita, de grano medio-grueso, porfídicos; 12: Leucoadamellitas (monzogranitos) porfídicas; 16: Silex bandeados y/o areniscas silicificadas.

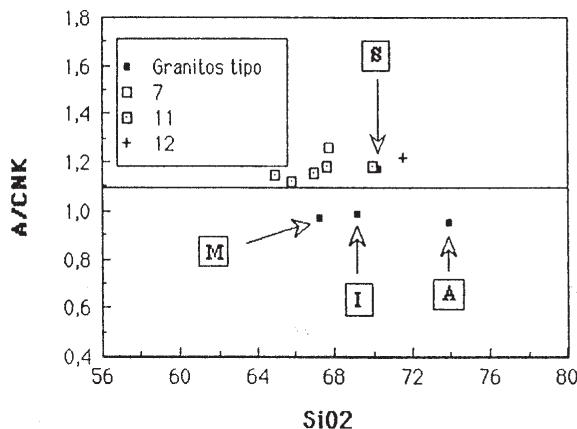


Fig. 3.1 . Diagrama SiO_2 frente a A/CNK (moles de Al_2O_3 / moles ($CaO+K_2O+Na_2O$)). La línea correspondiente a $A/CNK = 1,1$ separa los campos correspondientes a granitos tipo S e I (CHAPPELL y WHITE, 1974). Los puntos marcados por flechas corresponden a muestras representativas de granitos tipo I, S, A y M (según valores de WHALEN *et al...*, 1987). Leyenda diagrama: los números corresponden a muestras pertenecientes a los términos de la leyenda geológica indicados.

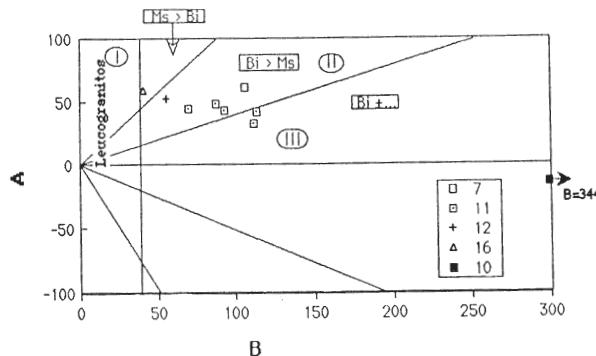


Fig. 3.2 . Proyección en el diagrama $A = Al-(K+Na+2Ca) / B = Fe+Mg+Ti$ (expresado en millicationes (10^3 atomo-gramos) por 100 g de roca, DEBON y LEFORT, 1988) de las rocas graníticas analizadas (Tabla 3.1).

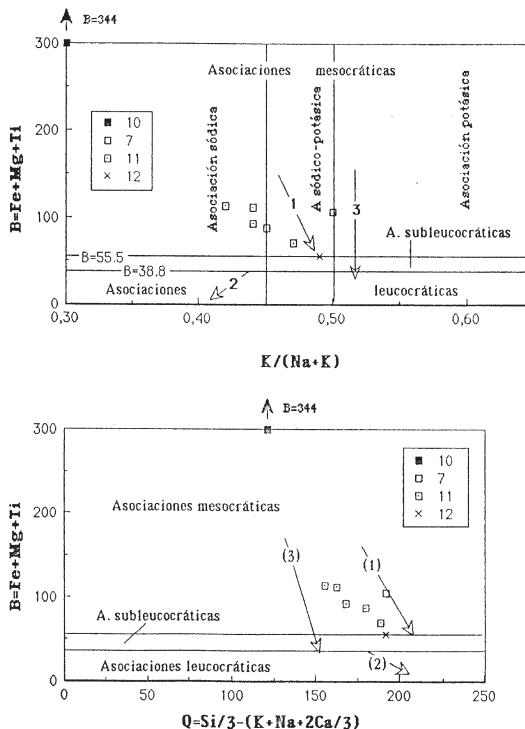


Fig. 3.3 . Diagramas de clasificación de asociaciones alumínicas usando B como una función de Q y K/(Na+K) expresado en miliciones por cada 100 g de roca. Las flechas muestran las evoluciones teóricas: silico-potásico (1), silico-sódico (2) y siliceo (3) (según DEBON Y LEFORT,1988).

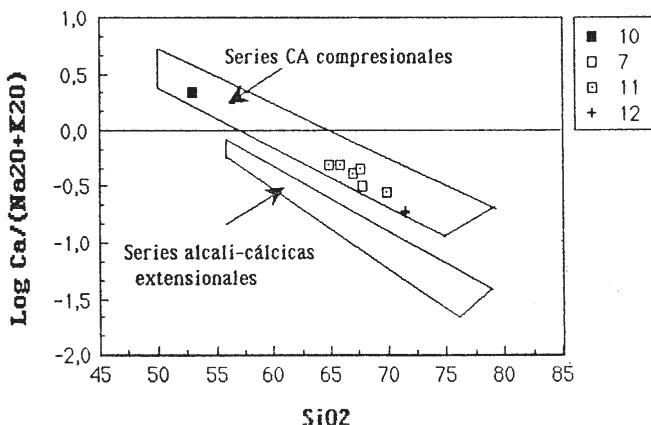


Fig. 3.4 . Diagrama SiO₂ frente al Log de la relación de calco-alkalinidad (Ca/(Na₂O+K₂O))). Se muestran los campos correspondientes a series calcoalcalinas (CA) compresivas y series alcali-cálcicas extensionales (modificado de BROWN, 1982).

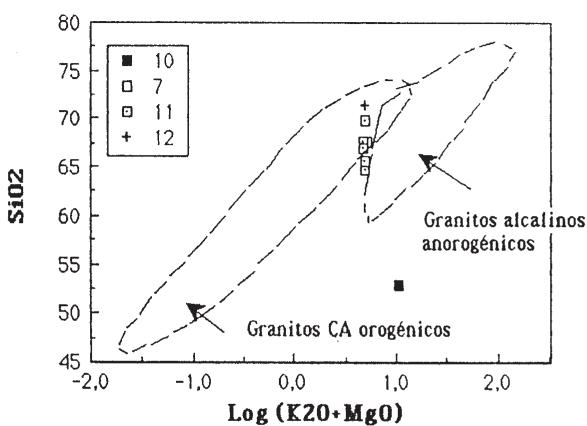


Fig. 3.5 . Diagrama Log (K₂O / MgO) frente a SiO₂ en el que se muestran las rocas estudiadas y los campos correspondientes a granitos calcoalcalinos orogénicos y granitos alcalinos anorogénicos. La delimitación de los campos según ROGERS y GREENBERG (1981).

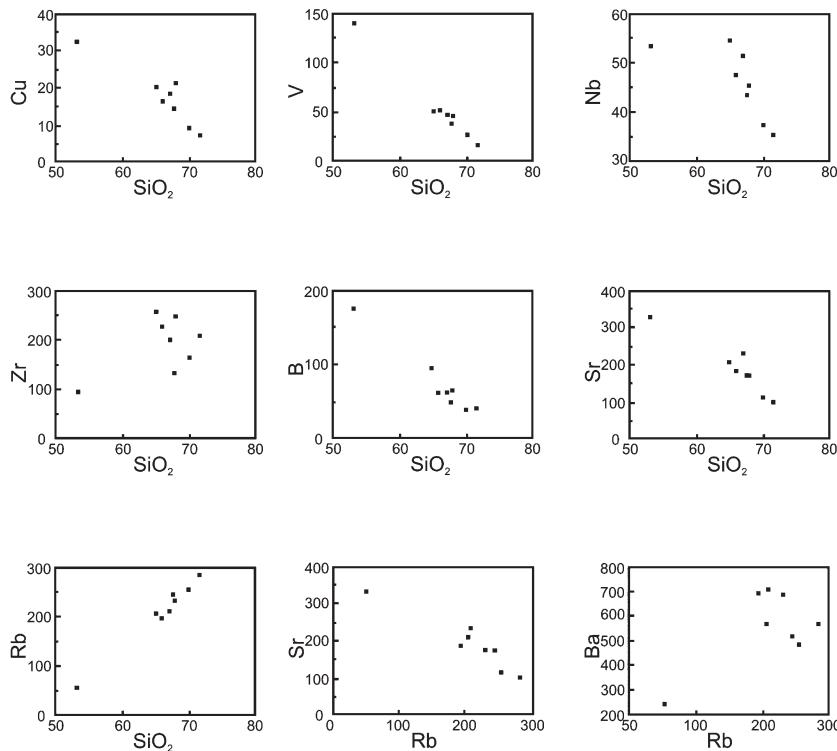


Fig. 3.6 . Diagramas de variación lineal de Cu, V, Nb, Zr, B, sr y Rb frente a SiO_2 , y de Sr y Ba frente a Rb.

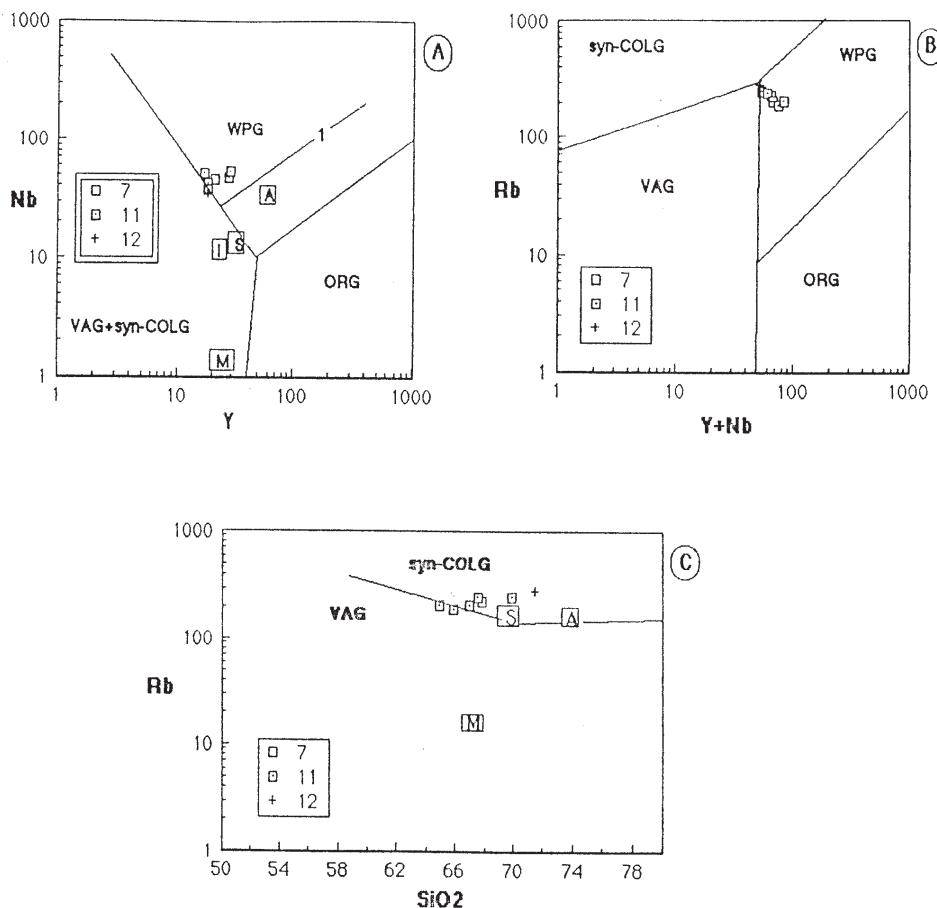


Fig. 3.7 . Diagramas discriminatorios Y / Nb (A), $Y+Nb / Rb$ (B) y SiO_2 / Rb (C) para granitos sin-colisión (syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intraplaca (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (Fig. 2.7a) representa el límite composicional superior para ORG de segmentos anómalos de dorsal (según PEARCE *et al.*, 1984). Las letras en recuadros representan el punto de proyección de diferentes granitos (tipos I, S, A y M) según valores de WHALEN *et al.* (1987).

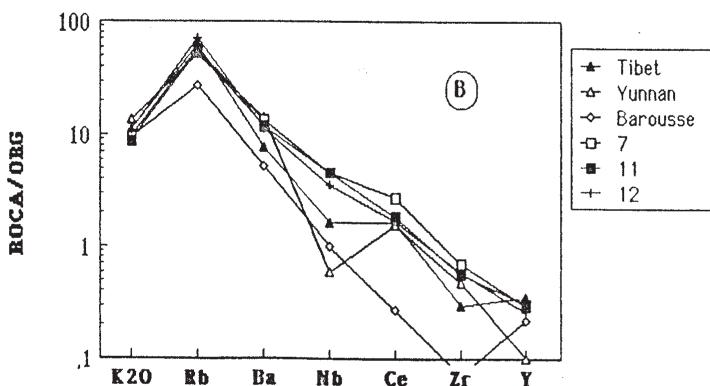
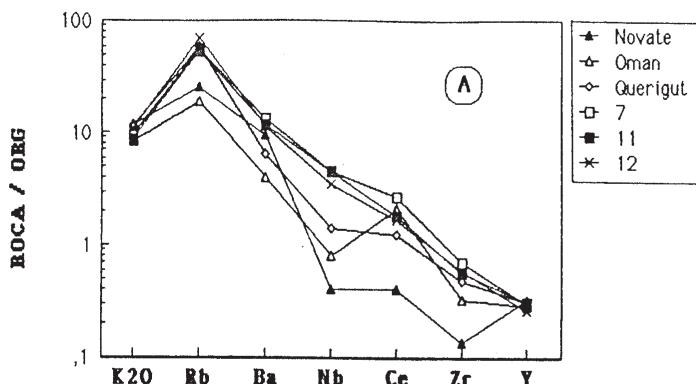


Fig. 3.8 . A) Diagrama normalizado (ORG) de las muestras analizadas para comparar con muestras tipo de granitos post-collisionales (Novate, Oman y Querigut). B) Idem. anterior en el que se han representado muestras de granitos sin-collisionales (los valores de las muestras tipo se han tomado de PEARCE *et al.*, 1984).

4. TECTÓNICA

En el área comprendida en la Hoja de Navamorcuende se reconocen los efectos de las orogenias Alpina y Hercínica. La primera afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento granítico metamórfico en bloques. Su principal reflejo en la Hoja es la existencia de un bloque levantado en la mitad NO. de la Hoja (Bloque de Piélagos) y un bloque hundido en la mitad SE. perteneciente a la Depresión del Tajo. Así mismo se observan levantamientos y hundimientos diferenciales de bloques menores, con dirección NE-SO en el bloque levantado, atribuibles también a la Tectónica Alpina. A estos bloques se adaptan mediante fallas y ocasionalmente pliegos los sedimentos terciarios. La Orogenia Alpina es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno, habiendo funcionado la mayoría de las fallas que lo limitan en régimen inverso. La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos y metamórficos que afectan a los materiales preordovícicos existentes en la Hoja, así como de los eventos ígneos que dan lugar a la intrusión de la gran extensión de granitoides existente. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores, tanto en materiales metasedimentarios como ortoderivados (metagranitos) en la Hoja.

4.1. OROGENIA HERCÍNICA

La intensidad de los procesos metamórficos sufridos por los materiales metasedimentarios y ortoderivados presentes en la Hoja dificulta la caracterización precisa de las diversas etapas deformativas que les afectan. No obstante en la Hoja y en regiones vecinas se han reconocido tres fases principales de deformación, dos de replegamiento suave y varias de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación solo afectan a las rocas metamórficas ortoderivadas (metagranitos) y paraderivadas (metasedimentos) que constituyen los afloramientos de la Sierra de San Vicente, Castillo de Bayuela, Cervera de los Montes, Pepino, Nuño Gómez, San Román de los Montes y otros menores; mientras que la mayoría de las rocas granitoides solo están afectadas por las últimas.

4.1.1. Primera fase de deformación (D_1).

El área de la Hoja de Navamorcuende pertenece al Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro-Ibérica, definido por DÍEZ BALDA *et al.* (1990). En este dominio la primera fase de deformación hercínica genera pliegues subverticales de gran longitud de onda, con una foliación (S_1) asociada paralela a su plano axial.

Esta foliación está modificada y reorientada por las deformaciones posteriores, que en el área de esta Hoja llegan a borrarla totalmente.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D_2).

En este sector, como en algunos otros del Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990) se reconoce una segunda fase de deformación que origina nuevas estructuras que se sobreimponen a las de D_1 introduciendo en las rocas una deformación intensa y una textura que borra a las ya existentes.

Se caracteriza por la generación de anchas zonas de cizalla subhorizontales que afloran exclusivamente en la parte N. del dominio, en general en núcleos de antiformes de tercera fase (DÍEZ BALDA *et al...*, 1990). En estas áreas desarrolla pliegues menores fuertemente asimétricos, así como "pliegues en vaina" (sheath folds) que afectan a la primera foliación (S_1) y desarrollan una nueva foliación subhorizontal (S_2). A esta etapa de deformación se puede atribuir en su mayor parte la foliación más penetrativa encontrada en los afloramientos metamórficos de la Sierra de San Vicente y otros de la Hoja, que probablemente ha borrado a la foliación anterior (S_1) que debieron tener estas rocas. Esta foliación debió de generarse en condiciones de sillimanita pues en muchos casos es este mineral el que define la foliación rodeando a minerales previos (feldespatos, turmalina, granate, etc.).

En relación con D_2 se desarrollan fábricas planolineares, subparalelas a los contactos litológicos y rocas miloníticas con presencia de una lineación muy marcada sobre el plano de foliación. Esta lineación se corresponde con un fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato (en los leucogranitoides de dos micas, porfidicos, sincinemáticos de la Sierra de San Vicente), así como de cantos cuarcíticos (microconglomerados en la carretera de Navamorcuende a Almendral de La Cañada). Por otra parte se observa una marcada orientación de agregados biotíticos y de sillimanita, así como la presencia de cuarzos acintados (ribbon quartz).

La lineación mineral y de estiramiento sobre el plano de S_2 lleva en general direcciones NNO SSE con inclinaciones al N ó al S que varían fuertemente, entre 5 y 55°. Presenta también otras orientaciones debido a que está afectada por pliegues asociados a eventos deformativos posteriores.

Se observan en ocasiones pliegues de muy bajo ángulo entre flancos, a menudo afectando a venas de cuarzo, o niveles de silicatos cárnicos, en ocasiones boudinados y con charnelas disruptadas, cuyos ejes son subparalelos a la lineación mineral. La foliación principal es plano axial de los mismos.

A pesar de estos datos expuestos, la recristalización metamórfica posterior que llega a alcanzar condiciones de migmatización y la precariedad de los afloramientos, no permite descartar que la foliación principal que presentan estas rocas sea en algún caso S_{1+2} o incluso S_3 .

4.1.3. Tercera fase de deformación (D_3).

Los datos sobre esta fase de deformación son escasos, debidos en parte a la intensa recristalización metamórfica producida por M_2 , cuyo pico metamórfico es posterior a la misma.

No obstante parece que en los afloramientos metamórficos existentes en la Hoja se desarrolló una fase de replegamiento, probablemente retrovergente, de pliegues de ángulo entre flancos relativamente bajo (30°-60°), similar en parte a la descrita en zonas profundas del Sistema Central situadas al E. de este sector (MACAYA *et al...*, 1991; BELLIDO *et al...*, 1991 b y c; AZOR *et al...*, en prensa).

Estos pliegues afectan a S_2 y desarrollan una foliación de crenulación de plano axial, cuya dirección es variable, debido a plegamientos posteriores.

4.1.4. Fases de replegamiento tardías (D_4 y D_5).

Repliegan suavemente a las estructuras anteriores, originando pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con planos axiales subverticales.

Existen dos direcciones diferenciadas: una NNO-SSE y cuyos ejes varian entre subhorizontales e inclinados 20-30° al N. con el plano axial subvertical. Su geometría es de flancos muy abiertos.

La otra dirección es aproximadamente E-O a ESE-ONO, si bien muestra cierta dispersión de ejes entre N80E y N120E. La inclinación de los ejes varía entre 10° SE y 15° SO y su plano axial es también subvertical. Los pliegues son un poco más apretados que los de tendencia más norteada.

A lo primero de estas dos directrices (norteada) se le ha denominado en otros sectores del Sistema Central D_4 y a la segunda D_5 , si bien su relación en el tiempo no está clara y no se puede descartar su simultaneidad e incluso un orden temporal inverso (BELLIDO *et al...*, 1991 b y c). En la Hoja de Navamorcunde los datos parecen apoyar esta última hipótesis pues los pliegues de eje aproximadamente E-O parecen estar plegados por los de dirección más norteada.

4.1.5. Fracturación tardihercínica.

A continuación de las deformaciones dúctiles se genera una densa red de fracturación y algunos diques, que afecta a todos los materiales tanto ígneos como metamórficos de la Hoja en relación con las etapas tectónicas denominadas tardihercínicas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central (UBANELL, 1976, 1981, a y b, 1982; UBANELL y DOBLAS, 1988 a y b; DOBLAS, 1987, 1988, 1990 a y b, 1991; DOBLAS *et al...*, 1983, 1988; DOBLAS y RUBIO, 1989; DOBLAS y UBANELL, 1991).

Los movimientos tectónicos del ciclo alpino reactivaron una parte importante de las fracturas tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación dinámica. De este modo, a menudo existe la duda, ante fallas concretas que afecten a rocas metamórficas o granitoides, de si se trata de fallas tardihercínicas reactivadas o no, o de etapas alpinas neoformadas.

Para resolver en parte esta duda se deben tener en cuenta fracturas que estén ligadas a procesos relacionados con el final del magmatismo hercínico, como diques de pórfidos granítico adamellíticos, de leucogranitos de grano fino, cuarzo, etc. fracturas con deformaciones dúctil-frágiles asociadas.

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

a) Cizallas de carácter dúctil-frágil extensionales con movimiento hacia el S.

Tanto en el mapa geológico como en el esquema tectónico se han representado dos bandas de cizalla dúctil-frágil de estas características. Una está ubicada en el sector NE de la Hoja, y la otra en el O. de la misma, próxima a la localidad de Marrupe.

La primera lleva una dirección ENE-OSO en su borde E. y va pasando a E-O y a ONO-ESE, en su borde O. Está constituida por al menos dos bandas próximas de 1,5 m. a más de 5 m. de espesor de ultramilonitas dúctil fragiles con bandas de milonitas S/C afectando a los granitoides tardios.

La foliación milonítica en su parte E. varía entre N30-56E, buzando entre 25 y 40° SE. con una estria entre N150 y 162E inclinada unos 20° al SE. Todos los criterios cinemáticos (S/C, colas de presión asimétricas, cristales rotados, etc.) indican movimiento extensional hacia el SE. Hacia el O. la foliación milonítica va girando hacia E-O buzando entre 30 y 70° al S., pasando en su sector O. a direcciones entre N110 y 136E con buzamientos entre 50 y 80° SO. En este sector todos los criterios cinemáticos indican movimiento de desgarre senestro. La otra banda de cizalla dúctil frágil extensional hacia el S. de importancia se encuentra en el O. de la Hoja un poco al N. de Marrupe. Lleva una dirección general NE SO.

Está constituida por ultramilonitas a ultracataclasitas foliadas muy oscuras. La foliación milonítica está muy tendida, debido a lo cual ofrece una amplia anchura de afloramiento. Presenta estrias de dirección N170E inclinados 5° al S. Los criterios cinemáticos indican movimiento hacia el S.

Además de estas dos bandas mayores, se observa otras bandas menores dispersas tanto al E. como al O. del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente, con el mismo tipo de deformación y sentido de movimiento hacia el S., si bien su espesor varía entre 20 y 40 cms.

A algunas de estas cizallas DOBLAS y RUBIO (1989) y DOBLAS (1990 a) les atribuyen el carácter de dislocaciones antitéticas atípicas de un sistema extensional hacia el N.

b) Cizallas de carácter dúctil-frágil extensionales con movimiento hacia el N.

Se observa en el área de la Hoja la existencia de dos cizallas de estas características, una que afecta a los materiales del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente y a la mayoría de los granitoides tardihercinicos situados al E., y otra situada al SO. del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente que afecta a materiales similares.

La primera de estas bandas de cizalla fué denominada Zona de Cizalla de San Vicente y la segunda Zona de Cizalla de Segurilla-Cevera de los Montes, por DOBLAS (1988, 1990 a y b).

Se trata de una zona de cizalla frágil-dúctil distribuida, con un espesor mínimo de 3 Kms. (ver esquema tectónico de la Hoja). Esta cizalla se caracteriza por desarrollo principalmente de texturas S/C, observándose una foliación desarrollada en condiciones de bajo grado metamórfico (S) muy tendida (entre subhorizontal y buzando 5 a 15° en general), suavemente alabeada y planos C con una dirección predominante E-O (aunque ligeramente OSO-ENE, en su sector más al O. y ESE-ONO en su sector más al E), inclinados al N. en general entre 15 y 40°. En estos planos se observan estrias de dirección norteada, en general con direcciones entre N154E y N4E, con predominio de las direcciones en torno a N160E, e inclinaciones de 10 a 40° N.

El espaciado entre planos C varia en general entre 1 y 3 cms.

Se observan algunas bandas de ultramilonitas ultraclasitas foliadas negras que no sobrepasan los 40 cms. En ellas se observan cuarzos acintados (ribbon quartz) y a veces cuarzosas plegadas.

Todos los criterios cinemáticos (S/C, colas de presión asimétricas, fenocristales rotados, pliegues en venas de cuarzo, etc.) indican movimiento extensional hacia el N.

El ángulo entre S y C no sobrepasa nunca los 40°, lo que es coherente con su generación simultánea (textura S/C), ya que además viene apoyado por la similitud de deformación y metamorfismo en los planos S y C; puesto que en ambos se trata de deformación dúctil-frágil en condiciones de bajo grado, con retrogradación de biotita en los bordes a moscovita y minerales opacos.

La segunda de las bandas de cizalla citadas en este apartado, denominada Banda de Cizalla de Segurilla - Cervera de los Montes, es de características similares si bien su espesor observado es al menos de 1,5 Kms. Su dirección general va NE-SO y desarrolla texturas S/C donde los planos S están muy tendidos o buzan suavemente al N y los planos C van entre N40 y 50E buzando al N entre 30 y 40° en general. Sobre ellos se generan estriás cuya dirección varía entre N155 y 175E incluidas al N. Los planos C están espaciados entre 1 y 2 cms.

Todos los criterios sincinemáticos indican movimiento extensional hacia el N.

c) Cizallas de carácter dúctil-frágil de desgarre senestro y dirección ONO-ESE.

Superpuesta, en buena parte, a la cizalla extensional con movimientos hacia el S. y de desgarre senestro, antes descrita se observa una banda de cizalla de alrededor de 1 Km. de anchura en algunos puntos, de dirección ONO-ESE, subvertical de desgarre senestro.

Esta banda de cizalla desarrolla principalmente texturas S/C de desgarre vertical. En ella se observa en los granitoides tardicinemáticos, una foliación (S) de características similares a las antes descritas que rodea a los megacristales de feldespato y que lleva una dirección comprendida entre N140 y 165E, buzando de 45 a 80° E; y unos planos C generados simultáneamente, con direcciones entre N95 y 110E, subverticales, espaciados 1 a 2 cm. En estos planos C se observan estriás subhorizontales.

Los criterios cinemáticos (S/C, colas de presión asimétricas, etc.) indican movimiento de desgarre senestro.

Esta zona de cizalla fué denominada por DOBLAS (1988, 1990 a y b) Zona de Cizalla de Cerro Aguda-El Zahurdal.

d) Cizallas de carácter dúctil-frágil de desgarre dextro y dirección NNE-SSO.

Al NNE de Nuño Gómez, en el camino de esta localidad a Pelahustán, se han observado en dos puntos, bandas de cizalla de carácter dúctil frágil, con desarrollo de ultramilonitas y texturas S/C, con un espesor de 30 cms.

En ellas se observa que los granitos están afectados por una foliación (S) que lleva una dirección N140E, buzando al E, coetánea con planos C, cuya dirección varía entre N15 y 25E, buzando unos 60° al E. Estos planos C, muestran una estria subhorizontal.

Los criterios cinemáticos indican movimiento de desgarre dextral.

Ambas banditas puntuales están alineadas y podrían ser la misma.

e) Fallas NO-SE.

El contacto entre el borde O. del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente y las adamellitas tardihercinicas se realiza en buena parte mediante una fractura de dirección aproximada NO-SE, subvertical o buzando ligeramente al E.

Asociada a esta fractura se encuentran rocas de falla frágiles (cataclasitas) con ferruginizaciones en algunos puntos. Se han encontrado también algunas texturas S/C dúctil-frágiles, en las cuales los planos C llevan una dirección N160E, buzando 55° al E y su relación con los planos S parecen indicar falla normal con el labio E. hundido.

Esta fractura podría representar una falla de transferencia (transfer fault) ligada a las cizallas dúctil frágiles existentes en la Hoja, antes descritas.

f) Fallas ENE-OSO y NE-SO.

En todo el área del Bloque levantado de Piélagos, en la mitad NO. de la Hoja, se observa una red de fracturación principalmente ENE-OSO, con fracturas NE-SO asociadas; con frecuencia llenadas de cuarzo, que en buena parte se deben haber generado en tiempos tardihercinicos, posteriormente a las anteriormente descritas.

Estas fracturas presentan planos con direcciones entre N50 y 70E principalmente, aunque algunas van N30E y otras N80E; que buzan en su mayoría entre 65 y 85° al S, si bien en algunos casos se incluian valores entre 45 y 60° al S. y también con cierta frecuencia son verticales.

Las estrias que se observan en los planos, indican que han tenido componente de desgarre (a veces puro) y en la vertical.

Por criterios cartográficos, a gran y pequeña escala (diques desplazados) se deduce que tuvieron componente de desgarre dextro así como de falla normal con bloque S. hundido.

Existen unas fracturas de pequeña entidad, o megadiaclasas de dirección ONO-ESE, que no desplazan a éstas y que podrían ser conjugadas, teniendo en cuenta una componente de desgarre dextro.

La deformación asociada a estas fracturas es totalmente frágil, desarrollando cataclasitas y algunas bandas centimétricas de ultracataclasitas verdes ("pelos").

4.2. TECTÓNICA ALPINA

A continuación de las etapas de deformación tardihercínicas, la región fue sometida a campos de esfuerzos, en relación con los comienzos y desarrollo del ciclo tectónico Alpino, que dieron lugar a movimientos a lo largo de fallas. Estas fallas, a menudo representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas, con distinto movimiento del que tuvieron en tiempos tardihercínicos. De este modo solo se deben tener en cuenta como alpinas las fracturas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, superficies morfoestructurales y sedimentos terciarios. Estas fracturas con fuerte componente vertical, a menudo inversas y con cierto componente de desgarre, dieron lugar a la ruptura del zócalo hercínico, con el levantamiento de una serie de bloques hasta cotas superiores en esta Hoja a los 1369 m. que en la actualidad es la altura máxima de la misma, y hundimiento de otros como cuencas receptoras de sedimentos terciarios o cuaternarios.

La principal estructura alpina que se observa en la Hoja es la que limita los primeros relieves del Sistema Central (Sierra de San Vicente) con los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo. Se trata de las últimas manifestaciones, por el SO de un importante conjunto de fallas inversas de alto ángulo y dirección NE-SO, que se extienden, con gran continuidad lateral (unos 200 Km), hasta la Cordillera Ibérica. Marcan las directrices mayores de la sedimentación terciaria en este borde de la cuenca. La potencia de sedimentos en algunos puntos de la Cuenca del Tajo, próximos a estas líneas de fractura, indican saltos absolutos en la vertical de estas fallas superiores a los 4.000 m, sin contar la altura de los relieves propios del Sistema Central, también condicionados por los movimientos alpinos.

En la cartografía se pueden observar varios juegos de fracturas relacionadas con este ciclo tectónico.

La sedimentación, condicionada por la tectónica, nos indica un diastrofismo acelerado, marcado por la discordancia progresiva y el aumento general de la granulometría, que se aprecian en los materiales terciarios.

Otras directrices de fallas alpinas son las que condicionan los relieves de la Sierra de San Vicente con dirección NNO-SSE, probablemente rejuegos de otras estructuras tardihercínicas, y más difíciles de precisar por carecer de suficientes marcadores de sus movimientos.

La actividad tectónica alpina desestructura y desnivela la primitiva superficie poligénica (penillanura gravada y exhumada) precenozoica. Quedan algunos vestigios de la misma en la Hoja o sus proximidades, como la superficie de Pelahustán, al NE o las superficies de Navalcán, que se aprecian en el Oeste de la Hoja.

La edad de los sistemas de fallas es difícil de precisar, sin embargo, por criterios regionales de ambas mesetas, puede suponerse que sus momentos principales de actividad sean Oligoceno superior Mioceno medio (Aragoniente).

4.3. NEOTECTÓNICA

La superficie de erosión del bloque del Piélago presenta una serie de depresiones alargadas en dirección ENE-OSO (Depresión del Guadyerbas, Depresión de Pepino) que denotan la existencia de deformaciones tectónicas que la desnivelan, si bien la edad de estas no es claramente neotectónica.

La terraza del Tajo aflorante en la esquina sur-oriental de la Hoja, presenta un importante basculamiento hacia el NO ocurrido en el Pleistoceno Medio o Superior y que condiciona la instalación del río Alberche según un trazado semejante al actual. La magnitud de este basculamiento alcanza en el seno de la Hoja los 80 m de desnivel, siendo en la esquina SE de 40 m en tan solo 3 km. Así mismo, en este sector, junto a El Bravo, aparece una pequeña falla afectando al depósito de terraza.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja se sitúa en el borde Sur del Sistema Central, en la zona oriental de Gredos, en su contacto con la depresión terciaria del Tajo.

En su mitad noroccidental se sitúa la Sierra de San Vicente (o del Piélago) que constituye un horst entre las fosas del Tiétar y del Tajo. Aparecen aquí las mayores altitudes de la Hoja, superando los 1300 m.

En la mitad sur oriental aparecen materiales terciarios y cuaternarios de la cuenca del Tajo surcados por el río Alberche.

El enlace de estas dos unidades se realiza por medio de una extensa plataforma erosiva situadas a altitudes del orden de 600 m.

El clima presente en la zona es de tipo mediterráneo continentalizado. Las temperaturas medias anuales son de unos 15°C y las precipitaciones de unos 500 ó 600 mm, siendo mayores hacia el norte.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

El zócalo está constituido fundamentalmente por granitoides y metasedimentos, y aflora al norte de la diagonal NE-SO de la Hoja. El resto son depósitos arcósicos y conglomeráticos en cuyo modelado no existe control estructural.

En los materiales del zócalo, es patente este tipo de control, que viene dado fundamentalmente por la existencia de tres familias principales de fracturación, una NE-SO, otra entre E O y ESE-ONO, y una última de orientación NO-SE.

Condicionado por estos sistemas de fracturas, la Hoja puede dividirse en tres zonas de características diferentes. Por una parte, la Sierra de San Vicente, que representa un bloque elevado tectónicamente. A su pie, se desarrolla una amplia plataforma, mejor desarrollada hacia el Oeste, en la que los materiales del zócalo están afectados por una alteración reicta. Junto a los cauces fluviales, y especialmente en el contacto con la cuenca del Tajo está parcialmente desmantelada. Por último, la depresión terciaria del Tajo, que se presenta recubierta en gran medida por depósitos fluviales cuaternarios.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. *Formas estructurales*

La mayoría de las formas estructurales quedan condicionadas por la fracturación, apareciendo numerosos cauces rectilíneos y escarpes de falla degradados.

Son también numerosos los cerros cónicos, desarrollados casi siempre en los materiales graníticos.

En la Sierra de San Vicente, es notable la presencia de crestas siguiendo las líneas de cumbres.

5.2.2.2. *Formas poligénicas*

El elemento de origen poligénico más notable lo constituye la superficie de erosión desarrollada al pie de la Sierra de San Vicente.

Las superficies de erosión del Sistema Central constituyen una problemática, ampliamente tratada en la bibliografía, pero que, sin embargo, quizás no se ha resuelto de forma definitiva.

Los primeros trabajos detallados sobre este tema plantearon dos modelos antagónicos. Por un lado el de SCHWENZNER (1973) que establecía la existencia de un nivel de cumbres y por debajo de él hasta tres superficies escalonadas y generadas desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Por otro lado BIROT y SOLE SABARIS (1954) postulaban la existencia de una única superficie fundamental, elaborada durante el Mesozoico, con retoques posteriores y desnivelada tectónicamente. Por debajo de la misma distinguían los aplanamientos rocosos o pedimentos ligados a las etapas iniciales en la incisión de la red hidrográfica actual.

Diversos autores posteriores (PEDRAZA, 1973, 1978; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; GARZÓN HEYDT, 1980; GARZÓN, PEDRAZA y UBANELL, 1982; PEDRAZA, 1989; y CENTENO CARRILLO, 1989) entre otros, han realizado estudios detallados sobre dichas superficies, contemplando modelos climáticos en la elaboración de sus formas menores, alteraciones, etc. y tratando de conciliar en todo momento los dos modelos antagónicos ya mencionados, aunque en lo esencial han seguido manteniendo el modelo de SCHWENZNER de superficies escalonadas.

No obstante, los trabajos recientes de VÁZQUEZ (1986) y MORENO (1990) están más próximos al modelo de BIROT y SOLE (*op.cit.*), mostrando la existencia de una única superficie, fuertemente compartimentada y desnivelada por la tectónica, con relieves residuales de tipos diversos y otra superficie de glaci planación encajada en la anterior durante el Plio cuaternario.

En la Hoja de Navamorcunde, esta superficie elevada habría quedado sobre el bloque del Piélago, estando en la actualidad totalmente desmantelada.

Según una diagonal NE-SO, esta superficie queda cortada dando paso a los sedimentos terciarios de la Cuenca del Tajo. Sólo al SO de Pepino se localiza un resto de superficie de erosión en posición más deprimida y que representaría un escalón inferior de la misma plataforma.

Asociados a esta superficie erosiva aparecen alteraciones caolínicas y otras formas de menor entidad como inselbergs, berrocales, estructuras turriculares, domos, etc.

Por lo que respecta a formas con depósitos asociados, predominan los de tipo aluvial coluvial en fondos de valle y vallonadas amplias en zonas relativamente deprimidas. También se han localizado algunos depósitos de glaciares con pequeña extensión.

5.2.2.3. Formas fluviales

Adquieren su máxima expresión en la mitad suroriental de la Hoja, especialmente los depósitos de terrazas, pertenecientes tanto al río Tajo como al Alberche.

Escalonadas en sentido NE-SO, se localizan tres terrazas del Tajo cuyas altitudes relativas a la red fluvial son variables, ya que presentan deformaciones considerables.

Encajadas en éstas, y escalonadas transversalmente a ellas, aparecen otros tres niveles de terrazas pertenecientes al Alberche a cotas relativas de +10, +20 a +25 y +35 a +40 m sobre el cauce actual del río. Junto al cauce actual se localizan depósitos de llanura de inundación y barras que constituirían el nivel aluvial más bajo.

Correlacionables con estos niveles de terrazas, aparecen otros en los afluentes del Alberche, especialmente en los de su margen derecha.

Pueden observarse, así mismo, pequeños conos aluviales que suelen apoyarse sobre la terraza de los 10 m.

Como formas erosivas se han cartografiado las líneas de incisión lineal y talwegs y las zonas de mayor erosión lateral en el cauce del río Alberche.

Igualmente se han cartografiado las aristas de los interfluvios, las zonas de arrollada difusa, difluencias de la red de drenaje, y capturas fluviales.

5.2.2.4. *Formas de ladera*

Se han diferenciado depósitos coluviales que se desarrollan en los relieves del zócalo y vertientes regularizadas que suavizan los escarpes entre las distintas terrazas del área.

En las proximidades del Alberche, el encajamiento del río ha originado vertientes de pendiente elevada que quedan desprovistas de acumulaciones de ladera.

5.2.2.5. *Formas lacustres*

En la parte suroriental de la Hoja se han cartografiado algunas lagunas de carácter estacional desarrolladas sobre depósitos de terraza.

5.2.2.6. *Formas antrópicas*

Se han diferenciado exclusivamente los núcleos de población y una serie de aterrazamientos para repoblación forestal al noreste del pico Cruces.

5.2.3. Formaciones superficiales

5.2.3.1. *Alteritas*

Quedan representadas por un potente lehm, que puede sobrepasar los 40 m de potencia. Este aparece mejor conservado en la zona occidental de la Hoja, donde el arrasamiento que afecta a los materiales graníticos está menos desmantelado.

La parte superior está constituida por un saprolito deleznable, que hacia la parte inferior pasa progresivamente a estructuras en escamas arqueadas rodeando bolos de granito menos alterados.

5.2.3.2. *Glacis*

Se componen de gravas y cantos mayoritariamente cuarcíticos heredados de formaciones superficiales más antiguas. Tienen abundante matriz limo arcillosa.

5.2.3.3. *Fondos de valle*

Están constituidos por limos arcillosos con cantos milimétricos y algunos centimétricos de cuarzo, feldespato y cuarcita.

5.2.3.4. *Depósitos fluviales*

Los depósitos de terraza están compuestos mayoritariamente por gravas cuarcíticas de tamaños centí a decimétricos, pero, especialmente en las pertenecientes al Tajo, se observa una amplia variedad litológica, apareciendo estratos arenosos y limosos con laminación, cauces abandonados llenos de arcillas limosas, y limos carbonatados con potencias que pueden superar los dos metros.

Los rellenos aluviales, fondos de valle y llanura de inundación se componen mayoritariamente de limos arcillosos con cantos de tamaños milimétricos a centimétricos.

5.2.3.5. *Depósitos coluviales*

Los depósitos que unen distintas terrazas tienen su misma composición algo enriquecida en limo y arena y carecen de cementaciones.

En los derivados de materiales paleozoicos, la composición es a base de cantos angulosos de granito y cuarzo empastados en matriz limo arenosa.

Tanto unos como otros no presentan estructuración interna y su espesor suele ser inferior a dos metros.

5.2.4. Evolución geomorfológica

Durante los movimientos tectónicos acaecidos en el Terciario (posiblemente la fase Pirenaica pero fundamentalmente durante las fases Castellana y Neocastellana, en el sentido de AGUIRRE, *et al...*, 1977), se generó el relieve principal del Sistema Central, de forma que la superficie inicial quedó fuertemente compartimentada y basculada, perdiendo sus alteritas y regolitos que fueron a llenar las cuencas correspondientes a los bloques hundidos.

En la Hoja de Navamorcunde, dicha superficie quedó sin embargo, en una posición relativamente deprimida, lo cual hizo posible su evolución posterior mediante la profundización de los perfiles de alteración y posiblemente un desmantelamiento simultáneo y paulatino, acentuándose las formas correspondientes a una superficie grabada (inselbergs, tors y berrocales en general).

La incisión fluvial posterior y generalizada durante el Plio cuaternario ha evacuado ya parte del relleno de la cuenca y se ha encajado en la plataforma erosiva, aprovechando las zonas de fractura y haciendo resaltar de nuevo su compartimentación y los escalones tectónicos producidos durante o después de su desnivelación.

Durante este período, el río Tajo desarrolla un amplio sistema de terrazas escalonadas, sobre las cuales, y condicionado por movimientos tectónicos durante el Pleistoceno Medio, se instala el curso inferior del río Alberche, el cual sobreimpone su sistema de terrazas al del Tajo.

5.2.5. Procesos actuales

Los principales procesos actuales presentes en la Hoja están relacionados con la dinámica de las aguas corrientes, incisión vertical de barrancos, zapa basal en escarpes, desplomes, reguerización y acarcavamiento son los procesos más destacados.

Estos procesos están ligados al régimen climático del área (caracterizado por una acentuada semiaridez en los meses de verano), a las altas pendientes existentes en las laderas del valle

del Alberche, y al carácter lábil de los sedimentos terciarios.

También hay que destacar las esporádicas inundaciones que pueden afectar a la llanura de inundación del río.

En las zonas de relieve más enérgico se han detectado procesos de reptación de carácter muy local.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El grado de metamorfismo y deformación y el magmatismo hercínico que afectan a la mayor parte de los materiales preordovícicos, hace difícil reconstruir la paleogeografía de los mismos. La única reconstrucción posible se puede hacer basándose en correlaciones con áreas en las cuales estos materiales han sido menos transformados por la Orogenia Hercínica.

En este sentido las dos áreas más próximas en las cuales se pueden encontrar secuencias estratigráficas semejantes son, el sector oriental del Sistema Central (región de Hiendelaencina-El Cardoso) y las áreas de Miranda do Douro (Portugal), Salamanca y el afloramiento de El Muñico.

En las dos primeras regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro, donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortoneises glandulares, sobre los que descansa un conjunto metasedimentario constituido por materiales detríticos con intercalaciones, de niveles de mármoles y carbonatos, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior.

En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortoneises glandulares homométricos (Gneis de Antoñita, SCHÄFER, 1969).

En las áreas de Salamanca y Afloramiento de El Muñico, se observa una secuencia que en su parte baja comienza con ortoneises de tendencia leucocrática, a veces glandulares homométricos, con ciertas semejanzas con el Gneis de Antoñita (Martinamor, Bercimuelle, Gallegos de Sobrinos, etc.) en ocasiones intercalados en una sucesión detrítica con intercalación de porfiroides (Formación Monterrubio, de DÍEZ BALDA, 1980 y unidad inferior de las Capas del río Almar de CAPOTE, 1971). Sobre esta sucesión se apoya, sin interrupción una sucesión detrítica más fina con intercalaciones de niveles carbonatados (Formación Aldeatejada, de DÍEZ BALDA, 1980 y unidad superior de las Capas del río Almar de CAPOTE, 1971). Esta sucesión pasa gradualmente a materiales claramente del Cámbrico inferior en Salamanca, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior, mientras que en el afloramiento de El Muñico, este último se apoya discordantemente sobre la unidad superior de las Capas del río Almar.

Las condiciones de depósito de los sedimentos son difíciles de establecer, dada la profunda transformación sufrida. No obstante, y por correlación con otras áreas de la Zona Centro Ibérica en donde se observan secuencias semejantes, es probable, que se corresponda con una serie de plataforma de edad Precámbrica superior-Cámbrico inferior.

Las relaciones de esta secuencia con los leucogranitos de dos micas con sillimanita foliados, que se encuentran dentro de ella, son intrusivas, aunque no se puede establecer con certeza, dada la escasez de datos geocronológicos de estas rocas, si su emplazamiento es prehercínico o hercínico precoz.

La ausencia de un registro estratigráfico por encima de estos materiales hace imposible la reconstrucción paleogeográfica hasta el inicio de la Orogenia Hercínica.

Durante la Orogenia Hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. La primera fase de deformación debió generar pliegues subverticales de gran longitud de onda, con una foliación asociada de plano axial, produciéndose durante la segunda, cizallamientos dúctiles subhorizontales en condiciones intensas de metamorfismo con presiones intermedias.

Simultáneamente con estas dos fases han podido generarse procesos de migmatización, que diesen lugar a cuerpos graníticos de carácter parautóctono.

La tercera, cuarta y quinta fase son etapas de replegamiento. Asociados al final de la segunda y a la tercera se produce un metamorfismo de gradiente elevado de temperatura que culmina después de la tercera coincidiendo con el inicio de la intrusión de la mayor parte de los cuerpos graníticos del Sistema Central. Otra parte importante de ellos es claramente posterior.

Con posterioridad a las fases tardías de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo el conjunto de materiales, denominadas Etapa Malagón y Etapa Hiendelaencina por De VICENTE *et al.* (1986) o episodios Dúctil Extensional Tardihercínico, Dúctil Transcurrente Tardihercínico y Frágil Transcurrente Tardihercínico de DOBLAS (1990 a y b).

Los primeros episodios corresponden a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienzan con movimiento normal y acaban con movimiento de desgarre (De VICENTE *et al.*..., 1986) durante el cual ocurre la inyección de diques de pórfido. Su edad debe estar en el límite permo-carbonífero.

A continuación se generan dos grupos de cizallas de bajo ángulo dúctil fragiles de carácter extensional, unas con movimiento hacia el N. y otras con movimiento hacia el S., que resuelven el colapso del Orogeno Hercínico, con una extensión N-S en este sector. El orden en que se suceden ambas o su posible simultaneidad no ha podido ser resuelto con los datos de que se ha dispuesto en la realización de la Hoja.

Estas cizallas extensionales podrían corresponder con el Episodio dúctil extensional tardihercínico (DETH) de DOBLAS (1990 a y b). A este episodio podría estar ligada la falla NO-SE que limita el borde O. del macizo metamórfico de la Sierra de San Vicente.

En relación con este episodio o inmediatamente posterior a él se generarian las bandas de cizalla de desgarre dúctil-frágil, dextras y senestras antes descritas. Podrían estar relacionadas con el mismo episodio anterior o con el episodio dúctil trascurrente tardihercínico (DTTH) de DOBLAS (1990 a y b).

Finalmente se produce una etapa de fracturación con dirección ENE-OSO a NE-SO ocasionalmente rellena por diques de cuarzo, que parece haber tenido un movimiento con componentes de desgarre dextro y movimiento normal con bloque S. hundido. En cuanto a la evolución del metamorfismo que afecta a estos materiales, se observan tres etapas sucesivas de metamorfismo regional y una de metamorfismo de contacto, pertenecientes a un único ciclo de metamorfismo hercínico.

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa (M_1) en condiciones de presión intermedia durante la primera y parte de la segunda etapas deformativas (D_1 y D_2) que da lugar a la aparición de granate y sillimanita, y que evolucionaría hacia una segunda etapa (M_2) en condiciones de menor presión y gradientes más elevados, principalmente durante la tercera etapa deformativa (D_3) y posteriormente a ella.

Durante esta etapa M_2 , se formarían sillimanita y cordierita, llegando a superarse en algunos sectores las condiciones de desaparición de la moscovita y de aparición de sillimanita y feldespato potásico.

Posteriormente se produce un tercer episodio (M_3) generalizado de carácter retrogrado en condiciones de alta PH2O y baja temperatura, que genera moscovita secundaria así como reemplazamientos de biotita por moscovita y clorita y sustitución de los granates, y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos. Este episodio se desarrolla especialmente en zonas de cizalla tardías.

En relación con la intrusión de granitoides, posteriormente a la D_3 hercíniana se observan fenómenos de metamorfismo de contacto que afectan tanto a los metasedimentos como a los granitoides sincinemáticos con crecimiento de andalucita de contacto.

En cuanto al plutonismo granítico las manifestaciones hercínicas más tempranas corresponden con los leucogranitos sincinemáticos hercínicos, deformados al menos por la segunda fase de deformación hercínica en condiciones de crecimiento de sillimanita.

Con posterioridad y probablemente en relación con el M_2 se produce la generación y emplazamiento de los primeros granitoides tardihercínicos (adamellitas biotíticas con moscovita y cordierita y granitoides inhomogéneos).

Posteriormente se emplaza un gran macizo de carácter adamellítico porfídico que es el más ampliamente extendido en la Hoja. Este macizo se ha emplazado tarde cinemáticamente y suele presentar frecuentes enclaves microgranulares oscuros desde cuarzodioríticos a tonalíticos principalmente, llegando a formarse ocasionalmente "pasillos de enclaves". Además presenta dos megaenclaves cartografiados de gabros.

Finalmente las manifestaciones plutónicas más tardías corresponden a leucogranitos de grano fino medio. Sus contactos suelen ser intrusivos. En ocasiones pueden ser derivados finales, muy evolucionados de los granitoides con los que se relacionan como por ejemplo las adamellitas de grano medio grueso biotíticas porfídicas. Suelen presentar cordierita tardimármatica accesoria.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, tardihercínicos. Estos están representados fundamentalmente por pórfidos granítico adamellíticos y leucogranitos de grano fino, así como diques de cuarzo. Tanto los granitos tardicinemáticos hercínicos como los diques de pórfido y leucogranitos de grano fino están afectados por los episodios de cizallamiento dúctil frágil tardihercínicos, no estandolando sin embargo la mayoría de los diques de cuarzo, que parecen posteriores.

Con posterioridad a los eventos deformativos, metamórficos e ígneos hercínicos y tardihercínicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debidos posiblemente a la apertura del Atlántico y al comienzo del Ciclo Alpino, que dan lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas así como a la generación de otras nuevas. Los diques de sienitas y lamprófidos representados en la Hoja podrían relacionarse con el comienzo de estos eventos.

Algunos aspectos de la historia alpina temprana se pueden ampliar a través del conocimiento regional del Cretácico. Para etapas anteriores se supone que toda la zona se encontraba en una prolongada emersión, al menos durante todo el Mesozoico. Como consecuencia de ello se produciría un arrasamiento generalizado del zócalo (aplanamiento policíclico). Los últimos vestigios de ello pueden verse como intensas alteraciones del basamento, fosilizadas por sedimentos del Cretácico superior en ambas mesetas.

Los depósitos de las cuencas cretácicas, en los momentos de regresión importante, provienen de este zócalo alterado que se desmantela, dando lugar a sedimentos siliciclásticos. Las alteraciones caoliníferas de más de 20 m de profundidad, las silicificaciones y los encostramientos ferruginosos nos hablan de un clima agresivo, húmedo y cálido para los sedimentos mesozoicos registrados en esta zona.

Hacia el E, sin embargo, se han conservado sedimentos cretácicos originados en mares epicontinentales, de historia más dilatada que la que aquí se conserva.

Las primeras fases compresivas alpinas importantes dan lugar, durante el Paleógeno, a sedimentos continentales muy diferentes a los de las etapas previas mesozoicas.

El relieve cambia radicalmente, destacándose áreas montañosas en las que se enraizan abanicos aluviales.

El clima tampoco sería tan agresivo, tal como lo indica el carácter arcósico de los depósitos. Los movimientos alpinos sufren una reactivación importante posterior, que alcanza, en el Aragoniense (Mioceno medio), su punto culminante. Es cuando se establecen los caracteres principales de las sierras actuales y la estructura definitiva del Valle de Amblés, desconectado ahora del resto de la cuenca del Duero por la Sierra de Ávila.

El encajamiento de la red fluvial, durante el Cuaternario y los efectos del glaciarismo reciente, en áreas montañosas próximas, son los procesos que van a terminar de perfilar los aspectos morfoestructurales actuales (paisaje) de este área.

La historia alpina de la Hoja comenzaría con el desmantelamiento de los últimos relieves tardíercínicos. Durante la mayor parte del Mesozoico se produce un arrasamiento generalizado de los mismos. En ambientes climáticos mucho más agresivos que los actuales, y en un régimen tectónico general distensivo, hay una profunda alteración de los materiales emergidos. El resultado es una superficie poligénica con un relieve gravado y posteriormente exhumado, del que destacan algunos montes isla de materiales sedimentarios principalmente cuarcíticos.

Los primeros movimientos compresivos, que inician los primeros relieves de la zona central de la Península Ibérica, van a generar sedimentos, en las cuencas adyacentes, provenientes de la erosión del manto de alteración mesozoico.

De todos estos pasos comentados únicamente quedan en la presente Hoja vestigios de la superficie exhumada, habiendo que referirse a otras zonas del Sistema Central o de los Montes de Toledo para completar los datos de la evolución geológica regional de estas primeras etapas alpinas.

El conjunto de la sedimentación terciaria se produce ya en un ambiente tectónico claramente compresivo. La elevación del Sistema Central va a condicionar la aparición de importantes sistemas de abanicos aluviales coalescentes, que desembocan centripetamente en la cuenca del Tajo, la cual durante esta época (Oligoceno superior Mioceno) se comporta como una cuenca endorreica.

Durante el Cuaternario se van a producir los últimos retoques en el relieve de las sierras y el encajamiento de los ríos, lo que nos lleva al actual aspecto del paisaje.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

El área que nos ocupa, Hoja de Navamorcuende, Nº 16-24, por el régimen hídrico y según la clasificación agroclimática de J. PAPADAKIS, disfruta de un clima de tipo Mediterráneo seco, cálido, con veranos algo más frescos y húmedos en su mitad Norte.

Para un periodo comprendido entre 1940 y 1985, la temperatura media en el área de estudio es del orden de los 15°C. La isoterma de 15°C, atraviesa el cuadrante Nororiental de la hoja y bordea el límite Sur de la misma, registrándose temperaturas inferiores a esta en el resto del área (ver figura 7.1. "Mapa regional de isoyetas e isoterma. Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. MOPU").

Para el mismo periodo, la precipitación media anual ponderada en las subcuencas presentes en la hoja es de 740 mm/año, superior a la registrada en la totalidad de la Cuenca (640

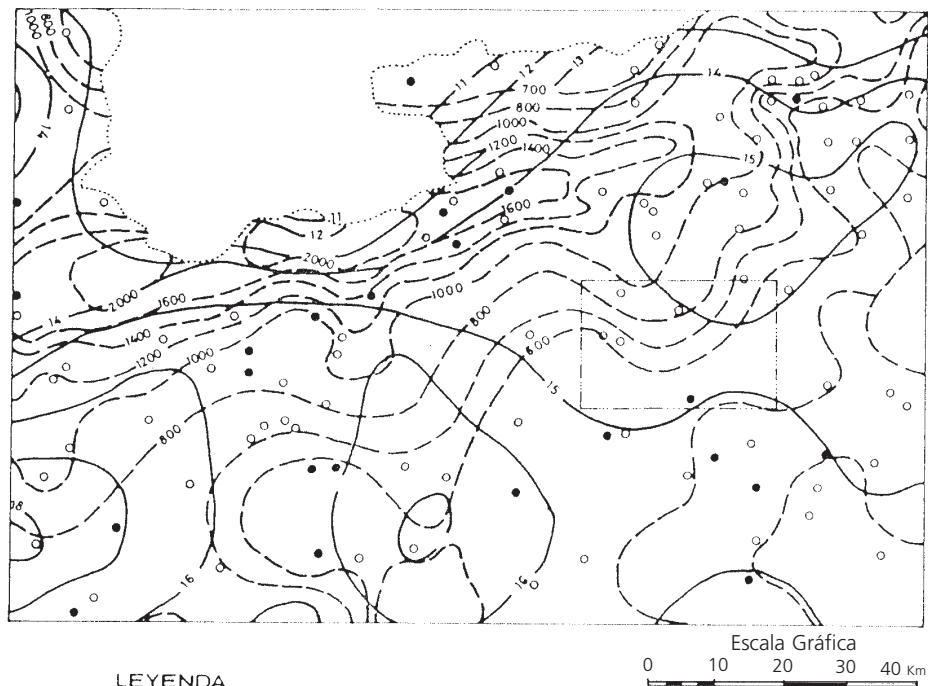


Figura 7.1.- "Mapa de isoyetas e isotermas". (Extraído del Plan hidrológico de la Cuenca del Tajo)

mm/año). Estos valores de precipitación equivalen a unos 2.888 hm³/año, esto es, un 8.1% del total de precipitaciones registradas en la Cuenca.

La distribución espacial de la precipitación media anual presenta una tendencia con variación creciente en la dirección SE-NO, con valores que van desde 500 mm al SE hasta 1.000 mm al NO (ver figura 7.1. Extraída del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo. MOPU).

En lo que respecta a la distribución anual de estas precipitaciones se observa un máximo comprendido entre los meses de Noviembre a Marzo, y un mínimo en la época estival de Julio y Agosto.

Según el método de Thornthwaite, la evapotranspiración media en la zona para un periodo comprendido entre 1955 y 1985, es de 825 mm/año, lo que equivale a 3.224 hm³/año.

7.1.2. Hidrología superficial

La hoja se localiza en el sector central de la Cuenca Hidrográfica del Tajo, más concretamente en su borde Norte. En ella, están presentes parte de cuatro subunidades hidrológicas, que son las siguientes (vease figura 6.2.):

- 09-51 "Tietar en Arenas de San Pedro"
- 09-52 "Tietar en Emb. de Rosarito"
- 08-46 "Tajo antes de Gébalo"
- 07-45 "Alberche, en bajo Alberche"

7.1.2.1. Subcuenca 8-46; Tajo antes de Gébalo

Ocupa el sector Suroccidental de la hoja (ver figura 7.2.), y se prolonga hacia el Norte hasta la vertiente Sur de la Sierra de San Vicente.

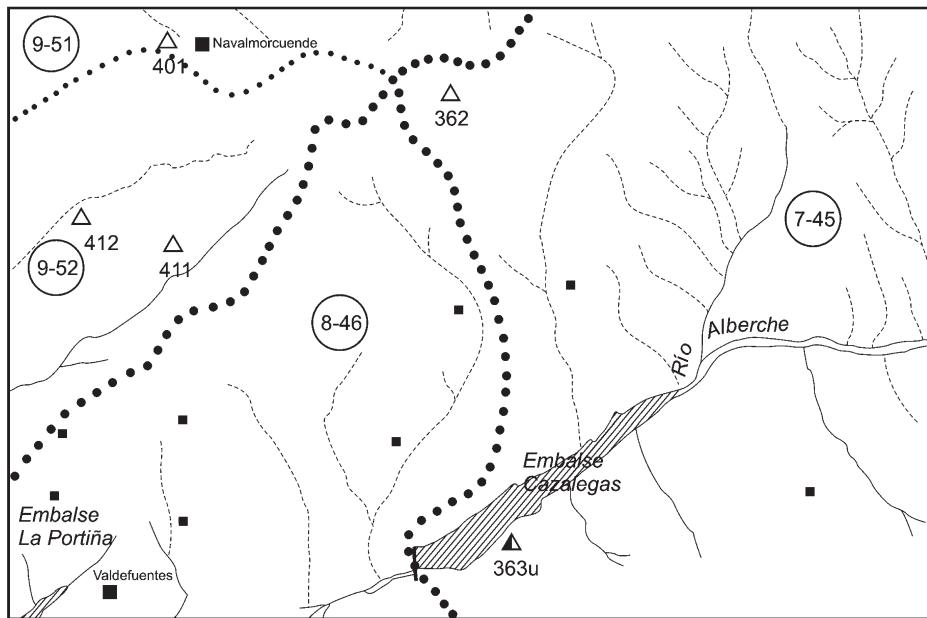
Las máximas cotas en esta subcuenca se localizan al Norte de Hinojosa de San Vicente con alturas superiores a los 1.300 m., bajando bruscamente con pendientes del 4 al 5% hasta una pequeña meseta a la cota de aproximadamente 450 m. en la que las pendientes se suavizan hasta el 1%.

Las aguas superficiales en esta subunidad, discurren principalmente a través del río Alberche en dirección ENE-OSO y a través de arroyos de funcionamiento estacional de escasa entidad tributarios todos del río Alberche en su tramo bajo. La dirección de estos arroyos es aproximadamente NNO-SSE a N-S. Las aguas en esta subunidad se encuentran reguladas por el Embalse de La Porriña.

7.1.2.2. Subcuenca 7-45; Alberche, en bajo Alberche

Dicha subunidad se localiza en la mitad oriental de la hoja, (ver figura 7.2.).

Las máximas cotas, por encima de los 1.000 m, se localizan al Este y Norte de El Real de San Vicente, bajando hasta los 400m. en las margenes del río Alberche.



Escala: 1:200.000

- Divisoria de aguas, 2º orden
- Divisoria de aguas, 3º orden
- △ ▲ Estación pluviométrica/termopluviométrica
- (9-51) N° de cuenca hidrográfica

FIGURA 7.2. "ESQUEMA HIDROLÓGICO DE LA HOJA DE NAVAMORCUENDE"

Las aguas superficiales en esta subunidad, discurren principalmente a través del río Alberche en dirección ENE-OSO de forma meandriforme, ya que la pendiente es muy baja. Al río Alberche confluyen arroyos por ambas margenes de dirección perpendicular al mismo y de funcionamiento estacional, presentando mayores caudales los de su margen Sur entre los que cabe destacar los arroyos de Brugel, Ventalama y Marigarcia. Estas aguas se encuentran reguladas por el Embalse de Cazalegas situado en la zona Sur-central de la hoja.

7.1.2.3. Subcuenca 9-51; Tietar en Arenas de San Pedro

Dicha subunidad se encuentra representada en el borde Noroccidental de la hoja (vease figura 6.2), en la vertiente Norte de la Sierra de San Vicente. Las aguas superficiales discurren en dirección Norte a través de arroyos de escasa importancia y funcionamiento estacional, siendo tributarios todos ellos del río Tietar.

7.1.2.4. Subcuenca 9-51; Tietar en Arenas de San Pedro

Se encuentra representada en el sector centro-occidental de la hoja (vease figura 7.2), ocupando la vertiente Suroeste de la Sierra de San Vicente.

Las máximas cotas, superiores a los 1.000m., se localizan en las estribaciones de la Sierra de San Vicente.

En esta subunidad, las aguas superficiales discurren principalmente a través del río Guadyerbas en dirección NE-SO y arroyos tributarios del mismo entre los que cabe destacar el Arroyo de Marupejo y Navatejares. Las aguas se encuentran reguladas por el Embalse de Rosarito, situado en la hoja N° 600, "Villanueva de la Vera", al Oeste de esta.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se localiza en la zona central de la Cuenca Tajo, al Norte del acuífero detrítico de Talavera de la Reina. Se distinguen en la hoja dos áreas bien diferenciadas, desde el punto de vista hidrogeológico, al Norte y Sur de la diagonal SO-NE. (Ver figura 7.3; "Esquema hidrogeológico regional").

Según esto, en la hoja hay presentes 2 unidades litológicas de características muy diferentes, la primera de ellas situada a ambas margenes del río Alberche, ocupando la mitad Suroriental de la hoja constituida por materiales sedimentarios detríticos de edad Terciario-Cuaternario formando parte del Sistema Acuífero Detritico N°14, denominado "Madrid Toledo Cáceres"; y una segunda unidad ocupando la mitad Noroccidental de la hoja, constituida por rocas ígneas y metapelitas de edad Paleozoico-Precámbrico (ver figura 7.4., "Mapa de situación de los sistemas acuíferos en la Cuenca del Tajo").

Las formaciones geológicas más recientes, están representadas por depósitos cuaternarios, los cuales se encuentran en relación con el encajamiento

de la red fluvial. La característica principal de estos, es la gran extensión de los diferentes niveles de terrazas fluviales ligados a los primitivos cursos de los ríos Alberche y Tajo.

Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden dividir estos materiales en dos grupos, unos ligados a procesos mixtos de arroyada y gravitacionales en los que la litología de los mismos está ligada al área de aportes y que por lo general suelen presentar poca extensión y potencia. Y un segundo grupo de depósitos ligados directamente al encajamiento de la red fluvial entre los que se pueden citar los depósitos ligados a la articulación de pendientes con los fondos de valle o diferentes niveles de terrazas, las terrazas propiamente dichas, conos de deyección a la salida de barrancos, etc.

De estos materiales, mayor interés presentan, desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones Cuaternarias de terrazas aluviales, fondos de valle, llanuras de inundación y conos de deyección, localizadas a ambas margenes del río Alberche.

Las terrazas aluviales de edad Pleistocena, están constituidas por arenas, gravas y limos. En estas formaciones se han diferenciado hasta cinco niveles de etarrazamiento de los cuales los más altos corresponden a terrazas del río Tajo y el resto a terrazas del río Alberche y afluentes.

Los materiales terciarios presentes en esta hoja, corresponden a depósitos pertenecientes a la Depresión del Tajo, de edad Oligoceno-Mioceno. Se trata de conglomerados con grandes bloques y principalmente arcosas que se corresponden con distintas facies proximales y medias de sistemas de abanicos aluviales procedentes del Noroeste.

Los materiales oligocenos se encuentran mal representados en afloramientos puntuales de escasa extensión. Se trata de areniscas arcósicas y arcosas con cantos redondeados (vease capítulo 1.2. de la memoria).

Las restantes formaciones terciarias presentes en la hoja se encuentran muy bien representadas y corresponden a facies medias y proximales de sistemas de abanicos aluviales. Se corresponden con cuerpos arcósicos sin estructuración interna que disminuyen tanto el tamaño de grano como su potencia hacia el Sureste, (10m al NO, hasta 0,5 al SE) para las facies medias. Las facies proximales están representadas por depósitos detríticos conglomeráticos arcósicos con abundancia de grandes bloques (algunos superan los tres metros).

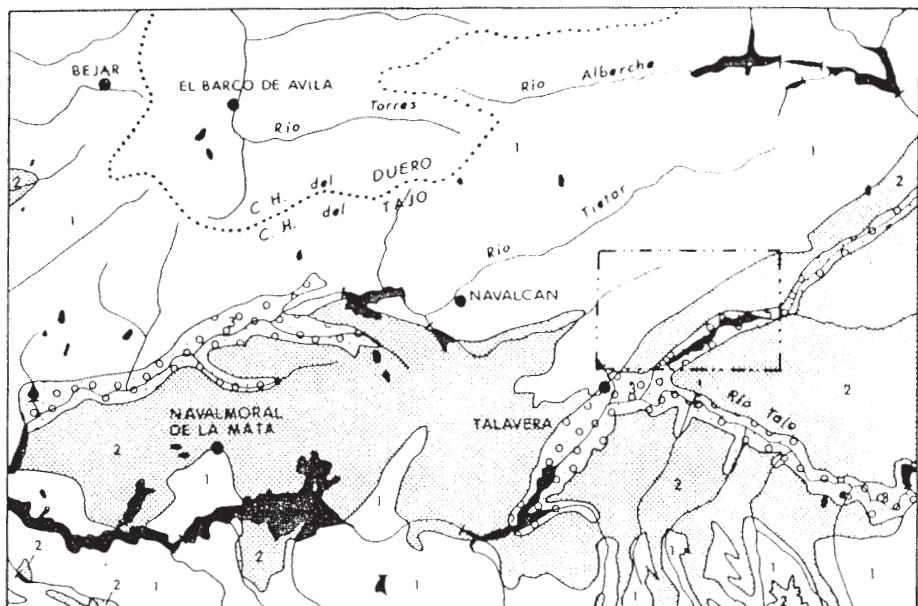
El contacto entre ambas facies es progresivo en la dirección NO-SE. Ambas facies se integran en una potente y continua orla de sedimentos detríticos que rellenan la depresión del Tajo y se apoyan discordantemente sobre el zócalo granítico con potencias que no sobrepasan los 600 m.

La estructura de estos materiales en general es subhorizontal.

En el marco de la presente hoja, las rocas ígneas ocupan la mitad noroccidental de la misma (ver figura 7.4). La mayor parte de la superficie de rocas ígneas está ocupada por granitoides tardicinemáticos hercínicos que intruyen a pequeños cuerpos de granitoides sincinemáticos y a la serie metasedimentaria presente en el área.

Se han cartografiado un total de once facies graníticas diferentes en el ámbito de la hoja, las cuales se describen con mayor detalle en el apartado 2 de la Memoria Geológica.

ESQUEMA HIDROGEOLOGICO REGIONAL



FUENTE: (Extraido del Mapa Hidrogeológico Nacional. Escala 1:1.000.000 ITGE 1991)



Permeabilidad alta por porosidad intragrangular



Permeabilidad media-alta por porosidad intragrangular



Baja permeabilidad o impermeable

— — — — Límite de Hoja 1:50.000

FIGURA 7.3.- "Esquema regional de distribución de materiales permeables". (PIAS).

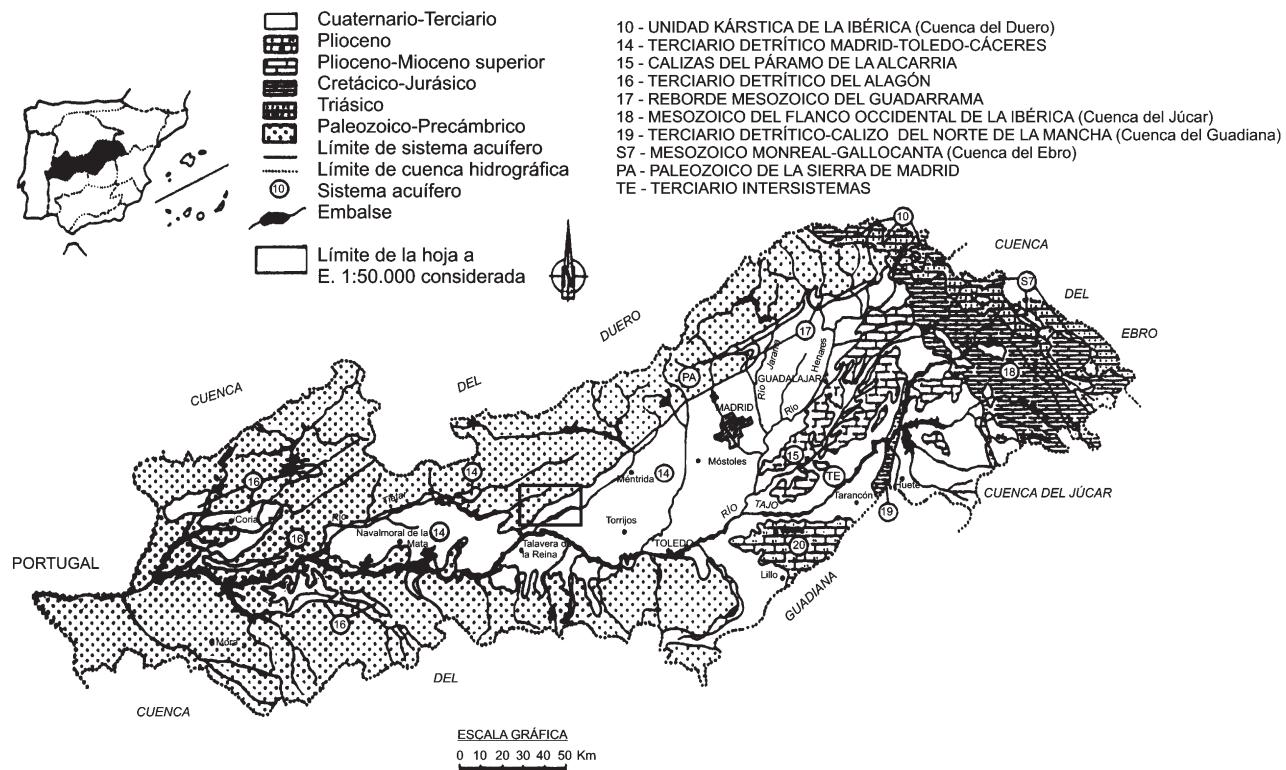


FIGURA 7.4.- "ESQUEMA DE SITUACIÓN DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS EN LA CUENCA DEL TAJO".

Estas rocas se encuentran alteradas a arenas arcósicas, dando lugar a un "Lhem granítico" que geomorfológicamente se corresponden con superficies estructurales degradadas. Este Lhem se encuentra bien representado en varios sectores de la hoja, entre los que cabe citar; el área situada al NO de Marrupe hasta el paraje de La Hoya, que corresponde a una plataforma al Oeste de la Sierra de San Vicente a una cota aproximada de 600m; los alrededores de Hinojosa de San Vicente y el paraje de Canto Rayado al Noreste de El Real de San Vicente. Desde el punto de vista hidrogeológico interesa el reconocimiento y ubicación de la fracturación frágil que afecte a estas rocas por ser las vías naturales de circulación de aguas en las mismas. Se han cartografiado tres familias principalmente, las cuales se agrupan según su dirección:

- * Fracturación NO-SE
- * Fracturación ENE-OSO
- * Fracturación ONO-ESE

A nivel de afloramiento la fracturación se puede considerar de media a baja con espaciamientos entre centimétricos a decamétricos.

Las series metasedimentarias presentes en la hoja están constituidas por esquistos, areniscas feldespáticas, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas con intercalaciones de microconglomerados y rocas de silicatos cárnicos y porfiroides. Estos materiales se encuentran representados en la hoja en afloramientos de variadas dimensiones. El mayor de los cuales es el afloramiento de la Sierra de San Vicente con orientación NO-SE con una longitud máxima de 11 km y una anchura máxima de 6 km. Hay presente en la hoja afloramientos de dimensiones mayores a un kilómetro (vease apartado 1.1. de la Memoria geológica).

Dada la naturaleza impermeable de estos materiales, no presentan interés desde el punto de vista hidrogeológico.

Los niveles acuíferos en general y en la hoja en particular son los siguientes:

Cuaternario: La máxima expresión de este, se encuentra a ambos márgenes del río Alberche con mayor desarrollo en su margen izquierda ya que se une a las terrazas del río Tajo. Constituye aterrazamientos que descansan sobre los materiales terciarios, o directamente sobre el zócalo granítico.

Todos estos depósitos ocupan una gran extensión superficial con espesores que pueden llegar a los 5 metros en las terrazas.

La permeabilidad de estos depósitos se debe a su porosidad intergranular.

Terciario: Estos materiales unidos a los anteriores, forman parte del Sistema Acuífero N° 14 del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS). (Ver figura 7.3).

Su permeabilidad se debe a porosidad intergranular.

La propia naturaleza de estos depósitos hacen de este un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un sistema multicapa, donde la circulación se efectúa desde los interfluvios (zonas de recarga) hasta los valles de los ríos y arroyos principales (zonas de descarga).

Se han definido en este sistema Nº 14, flujos que en función de su recorrido, se han denominado locales, intermedios y regionales, es este último, el tiempo de tránsito del agua en el acuífero puede alcanzar decenas de miles de años (RUBIO, P; LLAMAS, M; 1.982). Estos flujos regionales podrían ser la causa de la presencia de aguas salobres en las proximidades de Talavera de la Reina, al Sur de la hoja (SASTRE MERLÍN, A. 1.980).

Lehm granítico: Se puede considerar como un acuífero de interés local, debiendo su permeabilidad a porosidad intergranular. Muestra en ocasiones un potente desarrollo, sobre todo al NO de Marrupe (Valle del Tiétar) y en el sector Nororiental de El Real de San Vicente.

Menor interés presenta la fracturación del zócalo granítico. Localmente presenta surgencias en épocas de alta pluviometría y/o de deshielo, que pueden resolver problemas de abastecimiento de aguas de índole local.

En estudios previos realizados en este área (VICENTE LAPUENTE,R. y SASTRE MERLÍN, A. 1.983), se hace referencia a caudales específicos y transmisividad en el sistema acuífero detrítico. En ellos se dan unos valores para los caudales específicos que rara vez superan los 0,2 l/sg/m. La distribución espacial de los valores medidos refleja dos zonas, una situada hacia los bordes de la cuenca, en las proximidades del contacto con el macizo cristalino en la que los valores son sensiblemente inferiores y otra segunda situada hacia el centro de la cuenca en la que se registran los máximos valores.

Los valores de transmisividad que se obtienen en estos estudios para este acuífero detrítico son del orden de 3,2 m²./día.

El acuífero aluvial presenta unos valores medios para el caudal específico mayores que en el caso anterior, siendo del orden de 11,2 l/sg/m, lo que nos da una transmisividad del orden de 1.100 m²/día. La porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento para estos materiales es de 0,15 a 0,20. El espesor saturado medio oscila entre 4 y 6m., la reserva de agua debe estar comprendida entre 100 y 150 hm³.

En el acuífero considerado, la recarga se produce por la infiltración eficaz del agua de lluvia, caída directamente sobre el mismo. La infiltración que tiene lugar en los bordes de la cuenca producto de la escorrentía del agua sobre materiales impermeables o de muy baja permeabilidad (rocas ígneas y metamórficas) es relativamente baja, como lo demuestran los bajos valores registrados para los caudales específicos en estas zonas. Esta infiltración tiene lugar en los interfluvios, principalmente.

En la síntesis hidrogeológica de la Cuenca del Tajo, se hace una estimación de las reservas subterráneas en las dos unidades aquí representadas. Así, para la subunidad Madrid-Toledo, se estiman unas reservas subterráneas superiores a 4.000 hm³, y para la subunidad Cáceres (Tiétar) se estiman superiores a 2.700 hm³.

En el acuífero aluvial, suponiendo un porcentaje de infiltración eficaz entre el 30 -35% de la lluvia útil (125mm), se obtiene una recarga anual de 6hm³ a partir de las precipitaciones de agua. Otro mecanismo de recarga importante lo constituyen el flujo de agua procedente de los materiales terciarios que descargan en los río Alberche y Tajo, a través de los depósitos aluviales. Los excedentes de riego, constituirán otro mecanismo de recarga a tener en cuenta.

En este acuífero, las salidas se deben principalmente al drenaje efectuado por ríos y arroyos, en general esta descarga no se produce directamente en los ríos, sino a través de los acuíferos aluviales. Por otro lado, es posible que parte de la descarga se efectúe por evapotranspiración de los materiales semiconfinantes existentes en la cuenca. A estas, hay que sumarle el producido por bombeos, que en el caso del acuífero aluvial no deben ser muy importantes, ya que los motores instalados no suelen extraer caudales superiores a los 20 l/s, y la gran mayoría de los puntos no se encuentran instalados o con sistemas de elevación manuales. En la actualidad no están evaluadas las salidas del sistema.

En la hoja existían hasta la realización de la presente memoria 22 puntos de agua inventariados en el banco de datos del IGME.

Durante la campaña de campo se han reconocido cuatro nuevos puntos de agua, muestreándose estos. Dichos puntos figuran en el cuadro inventario adjunto (ver Cuadro resumen inventario de puntos de agua).

Según los trabajos de SASTRE MERLÍN, (1976), realizados en los materiales detríticos terciarios y cuaternarios en las proximidades de Talavera de la Reina, las aguas predominantes en el sistema en general son de facies bicarbonatada, cálcico-magnésicas; de dureza y mineralización baja, con valores de conductividad comprendidos entre 12 lS/cm a 1.500 lS/cm.

La analítica refleja dos familias, una que correspondería a áreas de no descarga, en la que el grado de mineralización es más amplio, si bien bajo y presenta bajos contenidos en SO_4^2- y Na^+ ; y una segunda que representaría las aguas de descarga en las que el contenido en SO_4^2- y Na^+ es mayor y los contenidos en Mg^{2+} y Ca^{2+} son bajos, su pH es más elevado y su dureza menor.

De acuerdo a esto se puede establecer genéricamente que la calidad de estas aguas es de excelente a tolerable y adecuadas para el uso humano según la Reglamentación Española de Potabilidad de Aguas de 20 de Septiembre de 1.990. No obstante, existen algunas aguas que por su elevado contenido en nitratos, debido principalmente a focos puntuales de contaminación, se apartan de la afirmación anterior.

Durante la realización de este trabajo se han recogido cuatro muestras de agua, para su posterior análisis en puntos de agua que aparecen en el inventario.

Las cuatro muestras se han tomado en puntos de aguas relacionados con granitos, tres en manantiales asociados a fracturas (16242004; 16243004; 16245001), y una en lhem granítico (16241011).

Nº PUNTO	T ^o agua (°C)	Sol. Dis. (mg/l)	pH	Conductividad (μ S/cm)	FACIES
16241011	14.4	560	8.43	614	Bicarbonatada-cálcica
16242004	11.6	99	6.48	75	Bicarbonatada-cálcica
16243004	10.9	97	7.48	44	Bicarbonatada-cálcica
16245001	15.0	157	6.98	118	Bicarbonatada-cálcica

Por lo que se refiere al contenido aniónico de estas aguas, predominan las de tipo bicarbonatado. El contenido catiónico está fundamentalmente constituido por calcio y/o magnesio.

En la figura 7.5, se refleja el campo de variabilidad química de las muestras analizadas (Diagrama de SCHOELLER). Destaca sobre todo, lo reducido de este en las muestra relacionadas con fracturas. Estas quedan siempre por debajo de los límites máximos establecidos por la Reglamentación Española para el Control de Potabilidad de las Aguas de Consumo Público (Septiembre 1.990; BOE 226).

No ocurre lo mismo con las aguas relacionadas con las zonas de alteración granítica, en las que como se puede observar en el diagrama anterior exceden de estos máximos en las concentraciones iónicas de algunos de sus componentes (Cl^- , K^+ , NO_3^-).

Resumiendo, las aguas predominantes en las áreas graníticas, son de facies bicarbonatadas cárnicas a bicarbonatadas cárnicas magnésicas, de blandas a medianamente duras y poco mineralizadas, con excepción de las aguas procedentes de zonas de alteración en las que la mineralización es mayor. Producto sin duda, del laboreo agrícola ya la actividad ganadera presente en el área, así como los vertidos incontrolados de aguas residuales. Todas estas acciones ayudan a contaminar acuíferos tan restringidos como los aquí tratados.

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y energéticos.

En esta hoja no existe minería metálica ni se conocen indicios de minerales energéticos. La única actividad minera conocida se limita a antiguas exploraciones mineras realizadas en busca de minerales revalorizados durante la última guerra mundial, llevadas a cabo en los granitos y gneises.

7.2.2. Rocas y minerales industriales

Se han inventariado diecinueve explotaciones de rocas y minerales industriales, de arenas, gravas, esquistos y calizas, utilizadas casi en su totalidad como áridos naturales y de trituración, y algunas canteras de granito de escasa entidad. Las arenas y gravas relacionadas con el río Alberche son las de mayor interés económico, algunas de ellas se explotan actualmente y su uso es local y regional.

7.2.2.1. Arenas

Se han localizado tres explotaciones de arenas. Los indicios 1 y 2 son explotaciones de arenas cuaternarias del río Alberche. La primera de ellas está situada en el término municipal de El Casar de Escalona, es una explotación de grandes dimensiones que se encuentra en actividad actualmente.

El indicio número 3 corresponde a antiguas extracciones de arenas miocenas, en el cerro El Perdón dentro del término municipal de Nombela.

7.2.2.2. *Gravas*

Se han explotado y se explotan en la actualidad diversos niveles de terrazas del río Alberche para la extracción de gravas y su aprovechamiento como árido natural. Los materiales de estas terrazas son de tipo raña, con cantos cuarcíticos y matriz arenolimosa que una vez lavadas y concentradas fluvialmente resultan gravas de calidad aceptable.

Los indicios números 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, y 17 corresponden a graveras, algunas de ellas de gran tamaño, y cuyas características principales se indican en los cuadros adjuntos.

7.2.2.3. *Granitos*

Las explotaciones de granitos de la hoja se limitan a algunas canteras pequeñas, de poca importancia económica, de las cuales se extrae piedra para mampostería, sillería, adoquines etc. Son los indicios 4, 5, 6, 7 y 8. La mayor cantera corresponde al indicio nº 7, está situado en el cerro El Galardón, en el término municipal de Nuño Gómez, actualmente es inactiva.

Hay que citar que en el trabajo realizado por el IGME "Actualización y mejora del Inventario de Rocas Industriales de la Provincia de Toledo" (1982) se indica que la granodiorita aflorente en la hoja tiene buenas posibilidades de explotación como roca ornamental, en la variedad de "gris Toledo".

7.2.2.4. *Calizas*

Únicamente hay una cantera inactiva de caliza, que fue realizada para utilización de la piedra en construcción. Es el indicio nº 18, situado en el Término municipal de Cervera de los Montes.

7.2.2.5. *Esquistos*

En las proximidades de Castillo de Bayuelas se encuentra el indicio nº 19, correspondiente a una pequeña explotación de los esquistos Cámbicos para su uso como áridos de trituración.

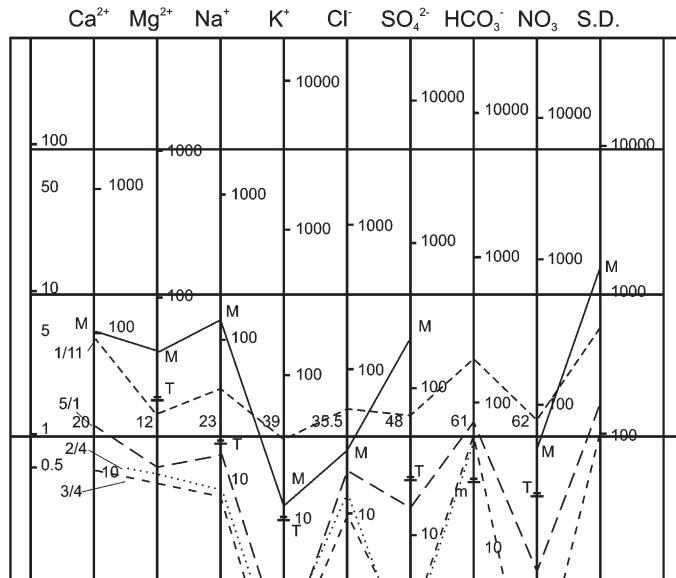
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los distintos materiales existentes en la hoja, han quedado plasmados en un mapa geológico según una separación de tramos cartográficos que presentan unas características geotécnicas particulares para cada uno de ellos.

El procedimiento seguido para su estudio ha sido el dividir la superficie total en áreas de comportamiento geotécnico diferente y a su vez subdividirlas en zonas que agrupan tramos cartográficos de similares características.

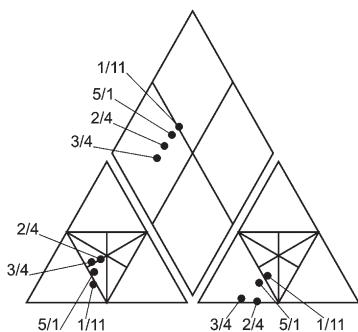
El criterio utilizado para la división de áreas ha sido fundamentalmente geológico, en los que se recogen aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que de un análisis con-

DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER



S.D.= Sólidos Disueltos

NOTA: Los parámetros están expresados en mg/l



DIAGRAMAS DE PIPER

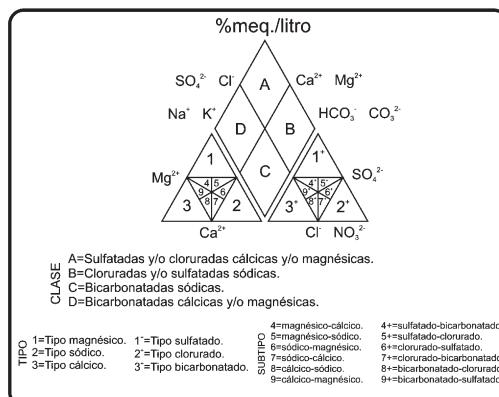


Figura 7.5.- Diagramas hidroquímicos de las aguas analizadas.

CUADRO RESUMEN INVENTARIO PUNTOS DE AGUA NAVAMORCUENDE 16 - 24 (602)

Nº PUNTO	COORDENADAS			NAT	Prof. obra (m)	USOS	Nivel Piez.		CAUDAL		Litol.	Conduc (µl/h/cm ²)	FACIES	Ph	Origen documt	Fecha
	X	Y	Z				(msnm)	fecha	(m ³ /h)	fecha						
16241001	501717	612959	540	S	38.00	C	—	—	—	—	Ar	—	—	—	ITGE	1.990
16241002	503780	611725	590	G	50.00	A	—	—	0.2	81	Gr	—	—	—	"	"
16241003	503710	612210	575	P	2.50	A+G	573.5	81	—	—	Ar	—	—	—	"	"
16241004	502825	612545	560	P	6.40	A	555.1	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241005	503010	612120	560	S	75.00	A+R	556.5	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241006	503115	612120	560	P	5.00	R	557.0	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241007	503350	611915	563	P	7.00	A	559.5	81	—	—	Gr	—	—	—	"	"
16241008	501648	611265	520	S	54.00	A	517.7	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241009	504075	611255	618	P	480.00	G	614.7	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241010	503595	611550	600	P	4.90	O	595.7	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16241011	503400	611950	560	P	6.10	R	559.0	93	—	—	Gr	614	Bicar-Cálc.	8.43	P.T.	1.993
16242001	513360	614050	720	S	110.00	O	712.6	81	—	—	Ar	—	—	—	ITGE	1.990
16242002	514000	613610	660	S	120.00	O	—	—	—	—	"	—	—	—	"	"
16242003	512555	615075	980	M	—	A	—	—	0.9	81	Gr	—	—	—	"	"
16242004	510900	616250	1140	M	—	C	—	—	54.0	93	"	75	Bicar-Cálc.	6.48	P.T.	1.993
16243001	516645	610750	430	S	147.00	O	—	—	—	—	Ar	—	—	—	ITGE	1.990
16243002	515270	613180	620	P	5.10	A	615.3	81	—	—	Gr	—	—	—	"	"
16243003	516895	610715	425	S	70.00	O	424.0	81	—	—	Ar	—	—	—	"	"
16243004	515400	612100	550	M	—	G	—	—	0.7	93	Gr	44	Bicar-Cálc.	7.48	P.T.	1.993
16245001	503575	604575	550	M	—	O	—	—	0.7	93	"	118	Bicar-Cálc.	6.98	P.T.	1.993
16246001	513790	608450	435	P	7.00	A+R	431.0	81	12.5	81	Ar	—	—	—	ITGE	1.990
16246002	513945	608790	443	P	6.00	O	437.7	81	—	—	"	—	—	—	"	"
16247001	516420	600260	420	P	7.00	R	417.5	70	54.0	81	"	—	—	—	"	"
16248001	521900	601750	450	S	185.00	O	445.8	81-87	—	—	"	—	—	—	"	"
16248002	521852	601750	450	S	120.00	O	434.2	81-87	—	—	"	—	—	—	"	"
16248003	521852	601750	450	S	56.00	O	446.5	81-87	—	—	"	—	—	—	"	"

NATURALEZA: Manantial M
 USOS: Abastecimiento A (P.T.- "PROYECTO TIETAR")
 Sondeo S Desconocido O
 Pozo P No se usa C
 Galeria G Riego agrícola R
 Ganadería G

junto, dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado cuantitativamente la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la capacidad de carga y los posibles riesgos geológicos que puedan afectar a cada zona.

En la hoja de Navamorcunde se han distinguido cuatro áreas y ocho zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

ÁREA I

ZONA I₁: Tramos 1 a 3.

ZONA I₂: Tramos 4 a 13.

ÁREA II

ZONA II₁: Tramo 14.

ZONA II₂: Tramos 15 y 16.

ÁREA III

ZONA III₁: Tramos 17, 18 y 19.

ZONA III₂: Tramo 20.

ÁREA IV

ZONA IV₁: Tramos 21, 22, 23 Y 29.

ZONA IV₂: Tramos 24, 25, 26, 27, 28, 30 y 31.

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

Seguidamente se describen las áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos pertenecientes a cada zona.

7.3.1.1. Área I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas filonianas e ígneas de la Hoja.

ZONA I₁ (Tramos cartográficos 1 a 3)

Están representadas por los diferentes diques intruídos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 10 m.

Son formaciones impermeables con permeabilidad asociada a la fracturación por donde drenan.

Son ripables en función de su potencia y diaclasado, y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación.

ZONA I₂ (Tramos cartográficos 4 a 13)

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas deformadas o no, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a tipos de facies con idénticas características geotécnicas. La morfología que presenta es muy regular y corresponden a los grandes relieves de la Hoja.

La roca en sí, se considera impermeable, aunque puede presentar una cierta permeabilidad superficial ligada a zonas arenosas de alteración o tectonización.

En general y quitando posibles zonas de encharcamiento en áreas alteradas, existe una marcada red de escorrentía superficial

Son materiales no ripables y con capacidad de carga elevada, eludiendo las zonas de alteración y/o elevada fracturación.

7.3.1.2. Área II

En este grupo se han separado dos zonas con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales pre-ordovícicos.

ZONA II₁ (Tramo cartográfico 14).

La constituyen los escasos mármoles aflorantes en la Hoja, que se localizan en su mitad nordoccidental.

Estas rocas se comportan como formación permeable por fisuración y/o karstificación.

No son ripables y tienen buena capacidad de carga aunque se tienen que eludir posibles zonas karstificadas.

ZONA II₂ (Tramo cartográfico 15).

Corresponde a esquistos, arenas feldespáticas y cuarcitas con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y porfiroides existentes en la zona nord-occidental de la Hoja.

Su comportamiento hidrogeológico es de una formación impermeable, en la que solo existe escorrentía superficial o permeabilidad ligada a fracturas.

La morfología es suave, y son fácilmente erosionables, a excepción de los tramos cuarcíticos y areniscosos, por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

La capacidad de carga es buena por lo que no presentarán problemas de asientos. En general son materiales ripables y solo aquellos niveles cuarcíticos, porfíridos y areniscosos de entidad y poco fracturados necesitan voladura.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a éste área sedimentos terciarios incluidos en dos zonas con características propias.

ZONA III₁ (Tramos cartográficos 17, 18 y 19).

Corresponden a esta zona arcosas, conglomerados y limos, por lo general cementados, que se ubican formando replanos en la banda S de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltables, aunque si se observan signos de erosión lineal, abarrancamientos y entalladuras.

En conjunto estos materiales son permeables pero estarán ligados a la cantidad de matriz limosa que contenga para que pierda este carácter. Es normal encontrar en profundidad niveles acuíferos definidos y continuos.

Son materiales ripables y su capacidad de carga y magnitud de asentamiento son de tipo medio-alto.

ZONA III₂ (Tramo cartográfico 20).

La forman bloques, conglomerados y arcosas que aparecen adosados a fracturas de dirección NE-SO.

Presentan una morfología suave con inclinación hacia el sur, por lo que no plantean problemas de tipo geomorfológico. En las áreas atravesadas por arroyos aparecen signos de erosión lineal.

Es una zona impermeable o con algún acuífero aislado condicionado por la potencia del tramo y la abundancia de limos en la matriz o base arenosa. En conjunto, el drenaje es por escorrentía superficial.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos es de tipo medio. Hay que tener en cuenta la existencia de grandes bloques no solo superficiales, a la hora de realizar cualquier tipo de obra.

7.3.1.4. Área IV

Se agrupan en este área dos zonas con características diferentes, incluidas todas ellas dentro del cuaternario.

ZONA IV₁ (Tramos cartográficos 21, 22, 23 y 29).

Son cantos, arenas y limos correspondientes a glacis, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación en todos los relieves de la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, presentarán problemas de deslizamiento en las áreas de mayor pendiente (coluviones y conos).

Es un conjunto permeable y semipermeable donde el drenaje se efectúa por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es buena y la capacidad de carga baja media. El carácter errático de estos sedimentos puede provocar asientos diferenciales en obras de cimentación.

ZONA IV₂ (Tramos cartográficos 24, 25, 26, 27, 28, 30 y 31).

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas, que forman extensas plataformas en la mitad sur de la Hoja, llanuras aluviales y fondos de valle. Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga media. Los riesgos más comunes en estos materiales son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

Un PIG no debe quedar restringido al concepto clásico de yacimiento paleontológico o mineralógico. su singularidad puede ser debida tanto a procesos externos (dinámica litoral, fluvial, glacial, etc.), como internos (volcanismo, magmatismo, deformación, procesos sedimentarios, etc.), o incluso debidos a la acción de la actividad humana (explotaciones antiguas históricas, grandes obras de ingeniería, desertización de un área debida a una mala planificación agrícola, entendida esta última como ejemplo negativo del mal uso a que puede asignarse el territorio, etc.).

El creciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientales ha motivado que las autoridades, diversos colectivos sociales e instituciones, se hayan sensibilizado ante la necesidad de conservar nuestro entorno natural como patrimonio cultural. En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) comenzó en 1978 la labor de realizar una serie de estudios encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que, por su singularidad geológica, deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos y/o turísticos. Esta iniciativa, por parte del IGME, se recoge en el "Proyecto para estudio, explotación y conservación de los puntos de interés geológico singular", contenido dentro del Proyecto nº 5 (Actualización del programa de infraestructura geológica) del Plan Nacional de Abastecimientos de Materias Primas Minerales. Los resultados esperados, según el IGME, son los siguientes:

- Conocimiento de un patrimonio nacional, hasta hoy poco conocido y mal explotado.

- Creación de archivos de documentación para investigación y estudio.
- Conservación organizada de este patrimonio, aunando esfuerzos.
- Aprovechar, sistematizándola, gran cantidad de información recogida durante la ejecución del MAGNA y otras actividades geológicas.
- Ayudar a un mejor conocimiento de la Naturaleza y respeto de la misma.
- Preparar un material didáctico utilísimo para la enseñanza media y superior.
- Fomentar la investigación de un conjunto de puntos de interés geológico, lo que llevará a un mayor conocimiento de nuestra geología y, en consecuencia, al hallazgo y mejor aprovechamiento de nuestros recursos naturales.
- Elevar nuestro prestigio entre los países de vanguardia en investigación y conservación de la Naturaleza.

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En general, el área ubicada dentro de la Hoja nº 602 (Navamorcuende) se puede considerar como una zona de interés turístico-paisajística, especialmente su parte centro-norte donde se alza la Sierra de San Vicente que llega a alcanzar 1369 m en el Cerro Cruces. A lo largo de la carretera que une Navamorcuende con El Real de San Vicente se puede disfrutar de un singular recorrido paisajístico-geológico a través de un agreste modelado en rocas graníticas. Los bellos bosques autóctonos y la abundancia de veneros y fuentes, si se visita en otoño, proporcionan una imagen de singular belleza para el amante de la naturaleza.

Dentro de esta hoja se han seleccionado dos puntos o lugares de interés geológico, a saber:

- Granitos cizallados dúctil-frágil extensionalmente.
- Paisaje granítico en berrocal.

Para una información más detallada sobre estos puntos de interés (situación geográfica, fotos, diapositivas, clasificación según contenido, utilización, influencia, etc) se remite al lector a la información complementaria a esta memoria depositada en el IGME.

8.1.1. Granitos cizallados dúctil-frágil extensionalmente.

Se trata de una amplia zona de 11 por 15 Km que cubre la mayor parte de la Sierra de San Vicente afectada por una deformación tardihercínica dúctil-frágil, en la que se reconocen estructuras S, C, y lineaciones en los planos C. Según Doblas (1988) estos granitos han sido afectados por una compleja sucesión de deformaciones: 1) foliación S de origen magmático en los bordes del granito; 2) episodio distensivo, con formación de planos de cizalla C buzantes al NNE; 3) episodio transcurrente-senestral según una banda ONO-ESE con planos de cizalla C; 4) intrusión de leucogranitos en la banda transcurrente con desarrollo de planos S/C al deformarse.

Según Marín Parra *et al...*(esta memoria) esta cizalla se caracteriza principalmente por el desarrollo de una fábrica S/C en condiciones de bajo grado metamórfico (fábrica S) muy tendi-

da (de subhorizontal a 15°) afectada por planos C de dirección media E-O buzantes al N entre 15° y 40°. En estos planos se observan estrías norteadas (entre N154°E y N4°E) inclinadas de 10° a 40° hacia el N. Los criterios cinemáticos (S/C, colas de presión, rotaciones de megacristales, etc.) indican movimiento extensional hacia el N. Según estos autores, el hecho de que el ángulo entre S y C no sobrepase los 40° es coherente con una generación simultánea para estas superficies; además la similitud de deformación y metamorfismo (bajo grado) en ambos planos, también parece apoyar este hecho.

Para realizar observaciones sobre este particular se han seleccionado, por su fácil acceso, los alrededores del punto kilométrico 3.800 de la carretera de Castillo de Bayuela a El Real de San Vicente.

8.1.2. Paisaje granítico en berrocal

Aunque el tipo de erosión más generalizada de estos granitos es el berrocal y puede ser observado en diversos puntos se ha seleccionado uno próximo al anterior, al Oeste de dicho punto kilométrico, a unos 150 m al que se accede por un camino. Aquí se puede observar un paisaje en bolos dispersos, con alguna que otra "pidra caballera" sobre un suelo de areñosos de pastos.

Desde el mismo se pueden realizar diversas vistas panorámicas hacia el Norte del relieve granítico que da lugar a la Sierra de San Vicente en las proximidades de El Real de San Vicente.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Cons. Super. Invest. Cient., Inst. Lucas Mallada, Trab. sobre Neógeno Cuaternario*, 5: 7 29.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M.; PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 88: 1 145
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central español". *Estud. Geol.*, 39: 271 306.
- ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del; VILLASECA, C.; IBARROLA, E.; MARTÍN PARRA, L.M.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE G. de; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; MERLO, A.; HUERTAS, M.J. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991a). "Segovia". *Publ. Inst. Tecnol. GeoMin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2^a ser.)*, 483: 135 págs.
- ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y VILLASECA, C. (1991b). "Evolución metamórfica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4(3 4):195 201.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975). "Les décrochements tardi hercyniens du sud ouest de l'Europe". *Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics*, 25: 139 171.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y VILLAR, P. (en prensa). "La estructura del sector de Buitrago Somosierra (Sistema Central)". *Bol. Geol. Min.*
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970). "Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale)". *C.R. Acad. Sci. París, D*, 270: 2630 2633.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L. y PEINADO, M. (1981). "Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español)". *Cuad. Geol. Ibér.* 7: 219 234.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). "Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 15 51.

BELLIDO, F.; CASQUET, C. GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; VICENTE, G. de; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J.; MERLO, A. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 a). "Torrelaguna". *Publ. Inst. Técnol. GeoMin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2ª ser.)*, 509: 130 págs.

BELLIDO, F.; CASILLAS, R.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M.; PABLO MACÍA, J.G. de; PEINADO, M.; VILLASECA, C.; RUIZ GARCÍA, M.T.; IBARROLA, E.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; CENTENO, J.D.; FERNÁNDEZ, P.; VILLASANTE, R. y MERLOS, A. (1991 b). "Las Navas del Marqués". *Inst. Técnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E= 1: 50.000 (2ª Ser.)*, 532: 108 págs.

BELLIDO, F.; FÚSTER, J.M.; MARTÍN SERRANO, A.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; PABLO MACÍA, J.G. de; VILLASECA, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; FERNÁNDEZ, P.; PEDRAZA, J. de; VILLASANTE, R.; CENTENO, J.D.; MERLO, A.; IBARROLA, E. y RUIZ GARCÍA, M.T. (1991 c). "El Espina"r. *Inst. Técnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. E=1:50.000, 2ª ser.*, 507: 152 págs.

BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des Formations Anteordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73: 1 263.

CAPOTE, R. (1971). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". *Tesis Doct., Univ. Complutense Madrid*: 1 289 (Inédito).

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981). "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 455 470.

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982). "Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica". *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas. Fis. Nat. 76(2)*: 313 331.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975). "Las series anteordovílicas del Sistema Central". *Bol. Geol. Min.* 86(6): 551 596.

CARANDEL, (1914). "Las calizas cristalinas del Guadarrama". *Inst. Nac. Cienc. Fis. Nat., Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol.*, 8: 70 págs.

CASQUET, C. (1975). "Metamorfismo plurifacial Hercínico de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)". *Estud. Geol.*, 31: 217 239.

CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System". A discussion. En: E. BANDA y L.A. MENDES VICTOR (Eds.). *Proc. 5th Workshop Eur. Geotraverse (EGT) Proj.*: 65 76.

- CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). "El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate". *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, 79(4): 523 548.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1981). "Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 135 150.
- DIEZ BALDA, M.A. (1980). "La sucesión estratigráfica del complejo esquisto grauváquico al Sur de Salamanca". *Estud. Geol.* 36(1 2): 131 138.
- DIEZ BALDA, M.A. (1986). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. Ed. Univ. Salamanca*, 162 pp.
- DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure (Central Iberian Zone, Autochthonous Sequences)". En: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). *Pre Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 172 188.
- DOBLAS, M. (1987). "Tardi Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Proc. Conf. Deformation and Plate Tectonics. Gijón, Spain*: 1 29.
- DOBLAS, M. (1988). "SC deformed granitoids in the San Vicente Range (Central Spain)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1(1 2): 25 35.
- DOBLAS, M. (1990 a). "Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)". *Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct.*, 59/90: 465 págs
- DOBLAS, M. (1990 b). "Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 219 226.
- DOBLAS, M. (1991). "Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Tectonophysics*, 191: 325 334.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). "Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos)". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 18: 27 38.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. y MARTÍNEZ, J. (1988). "Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag base metal mineralization in the Spanish Central System". *Geology*, 16: 800 803.

- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional Tardi Hercínica del centro peninsular". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14: 117 122.
- DOBLAS, M. y UBANELL, A.G. (1991). "Los sistemas filonianos tardihercínicos del Centro Peninsular como resultado de una deformación progresiva dentro de una zona de cizalla transcurrente dextral de escala megacontinental". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 169 177.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Actas Com. IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol.*, Fac. Ciênc. Univ. Porto, 1: 411 431.
- FÚSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.* 85: 595 600.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1958). "Excursión geológica por el Bloque de Piélagos (Toledo Ávila)". *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 50: 75 95.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.; UGIDOS, J.M.; BEA, F.; CARNICERO, A.; FRANCO, P.; RODRÍGUEZ, D. y LÓPEZ PLAZA, M. (1980). "Plutonism of Central Western Spain". A preliminary note. *Estud. Geol.* 36(5 6): 339 348.
- GARZÓN, M.G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). "Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español" I. *Stvdia Geol. Salmanticensia* 10: 7 16.
- HEIM, R.C. (1952). "Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain". *Tesis. Min. Geol. Inst. Rijksuniv. Utrecht*: 1 66.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1962). "La formación o depósitos de grandes bloques de edad Pliocena. Su relación con la Raña". *Estud. Geol.*, 18(1 2): 75 88.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMÍREZ, A. y RUIZ SÁNCHEZ PORRO, J. (1985). El mioceno de Madrid. En: M.T. ALBERDI (Coord.). "Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid". *Cons. Super. Invest. Cient., Mus. Nac. Cienc. Nat.*: 9 16 Madrid.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid". En: J.A. COMBA (Coord.). *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España. Inst. Geol. Min. Esp.*, 2: 534 543.

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *E. 1:100.000. Inst. Geol. Min. Esp.*:1 113.
- KINDELÁN, J.A. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952). "Navamorcuende". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (1^a ser.), 602: 65 págs.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1989). "Tendencias en Paleobiogeografía. El futuro de la biogeografía del pasado". En: E. AGUIRRE (Coord.). *Paleontología. Cons. Super. Invest. Cient., Nuevas Tendencias*, 10: 271 296 Madrid.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1987). "Approach to the Spanish Continental Neogene Synthesis and Palaeoclimatic Interpretation". *Proc. 8 RCMNS Congr., Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70: 383 391.
- LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). "El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central Español". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 86: 1 127.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotektonische Forsch.* 6: 78 92. Berlin. (Trad. esp.: *Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. Publ. Extranjeras Geol. Esp.* 5: 149 166, 1950).
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuous deformation, ductile thrusting and back folding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain". In: PEREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.). *Deformation and Plate Tectonics. Tectonophysics*, 191(3 4): 291 309.
- MARTÍN CARDOSO, G. (1918). "Bosquejo geográfico geológico de la Sierra de San Vicente (Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 18: 516 523.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971). "Estudio mesotectónico de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Ávila, Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69: 303 327.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina Escalona (provincia de Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 72: 141 160.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo". *Estud. Geol.*, 32: 509 522.

MARTÍN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972). "Contribución al conocimiento de la geología del Terciario continental de la Fosa del Tajo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 78: 171 190.

MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; MORENO, F.; CONTRERAS LÓPEZ, E.; IGLESIAS, A. et al. (en prensa). "Vadillo de la Sierra". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2^a ser.)*, 530.

MARTÍNEZ SALANOVA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; CONTRERAS LÓPEZ, E.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; MARTÍN HERRERO, D.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; BARBERO, L.; GRACÍA PRIETO, J. et al. (en prensa). "Mora". *Publ. Inst. Tecnol. Geomin. Esp., Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2^a ser.)*, 658.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986). "La discordancia intra alcudiente en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol. Asturica*, 27(3 4): 27 32.

PARGA, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Lage*, 37: 1 15.

PEDRAZA, J. de (1981). "El borde meridional de la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): Evolución morfotectónica reciente". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 667 681.

RIBA, O. (1957). "Ensayo sobre la distribución de las litofacies del Terciario continental de la cuenca del Tajo, al O. de la Sierra de Altomira (resumen)". *Cursillos Conf., Inst. Lucas Mallada*, 4: 171 172.

ROYO y GÓMEZ, J. (1926). "Tectónica del Terciario Continental Ibérico". *16 Congr. Geol. Int., Esp.*: 593 623.

SCHÄFER, G. (1969). "Geologie and Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 10: 1 207.

UBANEL, A.G. (1976). "Los diques aplíticos de Almorox Navamorcunde (Sistema Central Español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos". *Com. Serv. Geol. Port.*, 60: 53 68.

UBANEL, A.G. (1977). "Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español". *Bol. Geol. Min.* 88(5): 9 14.

UBANEL, A.G. (1981 a). "Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.* 7: 591 605.

- UBANELL, A.G. (1981 b). "Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español". *Cuad. Geol. Ibér.* 7: 607 622
- UBANELL, A.G. (1982). "Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español". *Ed. Univ. Complutense Madrid, Colecc. Tesis Doct.*, 160/82: 217 págs.
- UBANELL, A.G. y DOBLAS, M. (1988 a). "Modelos geotectónicos de los diques E W en el Sistema Central Español". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 12: 183 191.
- UBANELL, A.G. y DOBLAS, M. (1988 b). "Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona Navamorcuende (SW del Sistema Central Español)": *Surelación con la intrusión. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*: 393 403.
- VEGAS, R. (1975). "Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications". *Geol. Rundsch.* 64: 266 278.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". *Tectonophysics*, 184: 367 378.
- VICENTE, G. de, MARTÍNEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986). "Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central". *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- VILLASECA, C. (1983). "Evolución metamórfica del sector centro septentrional de la Sierra del Guadarrama". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid*: 1 331.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA