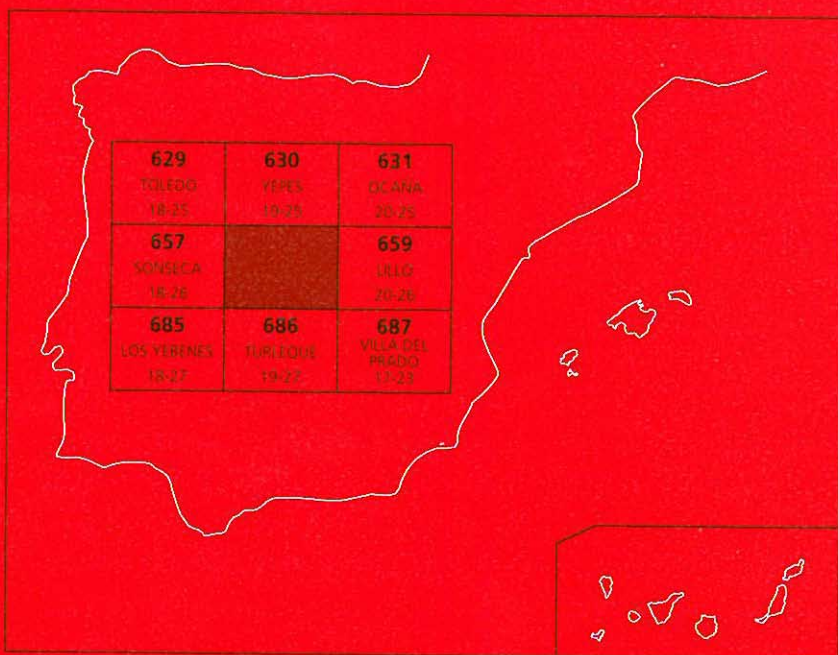




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MORA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MORA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, 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: 978-84-7840-821-4
Depósito legal: M-51896-2009

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión: Oficina gráfica Barrero & Azedo

Las presentes Hoja y Memoria (Mora-658) han sido realizadas por ENADIMSA (Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.) durante 1.989-1.990, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa geológico:

- Martínez-Salanova, J. (EGEO, S.A.). Mesozoico, Terciario y Cuaternario.
- Martín Parra, L.M. (EGEO, S.A.). Dominio migmatítico.
- Gutiérrez Alonso, G (EGEO, S.A.) Metasedimentos Paleozoicos.
- Martín Herrero, D. (INTECSA). Metasedimentos Paleozoicos.
- Sánchez Carretero, R. (INGEMISA). Granitoides Alineación Mora-Las Ventas.
- Contreras López, E. (INGEMISA). Granitoides Alineación Mora-Las Ventas.
- Gracia Prieto, F.J. (ENADIMSA). Cuaternario.
- Barbero, L. (UCM). Dominio Migmatítico
- Villaseca, C. (UCM). Dominio Migmatítico.

Mapa geomorfológico:

- Gracia Prieto, F.J.

Mapa hidrogeológico:

- Contreras López, E.

Memoria:

- Martínez-Salanova, J. Introducción, Estratigrafía e Historia geológica.
- Martín Parra, L.M. Introducción, Estratigrafía, Tectónica, Petrología e Historia geológica.
- Gutiérrez Alonso, G. Estratigrafía y Tectónica.
- Martín Herrero, D. Estratigrafía y Geotecnia.
- Sánchez Carretero, R. Petrología y Patrimonio Natural Geológico.
- Andonaegui, P. (UCM) Geoquímica.
- Barbero, L. Geoquímica.
- Gracia Prieto, F.J. Geomorfología y Neotectónica.
- Dabrio, C. (UCM) Estratigrafía.
- Iglesias Peláez, A. (ENADIMSA) Recursos Naturales.

Asesoría en Sedimentología

- Dabrio, C.J. (UCM)

Asesoría en Paleontología

- Rábano, I. (CSIC-UCM) y Gutiérrez Marco, J.C. (CSIC-UCM). Paleozoico.
- López Martínez, N. (UCM). Vertebrados.

Asesoría en Geología Estructural:

- González Lodeiro, F. (Univ. Granada).

Asesoría en Rocas Igneas y Metamórficas:

- Villaseca, C. (UCM); Andonaegui, P. (UCM) y Barbero, L. (UCM).

Análisis Químicos

-Bea, F. (Univ. Salamanca)

Laboratorio

-ENADIMSA

Coordinación y dirección por ADARO:

-F. Junco

Dirección y Supervisión por el I.G.M.E.:

-Bellido Mulas, F. (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	11
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. METASEDIMENTOS DEL DOMINIO MIGMATÍTICO	13
2.1.1. Esquistos y metaareniscas feldespáticas (17); metaconglomerados (15); Cuarцитas (16).....	13
2.1.2. Mármoles y rocas calcosilicatadas (14)	14
2.2. PALEOZOICO	15
2.2.1. Niveles carbonatados (18); Pizarras y limolitas (19).....	15
2.2.2. Pizarras, limolitas, calizas y areniscas (Cámbrico - Inferior) (20).....	16
2.2.3. Cuarцитas, areniscas y pizarras (Serie Púrpura) Arenig (21)	17
2.2.4. Ortocuarцитas (Facies Armoricana) Arenig (22).....	19
2.2.5. Cuarцитas, areniscas y pizarras (serie Pochico) (23).....	22
2.2.6. Conclusiones y paleogeografía	23
2.3. CRETÁCICO SUPERIOR	28
2.3.1. Areniscas, arcillas y gravas (24)	28
2.3.2. Calizas micríticas tabulares, arcillas y yesos (25)	29
2.4. NEÓGENO	30
2.4.1. Aragoniense (Mioceno medio).....	30
2.4.1.1. Conglomerados, arenas y bloques polimícticos (31), de naturaleza cuarcítica (26) y de naturaleza migmatítica (30). Arenas, arcillas y cantos polimícticos (28), litoareníticos (27) y arcósicos (procedentes de migmatitas) (29).....	30
2.4.1.2. Arcillas y arenas rojas con yeso disperso (32)	31
2.4.1.3. Calizas y margas arenosas (33)	31
2.4.1.4. Calizas arenosas bioturbadas (34).....	31
2.4.1.5. Calizas compactas grises y costras carbonatadas (35)	32
2.4.1.6. Arcillas yesíferas y yesos (36)	32
2.4.1.7. Calizas arenosas, margas y arcillas con yeso (37)	33

	Pag.
2.4.1.8. Arenas y areniscas calcáreas (38).....	33
2.4.1.9. Yesos masivos tabulares y yesos con arcillas (39).....	33
2.4.2. Vallesiense-Turolense (Mioceno superior)	34
2.4.2.1. Calizas compactas grises (Facies "Páramo") (40).....	34
2.4.3. Plioceno	34
2.4.3.1. Arcillas y yesos arcillosos (41)	34
2.5. CUATERNARIO	35
2.5.1. Conos de deyección (42)	35
2.5.2. Derrubios de ladera (43).....	35
2.5.3. Glacis (44).....	35
2.5.4. Terrazas (45).....	35
2.5.5. Aluvial. Fondo de Valle (46)	35
2.5.6. Zonas encharcadas (47).....	36
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	36
3.1. INTRODUCCIÓN	36
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	36
3.2.1. Deformación precámbrica	37
3.2.2. Deformación sárdica.....	37
3.3. OROGENIA HERCÍNICA.....	37
3.3.1. Introducción.....	37
3.3.1.1. Dominio migmatítico.....	37
3.3.1.2. Dominio de los Montes de Toledo	38
3.3.2. Primera Fase de deformación (D1)	38
3.3.2.1. Dominio Migmatítico	38
3.3.2.2. Dominio de los Montes de Toledo	38
3.3.3. Segunda Fase de deformación.....	39
3.3.3.1. Dominio Migmatítico	39
3.3.3.2. Dominio de los Montes de Toledo	40
3.3.4. Tercera Fase de Deformación	40
3.3.4.1. Dominio migmatítico.....	40
3.3.4.2. Dominio de los Montes de Toledo	40
3.3.5. Deformaciones tardías.....	41
3.3.5.1. Replegamiento subvertical.....	41
3.3.5.2. La falla normal de Toledo	41
3.3.5.3. Fallas NNE-SSO	43
3.4. TECTÓNICA ALPINA	43
3.5. NEOTECTÓNICA.....	43
4. PETROLOGÍA.....	43
4.1. ROCAS ÍGNEAS	43
4.1.1. Rocas ígneas Prehercénicas	44

	Pag.
4.1.1.1. Ortoanfibolitas (4).....	44
4.1.1.2. Ortogneises biotíticos bandeados (5).....	44
4.1.1.3. Ortogneises metagraníticos leucocráticos (6).....	45
4.1.2. Rocas ígneas hercínicas.....	45
4.1.2.1. Granitoides sincinemáticos.....	46
a. Gabros anfibólicos deformados (7).....	46
b. Adamellitas y/o Granodioritas porfídicas deformadas (Tipo Argés – Guadamur y Sotera) (8).....	47
c. Granitos porfídicos gruesos (Tipo Moncloa) (9).....	49
4.1.2.2. Granitoides tardicinemáticos.....	50
a. Granitoides inhomogéneos y Migmatitas. Facies oscuras con Biotita + Cordierita (10).....	50
b. Facies leucocráticas con Cordierita (12).....	51
c. Facies con Biotita y granate (11).....	53
d. Monzogranito de grano medio–grueso con megacristales ± Cordierita (Tipo Mora / Menasalbas) (13).....	54
e. Monzogranitos cataclásticos (13).....	56
f. Leucogranitos moscovíticos con biotita (2).....	56
4.1.3. Rocas filonianas.....	58
4.1.3.1. Pórfidos (3).....	58
4.1.3.2. Aplitas (2).....	59
4.1.3.3. Filones de Cuarzo (1).....	59
4.2. ROCAS METAMÓRFICAS.....	60
4.2.1. Metamorfismo regional.....	60
4.2.1.1. Dominio Migmatítico.....	60
4.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo.....	63
4.2.2. Metamorfismo de contacto.....	63
4.3. GEOQUÍMICA.....	64
4.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica.....	64
4.3.2. Granitos del Plutón Mora-Gálvez.....	72
5. GEOMORFOLOGÍA.....	72
5.1. FISIOGRAFÍA.....	72
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	73
5.2.1. Morfoestructura.....	73
5.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta.....	73
5.2.1.2. Sierras paleozoicas.....	73
5.2.1.3. Cuenca terciaria del Tajo.....	73
5.2.2. Estudio del modelado.....	73
5.2.2.1. Formas de aplanamiento.....	73
5.2.2.2. Formas graníticas.....	74
5.2.2.3. Formas de piedemonte.....	75

	Pag.
5.2.2.4. Formas fluviales	75
5.2.2.5. Formas de laderas	75
5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	76
5.3.1. Alteritas	76
5.3.2. Depósitos de piedemonte	76
5.3.3. Depósitos fluviales	77
5.3.4. Coluviones	77
5.3.5. Depósitos endorreicos	77
5.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	77
5.5. PROCESOS ACTUALES	78
6. HISTORIA GEOLÓGICA	80
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	83
7.1. HIDROGEOLOGÍA	83
7.1.1. Climatología	83
7.1.2. Hidrología superficial	83
7.1.3. Características hidrogeológicas	84
7.2. RECURSOS NATURALES	87
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos	87
7.2.2. Rocas Industriales	87
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	90
7.3.1. Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	91
7.3.1.1. Area I	91
7.3.1.2. Area II	92
7.3.1.3. Area III	93
7.3.1.4. Area IV	95
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	96
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	96
8.2. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL P.I.G.	96
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN	97
9. BIBLIOGRAFÍA	99

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Mora de Toledo (659) está situada al Nordeste de los Montes de Toledo y al Sur del Tajo. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Toledo.

El principal núcleo de población es Mora de Toledo situado en el sector Suroeste de la Hoja, existiendo además otras cuatro localidades: Mascaraque, Almonacid de Toledo, Villamuelas y Villanueva de Bogas, todos ellos en la mitad occidental de la Hoja.

Las mayores cotas topográficas se sitúan en el Sur de la Hoja: Cerros del Castillo de Mora (967 m.) y Buey (964 m.), mientras que las más bajas se encuentran en el sector Norte, en el cual se llegan a alcanzar cotas de 500 m. en el sector Noroeste, donde el río Algodor abandona la Hoja. La altitud media es de unos 650 m.

La red de drenaje es poco densa y toda ella perteneciente a la cuenca del Tajo en su vertiente Sur. El cauce más importante es el río Algodor, cuyas aguas corren hacia el río Tajo atravesando la Hoja de Sureste a Noroeste. Además existen diversos arroyos de escasa importancia, pudiendo destacarse los arroyos Cedrón y Derramadero, en el sector Nordeste y Valdemozárabes en el Noroeste.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

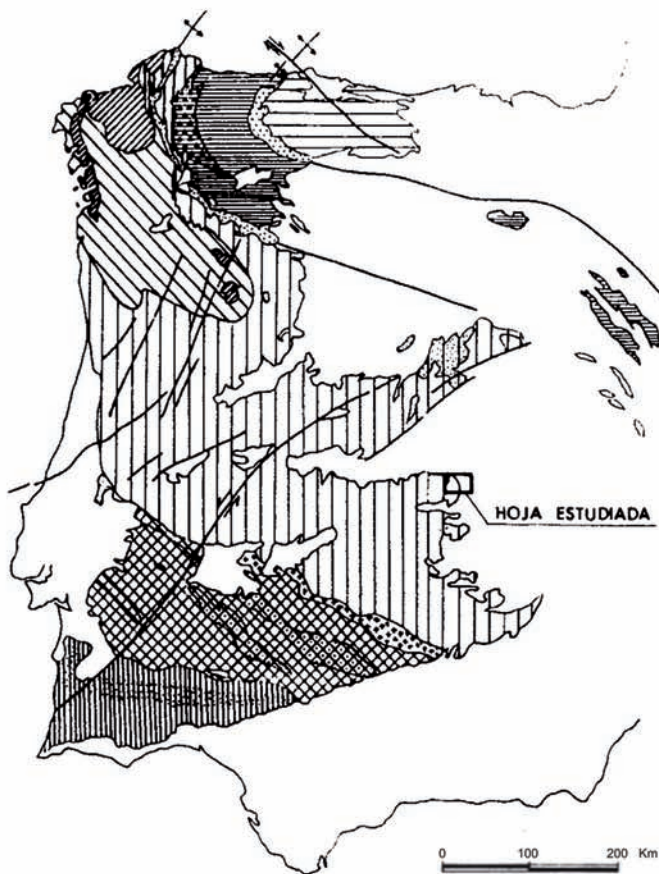
Aproximadamente la mitad occidental de la Hoja está constituida por materiales afectados principalmente por la Orogenia Hercínica, mientras que en la mitad oriental se encuentran materiales posteriores a la citada Orogenia afectados por deformaciones alpinas.

Los materiales de la mitad occidental, afectados por la Orogenia Hercínica se incluyen dentro de la Zona Centro-Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972, modificado por FARIAS *et al.*, 1987) como se puede ver en la Fig. 1.1.

Dentro de los materiales hercínicos representados en la Hoja, se pueden distinguir dos dominios diferentes, a los que hemos denominado: Dominio migmatítico de Toledo (al Norte) y Dominio de los Montes de Toledo (al Sur). Estos dominios están separados por un importante accidente extensional que ha sido descrito con dirección aproximada E-O desde Mora de Toledo hacia el Oeste, con una longitud de decenas de kilómetros y que hunde los materiales situados al Sur del mismo (Banda Milonítica de Toledo, de APARICIO, 1970, 1971).

Los materiales situados al Norte de este accidente, han sufrido condiciones meso-catazonales, estando constituidos principalmente por granitoides inhomogéneos y migmatitas en los cuales quedan "resisters" de los protolitos que los originaron, de carácter tanto orto como paraderivado.

Al Sur de este accidente, en la esquina Suroeste de la Hoja se encuentran materiales paleozoicos (Cámbrico inferior-Ordovícico medio) intruidos por el batolito granítico de Mora-Las Ventas, en condiciones epizonales, con desarrollo de aureola de metamorfismo de contacto.



- ZONA CENTRO-IBÉRICA**
 a) Afloramientos de "Olló de Sapo"
- ZONA DE GALICIA-TRAS OS MONTES**
 a) Dominio Esquistos de Galicia-Tras-Os-Montes
 b) Dominio de los Complejos con Rocas Máficas Relacionadas
 Batolito de los Pedroches
- ZONA DE OSSA-MORENA**
 a) Afloramientos de Precámbrico
- ZONA SUR PORTUGUESA**
 a) Franja Pirinitífera
- ZONA CANTÁBRICA**
- Precámbrico del núcleo del Antiforme del Narcea
- ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA**
 a) Precámbrico del núcleo del Pliegue Acostado de Mondoñedo
- Formación Porfiróide ("Olló de Sapo")

Figura 1.1. - Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987).

En el sector situado al Norte del accidente extensional, se reconocen localmente las deformaciones hercínicas anteriores a la migmatización, aunque las más visibles son debidas a fases tardías posteriores a ésta y anteriores a la falla normal que limita los dominios. En el sector situado al Sur de esta falla, en los materiales paleozoicos se reconocen principalmente la primera y tercera etapa deformativa hercínicas (D_1 y D_3) así como algunas deformaciones tardías.

1.3. ANTECEDENTES

A finales del siglo pasado y comienzo del siglo XX, numerosos autores se interesaron por la geología de los Montes de Toledo y su relación con los materiales más antiguos situados al Norte, entre éstos y el río Tajo (LUJAN, 1850, 1929; CASIANO DEL PRADO, 1855; VILANOVA, 1857; PEÑA, 1876; HERNÁNDEZ PACHECO, 1912; MALLADA y DUPUY, 1912; FERNÁNDEZ NAVARRO, 1913, 1914; GÓMEZ DE LLARENA, 1914, 1916, 1923; ROYO GÓMEZ, 1926 a y b; MARCET RIBA, 1928; etc.). De ellos cabe destacar el hecho de que LUJAN (1850) ya indica la existencia de gneises y rocas metamórficas separándolas del granito adyacente.

En tiempos más recientes este área ha sido estudiada por diversos autores; como ALIA (1944, 1945, 1954, 1960) y LOTZE (1960, 1961) entre otros.

LLOPIS y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1962, 1963, 1965) atribuyen una tectónica arcaica a los materiales situados entre los Montes de Toledo y el río Tajo, y a una discordancia el contacto entre éstos, fundamentalmente migmatitas, y las series de diferente grado metamórfico situadas al Sur de éstas.

GÓMEZ DE LLARENA (1966) estudia el gabro de La Bastida, situado en la Hoja de Toledo (629).

PARGA y VEGAS (1972) atribuyen los materiales del Macizo de Toledo a una serie de transición entre el Precámbrico y el Cámbrico.

APARICIO (1970, 1971) realiza un extenso trabajo en el macizo cristalino de Toledo, en el cual separa una Unidad situada al Norte constituida por migmatitas, roca plutónicas y rocas metamórficas de alto grado, de edad dudosa, aunque se inclina por una edad Cámbrico inferior-medio; de un conjunto de materiales pizarrosos, calcáreos y cuarcíticos afectados por un metamorfismo de bajo grado y pertenecientes al Paleozoico inferior (Cámbrico y Ordovícico). Distingue dos fases orogénicas hercínicas a estos materiales, una N-S y otra aproximadamente E-O.

El contacto entre la Unidad migmatítica y los paleozoicos inferiores en bajo grado, lo establece en una fractura de grandes dimensiones, de dirección E-O que origina una amplia zona de rocas miloníticas. Su movimiento es de falla normal con el labio Sur hundido.

MARTÍN ESCORZA (1971) estudia la estratigrafía del Paleozoico de Mora de Toledo.

NAVIDAD (1973) realiza un estudio petrogenético de las rocas básicas de Villanueva de

Bogas, a las que atribuye un carácter sincinemático tardío con respecto a la fase orogénica responsable de la deformación principal.

MORENO (1977) realiza un amplio estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales y define una última fase tardía correlacionable con la segunda fase de APARICIO (1971).

MARTÍN ESCORZA y LÓPEZ MARTÍNEZ (1978), realizan un análisis mesoestructural de la Unidad Migmatítica de Toledo, separando al menos cinco fases de deformación. De ellas la primera sería previa a la migmatización y las fases II y III serían simultáneas a la misma, siendo la II la que daría lugar a la foliación dominante en la zona. Las últimas fases (IV y V) serían posteriores a la migmatización.

ANDONAEGUI y BARRERA (1984) estudian la petrología de dos series graníticas peraluminicas en el área Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya, bastante al Oeste de esta Hoja pero con ciertas similitudes con la misma. La serie I es sincinemática, constituida por granodioritas cordierítico-biotíticas, granitoides inhomogéneos y migmatitas. La serie II es postcinemática, compuesta por granitoides microporfídicos y de grano medio-grueso y emplazada en niveles epizonales.

ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) estudian los granitoides de la Unidad migmatítica en el área Argés-Guadamur. Separan fundamentalmente dos tipos de granitoides en un área migmatítica: uno constituido por cuarzodioritas, tonalitas y adamellitas más o menos porfídicas (Tipo Argés-Guadamur) y otro constituido por meladamellitas cordieríticas con algún fenocristal idiomorfo de feldespato potásico (Tipo Layos). Ambos tipos son peraluminicos.

BARBERO y VILLASECA (1988, 1989) citan la existencia de gabros coroníticos en la Ermita de La Bastida, que han sufrido condiciones de facies granulíticas de baja presión y estudian la caracterización geoquímica de las rocas gabraideas de este área.

SANTA TERESA (1982), SANTA TERESA *et al*, (1983) y posteriormente CASQUET *et al*, (1988) interpretan apoyándose tanto en datos geofísicos, como estructurales la geometría en profundidad del granito de Orgaz en relación con la tectónica extensional que da lugar a la Falla Normal de Toledo. Según la interpretación de estos autores la falla y su banda de deformación asociada buzan al Sur y se van tendiendo cada vez más en profundidad, de modo que el granito de Orgaz en profundidad estaría cortado por la falla.

HERNÁNDEZ ENRILE (1976, 1981, 1991) describe en detalle las características de la banda de deformación milonítica asociada a la Falla de Toledo, encontrando indicadores cinemáticos que permiten deducir un movimiento de falla normal con desplazamiento de techo hacia el Sur. Así mismo discute un posible modelo de Core Complex Metamórfico para el Macizo Cristalino de Toledo.

Con relación a los materiales postpaleozoicos de la Hoja de Mora (659), son escasas las referencias bibliográficas que hacen expresa referencia a ellos.

De los materiales mesozoicos solamente existe una referencia cartográfica esquemática de las del SO de Villamuelas, en un trabajo regional sobre parte de los Montes de Toledo (MERTEN,

1955), sin embargo en áreas próximas han sido estudiados desde antiguo por diversos autores: DOUVILLE (1908), DEPERET (1908), GÓMEZ DE LLARENA (1923), ROYO GÓMEZ (1926), TEMPLADO *et al.* (1944), ALIA (1945), ALONSO LUZURIAGA (1969), APARICIO (1971), ORDÓÑEZ *et al.* (1977) y HERRERO (1988) entre los más importantes. La edad de estos materiales ha sido controvertida entre estos autores, así unos proponían una edad paleógena y otros cretácica, prevaleciendo esta última.

Del conjunto de los materiales terciarios de esta Hoja las citas son muy escasas, y siempre de estudios de temas no relacionados directamente con la sedimentación terciaria, como los de APARICIO (1971) o MOLINA (1980). En áreas próximas encontramos los trabajos de ALIA (1944), ARANDILLA *et al.* (1976) o HERRERO (1988). Los trabajos generales sobre la sedimentación terciaria de la cuenca del Tajo son numerosos, así como sobre la tectónica y las dataciones realizadas, pudiendo destacarse los de AGUIRRE *et al.* (1976), JUNCO y CALVO (1983), LÓPEZ MARTÍNEZ (1984) o LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. METASEDIMENTOS DEL DOMINIO MIGMATÍTICO

Se encuentran como afloramientos dispersos de pequeña entidad enclavados en una amplia zona de granitoides inhomogéneos y migmatitas. En general apenas sobrepasan 1 Km² de extensión, salvo en el sector de Villanueva de Bogas en el que se encuentra el mayor afloramiento metasedimentario del Dominio migmatítico de la Hoja.

Dentro del Terciario de la mitad Este de la Hoja a unos 6 Km al NNE de Villanueva de Bogas se encuentra un pequeño afloramiento de mármoles pertenecientes al Dominio migmatítico.

Están constituídos principalmente por mármoles y en menor cuantía y a veces, intercalados por esquistos, metaareniscas y cuarcitas. En un punto de la carretera de Mora de Toledo a Huerta de Valdecarabanos se observa un pequeño enclave de escasos metros de un metaconglomerado.

Debido al carácter de enclaves aislados de estos afloramientos no se puede reconstruir la sucesión estratigráfica de la que formaron parte.

2.1.1. Esquistos y metaareniscas feldespáticas (17); metaconglomerados (15); cuarcitas (16)

Salvo los conglomerados, los demás términos se presentan en contacto con los mármoles y a menudo como intercalaciones dentro de ellos.

Los esquistos y metaareniscas son rocas esquistosas, cuarzo-feldespáticas a menudo, oscuras, con abundante biotita de grano fino. En ocasiones se observan rocas porfiroides con matriz similar a metaareniscas feldespáticas y ocelos milimétricos de feldespato rodeados por la foliación principal. Estos porfiroides pasan lateralmente a metaareniscas.

Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa y biotita. Los ocelos suelen ser de plagioclasa o de plagioclasa-cuarzo. Se observa también la presencia de cordierita, sillimanita (fibrolítica

y prismática), granate y espinela, tanto más frecuentes cuanto mas pelítica es la roca. La cordierita engloba a veces sillimanita y espinela verde. Los granates son irregulares, de tipo "spongy", a veces de gran tamaño y engloban otros minerales, como cuarzo y plagioclasa.

Como minerales accesorios aparecen: opacos, circón, apatito y raramente turmalina.

Los materiales más pelíticos muestran una foliación de tipo "schistosity" recrystalizada y poligonizada.

Algunas de estas rocas con mucha plagioclasa podrían tener un origen vulcanodetrítico u ortoderivado.

Las cuarcitas, de tonos blanco-grisáceos, se encuentran intercaladas tanto en metasedimentos pelítico-arenosos como entre los mármoles y rocas de silicatos cálcicos. Se presentan en niveles de hasta 10 m. de potencia, a menudo tableadas en bancos de 20-30 cms. En ocasiones muestran una clara lineación de estiramiento. Están muy recrystalizadas. En algunos casos presentan anfíboles (probablemente tremolita y clinopiroxeno (diópsido).

Los metaconglomerados están constituídos por una matriz de metaareniscas de grano fino y cuarzoesquistos, en la cual destacan clastos de cuarcita y arenisca de hasta 8 cms. boudinados y rodeados por la foliación principal.

La matriz está compuesta principalmente de cuarzo, plagioclasa y biotita y presenta una foliación, definida por la orientación de lámimas de biotita, que está recrystalizada y poligonizada.

Los clastos están constituídos por cuarzo policristalino y micas, y están deformados.

Se observan venas de cuarzo deformadas y otras de plagioclasa, cuarzo y apatito muy abundante.

2.1.2. Mármoles y rocas calcosilicatadas (14)

Son los metasedimentos mejor representados en el Dominio migmatítico en el área de esta Hoja.

En el campo se presentan a veces masivos de tonos blancos a grises, muy puros, en bancos de hasta 1 ó 2 m. de espesor, llegando a alcanzar potencias mayores de 5 m.

A menudo se observan bancos masivos de mármoles blancos más impuros con un bandeado centimétrico de silicatos cálcicos de tonos verdosos. En algunos enclaves se observan también alternancias de mármoles finamente tableados, en bancos de 5 a 25 cms. con niveles de calcoesquistos y rocas de silicatos cálcicos.

Se observan también algunas intercalaciones de cuarcitas y cuarzoesquistos en los mármoles.

Frecuentemente muestran una fuerte recristalización alcanzando grano grueso a muy grueso.

En cuanto a la composición de estos mármoles, varían entre mármoles muy puros calcíticos ó dolomíticos con flogopita y cuarzo accesorios y mármoles con abundantes silicatos cálcicos. En estos últimos se han reconocido mármoles con abundante olivino (forsterita) y granate, así como clinopiroxeno (diópsido) y anfíbol tremolítico. Esta mineralogía ya había sido citada anteriormente por otros autores en este área (APARICIO, 1971; NAVIDAD, 1973). Además citan la presencia de talco de alteración y de vesubiana. Como mineales accesorios suelen presentar esfena, opacos y apatito. En las muestras con olivino se observa abundante serpentina como producto de la alteración de éste.

2.2. PALEOZOICO

Los sedimentos paleozóicos que configuran la Hoja de Mora (659), se agrupan según dos conjuntos bien diferenciados; que quedan incluidos dentro del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio.

Para la interpretación sedimentológico se han tenido en cuenta los resultados de estudios anteriores en la región de los Montes de Toledo. Cabe citar los relativos a la estratigrafía precámbrica (entre otros: LLOPIS *et al*, 1961, 1963, 1965; SAN JOSÉ *et al*, 1974 y HERRANZ *et al*, 1977), cámbrica (SDZUY, 1971; APARICIO, 1971; APARICIO *et al*, 1972; ZAMARREÑO *et al*, 1976, MORENO, 1977) y ordovícica (JULIVERT *et al* 1983) y los estudios sedimentológicos del Ordovícico de McDUGALL *et al* (1987). Atención especial merecen los derivados de los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados con ocasión del Proyecto de Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) de Herrera del Duque a Ciudad Real (IGME-CGS) plasmados parcialmente en PORTERO *et al* (1988), los resultados del análisis sedimentológico de las Hojas nº 685 (Los Yébenes) y 734 (Fontanarejo).

También se han consultado los datos sobre sedimentación en mares someros bajo el influjo de las tempestades de (entre otros autores): HUNTER *et al* (1981); HUNTER *et al* (1979) y NELSON (1981), aplicados alguno de ellos, como es el caso de BRENCHLEY *et al* (1986), a los propios Montes de Toledo. Por último se han propuesto otras interpretaciones para algunos de los depósitos de esta región que deben tenerse en cuenta (McPHERSON *et al* 1987).

2.2.1. Niveles carbonatados (18); Pizarras y limolitas (19)

Las pizarras del Pusa aparecen en esta Hoja en el sector occidental ocupando una elevada extensión que se continúa hacia el Este en las Hojas de Sonseca (657) y Gálvez (658).

La única fauna citada en esta formación son restos de trilobites que indicarían una edad Cámbrico inferior (APARICIO Y GIL CID, 1972).

No se conocen los límites inferior ni superior de esta formación ya que está intruida por el granito de Mora-Las Ventas y el techo esta cortado por la discordancia Sárdica.

La serie es muy monótona, compuesta por pelitas, limolitas y areniscas alternando en

bandeados mili a centimétricos, también aparecen bancos calizos de espesor variable. En este sector y debido al metamorfismo de contacto y a las deficientes condiciones de afloramiento no ha sido posible hacer interpretaciones sedimentológicas de esta formación aunque si se han realizado en Hojas proximas.

Sedimentologicamente se interpreta como un depósito en zonas tranquilas originado por dos procesos distintos: floculación de sedimentos en suspensión y depósito de arenas finas arrastradas por corrientes diluidas.

Los niveles carbonatados se interpretan como llegadas esporádicas de material calcáreo a zonas que anteriormente eran de relativa profundidad.

2.2.2. Pizarras, limolitas, calizas y areniscas (Cámbrico - Inferior) (20)

Los últimos sedimentos de Cámbrico Inferior presentes en la Hoja de Mora (659), corresponden a una serie eminentemente pizarrosa que aflora en las proximidades de Mora y se extiende hacia el E, para quedar oculta bajo los sedimentos del Ordovícico Inferior. Su potencia se estima en más de 150 m y sus afloramientos, en general, aparecen recubiertos por sedimentos cuaternarios de tipo glacis.

En general es un conjunto formado por pizarras laminadas que intercala niveles centimétricos de areniscas y algún que otro nivel o conjunto carbonatado en capas decimétricas.

Hacia el E de Mora, a lo largo del camino a la Ermita afloran más de cincuenta metros de pizarras verdosas con pizarrosidad paralela textural. Probablemente, esta pizarrosidad está relacionada con la fuerte compactación y diagénesis. Intercalados con las pizarras aparecen nivelillos de arenisca de grano muy fino a fino, muy alteradas y de color blanco verdoso. El espesor medio de estas capitas es de dos centímetros.

La sucesión continúa hasta la base del cerro de la Ermita y debe medir, por tanto, varios cientos de metros de espesor. En unas canteras-basureros ubicados algo al este, ya en el camino de la Ermita, se observan de nuevo estas pizarras verdes y son similares a las del cruce, sin que se hayan observado niveles areniscosos.

La monotonía de esta sucesión y la escasez de estructuras registrables aconsejó levantar una sucesión de detalle de un término representativo y no de todo el conjunto.

Se interpreta como un depósito de mar profundo (al menos por debajo del nivel de base del oleaje) que podría indicar, incluso, la plataforma externa pero que, más probablemente, tendría lugar hacia el talud continental o la cuenca.

Con relación a los niveles carbonatados, se han observado afloramientos puntuales al S de Mora y en uno de ellos, a 1 km por la c.c. 401, a la Venta del Escandalo, se levantó una serie en calizas que se suponen equivalentes a las de Los Navalucillos de edad Cámbrico Inferior.

La sucesión presenta una potencia de una veintena de metros y está formada por bancos de

carbonatos laminados, de espesor variable, que alternan con niveles grisáceos de margas y margocalizas.

No se ha podido establecer con certeza la existencia de estromatolitos en los bancos calcáreos que aparecen muy recristalizados y probablemente dolomitizados puesto que no se atacan con CIH diluido ni se tiñen con la tinción diferencial de calcita/dolomita.

Se interpretan como un depósito de plataforma marina (?) somera, con cierta influencia de los aportes terrígenos finos del continente.

Al microscopio se han reconocido:

- Filitas con textura lepidoblastica esquistosa con cuarzo, moscovita, clorita, opacos y óxidos de Fe como componentes mineralógicos. La roca procede de un sedimento lutítico con una fracción mayoritaria de productos micáceos arcillosos y en menor medida de granos de cuarzo tamaño limo. La textura de la roca indica una blástesis de mica (moscovita + clorita) de cristales prismáticos orientados definiendo una esquistosidad. El cuarzo también aparece orientado entre la trama micácea y no existen micas desorientadas salvo algún cristal muy localizado.

- Corneanas detrítico-carbonatadas con textura granoblástica orientada, compuesta por cuarzo, albita, calcita, clorita, epidota y óxidos de Fe. La roca es de origen detrítico carbonatada de grano muy fino (limo) afectada por un metamorfismo de contacto en facies de bajo grado. El moteado corresponde a concentrados de epidota de grano muy fino y óxidos de Fe. La orientación aludida en la textura, es de origen primario (So relicta).

En el ámbito de la Hoja, no se han localizado restos de fauna que permita una datación exacta de estos materiales, pero dada la posición estratigráfica que ocupa, a nivel regional sobre las calizas de Los Navalucillos ampliamente estudiadas por PEREJON, A. *et al* (1976) y de edad Ovetiense Superior terminal Marianiense basal pensamos que este tramo cartográfico debe de ser ya Marianiense.

También, por similitud de facies y posición estratigráfica, esta serie es equivalente a la Formación Solera de los Montes de Toledo centro-septentrionales en donde APARICIO, *et al* (1972) y GIL CID M.D. *et al* (1976) localizaron *Serrodicus* indicativo del techo del Mariniense.

2.2.3. Cuarzitas, areniscas y pizarras (Serie Púrpura) Arenig (21)

Para este area LOTZE (1956) supuso la existencia de una primera discordancia (D. Toledanica) entre el Precámbrico-Cámbrico y las Capas Intermedias, y una segunda entre estas últimas y la cuarcita Armoricana (D. Ibérica).

Con posterioridad, MARTÍN ESCORZA, C. (1977), MORENO, F. *et al* 1976, MORENO F. (1977) y las distintas hojas del PLAN MAGNA realizadas por el ITGE en el área, han confirmado la existencia de una sola discordancia, no directamente bajo la cuarcita Armoricana como indicaba BOUYX (1970) en el Valle de Alcudia, sino bajo la Serie Púrpura.

En discordancia sobre las pizarras de la unidad anterior descritas se encuentra una serie

formada por cuarcitas, areniscas y pizarras bien estratificadas en capas decimétricas y métricas que en general, presentan un aumento gradual de los tramos cuarcíticos hacia el techo de la serie, con disminución de los pelíticos. La potencia total estimada en la Hoja, es del orden de los 250 m.

La base de la formación presenta con carácter discontinuo a nivel cartográfico, un tramo variable entre 0-30 m de microconglomerados observados con claridad en la Hoja nº 655 (16-26). Los Navalmorales (Cortijo de las Pistolas) y en afloramientos aislados de la presente.

A lo largo del camino de acceso a la Ermita, siguiendo la cara sur del cerro donde ésta se alza, se ha podido levantar una serie de unos cien metros de espesor cuya calidad de observación es mejor hacia la base (metros 0 a 30). La atribución de estos materiales de facies análoga a la Serie Purpura, del Arenig es puramente hipotética y se basa en que aflora estratigráficamente por debajo de la cuarcita ordovícica.

En la parte basal la sucesión consta de pizarras con intercalaciones de bancos de cuarcitas y areniscas relativamente finos (entre 10 y 30 cm). Las capas areniscosas tienen en muchos casos morfologías lenticulares convexas hacia arriba, relacionadas con "*ripples*" de oscilación mayoritariamente simétricos. Son frecuentes las superficies onduladas entre las capas de arenisca o cuarcita. Las capas del metro 2 al 6 se asimilan a megariipples conservados completos cuya estructura interna se observa muy mal.

También aparecen en este intervalo tres capas métricas de conglomerados sostenidos por la matriz ("*mud supported*") con cantos redondeados de cuarzo, cuarcita y pizarra, cuyo diámetro máximo oscila entre 10 y 15 cm. La capa del metro 19 a 20 incluye un nivel de cantos blandos que puede representar un episodio erosivo interno; además hacia el techo existe evidencia de estratificación cruzada. Las capas de los metros 22 y 23 presentan superficies internas de erosión a cuyo favor se desarrollan canalizaciones.

El resto de la sucesión aparece más deformada a causa de su menor tamaño de grano y ello se traduce en una menor precisión de la observación. Se reconocen varias secuencias granocrecientes de espesor decamétrico evidenciadas por la mayor abundancia de nivelillos de arenisca entre las pizarras. Aunque estos niveles arenosos son de espesor centimétrico, se observa cierta tendencia estratocreciente paralela a la de incremento de tamaño de grano.

Las características de los depósitos evidencian una evolución vertical en las condiciones deposicionales. En la parte baja, se interpretan como depósitos marinos someros de plataforma en la que migraban trenes de "*megariipples*" y se acumulaba la arena en capas bajo la oscilación del oleaje. A esta plataforma llegaban avalanchas de conglomerados de origen dudoso por la pobreza del afloramiento. Una explicación puede ligarse a desplomes de depósitos fluviales o de deltas conglomeráticos; otra, a la llegada masiva de material grueso durante avenidas importantes ligadas a grandes tormentas o lluvias torrenciales en la costa. Una explicación alternativa sería suponer que los conglomerados fuesen depósitos residuales ("*lags*") en la plataforma dejados por erosión del fondo durante tempestades, pero el hecho de que estén sostenidos por la matriz parece, en principio, oponerse a ello.

La parte media y alta de la sucesión muestran repetidos incrementos del porcentaje de arena

que parece reflejar una progradación repetida de los ambientes arenosos más someros, o sea, muestran una tendencia somerizante. No obstante, la pobre calidad de observación impide precisar gran cosa al respecto.

Se han reconocido al microscopio, filitas biotíticas \pm cloríticas, con textura pizarrosa y cuarzo, moscovita, biotita verdosa, clorita, opacos y óxidos de Fe como componente mineralógicos. Es una roca de origen *detritus* (lutita limolítica) con una esquistosidad perpendicular a la estratificación; La So queda marcada por la alternancia composicional de niveles ricos en cuarzo y micáceos. Se observan granos de cuarzo con bordes detríticos.

También aparecen cuarcitas con textura blastosamítica orientada, con cuarzo, moscovita, biotita, opacos, circón y turmalina como componentes mineralógicos. La roca es de origen *detritus* compuesta mayoritariamente por cuarzo (> 93%) y pequeñas micas (moscovita y biotita marrón-verdosa) de carácter blástico en agregados finos irregulares.

Esta unidad ha proporcionado en el flanco sur del sinclinal de Navas de Estena-Guadalerzas (MORENO *et al*, 1976) diversos icnofósiles del Ordovícico inferior (*Cruziana*, *Rusophycus*, *Diplichnites*, *Skolithos*), que sin embargo no aportan precisiones de interés cronoestratigráfico. Por su precedencia y continuidad con la Cuarcita Armoricana del Arenig, la unidad ha sido considerada tradicionalmente en los Montes de Toledo-Villuercas como Tremadoc, en ausencia de evidencias paleontológicas significativas. No obstante, el desarrollo de los conocimientos sobre la transgresión global del Arenig en las plataformas perigondwánicas del SO de Europa, unido a dataciones radiométricas de formaciones equivalentes en el Macizo Armoricano francés (BONJOUR *et al*, 1988), permite considerar una edad post-Tremadoc para la unidad, que resultaría ser esencialmente Moriduniense (Arenig inferior).

2.2.4. Ortocuarzitas (Facies Armoricana) Arenig (22)

Sobre los materiales de la Serie Purpura se sitúa, en concordancia, una sucesión eminentemente cuarcítica de unos 200 m de potencia que a nivel regional corresponde a la denominada Facies Armoricana.

Sus afloramientos, por la naturaleza de los materiales, dan lugar a los mayores relieves de la Hoja situados al E de Mora.

La serie consiste en una sucesión con predominio cuarcítico, separado por otros de granulometría más fina que incluso pueden ser lilonitas. Los tramos cuarcíticos forman crestones continuos con potencias que oscilan entre los 25 y 45 m de grano fino a medio, blancos o blanco grisáceos y frecuentemente teñidos por tonos rojizos.

El conjunto se encuentra bien estratificado en bancos muy continuos con potencias de 0,2 m a 2 m, siendo las más frecuentes entre 0,3 y 0,7 m. Subordinados en toda la serie aparecen tramos cuya potencia oscila entre 10-30 m constituidos por cuarcitas, areniscas y lutitas en niveles muy variables de 0,5 a 40 cm y que en ocasiones tiene un aspecto lajeado.

Se ha podido levantar una serie en la ladera del cerro de Morejón, una vez pasado el collado que lo separa del cerro de la Ermita (situado algo hacia el oeste). Un rasgo característico es la

presencia de crestones cuarcíticos que resaltan en los cerros y a los que nos referiremos con motivo de reconocer en el campo los términos de la serie.

Aflora allí, una sucesión de unos cuarenta metros de pizarras y areniscas finas que representa la parte más alta de la Serie Púrpura, antes descrita.

Sobre ésta, comienzan los crestones propios de las cuarcitas blancas atribuidas al Ordovícico con las típicas facies de Cuarcita Armoricana. Los 40 m inferiores de estos materiales consisten en alternancias de cuarcitas blancas en bancos decimétricos y de pizarras. En la parte baja de este término oscilan entre 10 y 25 cm con bancos más potentes del orden de 50 cm (m 30). Hacia el techo de este intervalo (m 40 a 45) son de 30 a 40 cm de espesor. Se observa alguna tendencia estratocreciente (m 25 a 30). (Figura nº 2.1.).

La cuarcita en bancos potentes, propia de la facies armoricana, comienza a partir del m 45 (primer crestón). No se observan los tramos entre estos bancos gruesos y es de suponer que estén formados por materiales de grano más fino y deleznable. Probablemente se trata de facies heterolíticas como las descritas en otras sucesiones de las Hojas vecinas y que llegan a observarse aquí en el m 105.

Los bancos de cuarcita están formados por unidades con estratificación cruzada de gran escala con paleocorrientes dirigidas sobre todo hacia el oeste y noroeste y alguna subordinada hacia el este-sureste. La apreciación de estas direcciones es bastante fiable, pero no lo es tanto la afirmación de su abundancia. Sólo se ha visto un caso de paleocorriente hacia el sureste, pero, considerando la dificultad de observación de las estructuras sedimentarias en estos materiales, conviene tratar este dato con la debida precaución. Se reconocen ejemplos de megaripples conservados completos incluyendo la estructura interna (m 49 y 119) y otros de los que sólo se observa la morfología en el techo de una capa (m 66, 106).

Con los datos anteriores y el carácter de la sucesión, en la que se intercalan bancos de predominio pizarroso mal expuestos, se interpreta como una superposición de barras de plataforma compuestas por cuerpos individuales de altura métrica cuyo mecanismo de transporte no se puede precisar en este punto pero que, en zonas vecinas, se ha asimilado a corrientes de marea (PORTERO *et al*, 1988 y DABRIO, 1990). Los techos de las mesoformas están retocados por "megaripples" y "ripples" de oscilación de varias escalas.

En zonas vecinas aparecen como parasecuencias somerizantes, estrato y granocrecientes, que resultan de la progradación de los ambientes sublitorales donde se depositan las barras de arena. En conjunto forman un set de parasecuencias progradantes cuya tendencia general es incierta.

Del estudio petrográfico de láminas de muestras de este tramo, se han clasificado cuarcitas y pizarras con niveles limolíticos.

Las primeras tienen textura granoblastica, y cuarzo, moscovita, opacos, óxidos de Fe y circón como minerales composicionales. Se trata de una roca con cuarzo en más del 99%, y el resto minerales accesorios. El cuarzo presenta bordes indentados con pequeños granos individualizados, a lo largo de las interfases de los cristales mayores. Aparece una marcada

**FACIES ARMORICANA
CERRO DEL MOREJÓN**

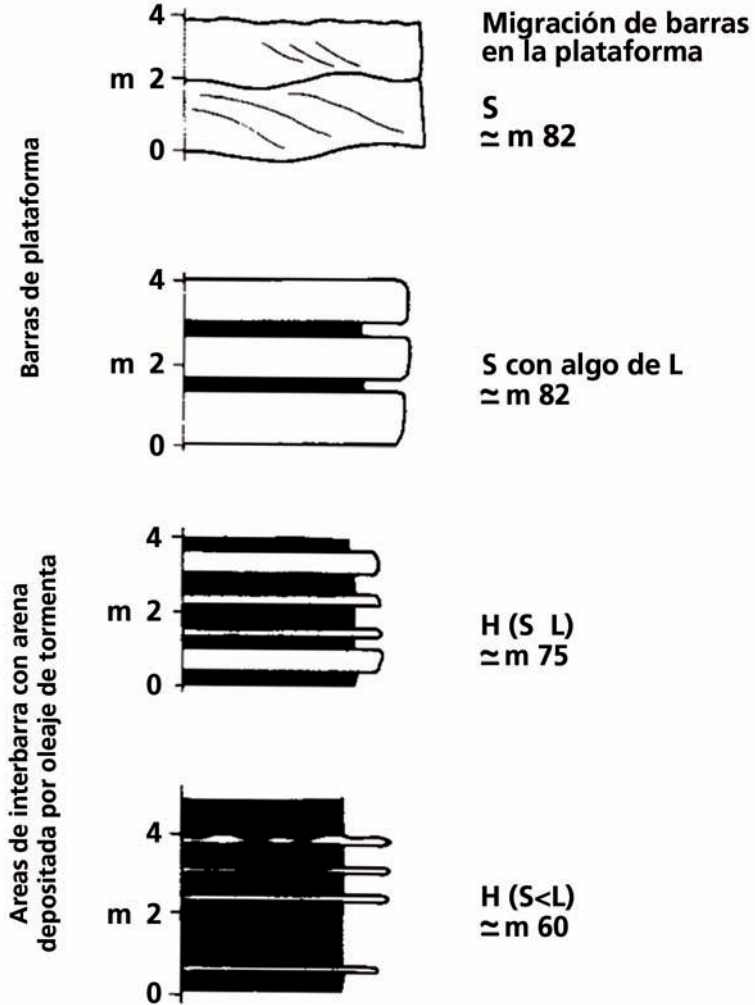


Figura 2.1. - Representación gráfica de facies de la Cuarzita Armoricana del Arenig (Ordovícico Inferior).

extinción ondulante. Se aprecia una ligera elongación marcando una grosera orientación que responde a la estratificación So.

Las segundas, tienen textura blastosericitica y cuarzo, moscovita, sericita, turmalina, biotita verde, circón, opacos y óxidos de Fe, como componentes mineralógicos. Corresponde a un sedimento detrítico formado por la alteración de niveles cuarzo-micáceos y otros más ricos en micas (moscovita). Las micas son una moscovita prismática y aparte existen pequeñas micas (sericitas) como constituyentes de la matriz, que a su vez, tienen síntomas de recristalización.

Por lo que respecta a la edad de la Formación, en Hojas limítrofes se han identificado diversos restos de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Cruziana cf. rugosa* D'ORBIGNY, que de acuerdo con sus circunstancias estratigráficas, permiten concordar una edad Arenig para la misma. Las precisiones obtenidas con los microfósiles para la datación de la Cuarcita Armoricana en Francia y la Península Ibérica, indican que su depósito tuvo lugar principalmente en el Whitlandiense (Arenig medio: PARIS *et al*, 1982).

2.2.5. Cuarcitas, areniscas y pizarras (serie Pochico) (23)

La serie ordovícica termina en esta Hoja con un tramo concordante sobre el infrayacente (cuarcita Armoricana), formado por cuarcitas, areniscas y pizarras aflorantes en los relieves del O de Mora.

En conjunto, se caracteriza por ser una serie alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras, que con una potencia total del orden de los 200 m evoluciona, hacia el techo, con un aumento progresivo de las pizarras y disminución de los tramos cuarcíticos. las cuarcitas aparecen en general, en paquetes que llegan a ser de 1 m en su base, para pasar a 0,3-0,5 de media en el resto. Las areniscas son de grano fino-medio y aparecen en capas centimétricas a decimétricas, en tanto que las pizarras en la base y zona media suelen tener espesores centimétricos.

A lo largo del carril de acceso al Castillo de Mora aflora, bajo una potente capa de derrubios de pie de ladera, una decena de metros de alternancias de areniscas y pizarras que son similares a las descritas en otros puntos como "Alternancias de Pochico". Todo el tramo visible muestra un color rojizo vino con tonos violáceos.

Las capas de arenisca son poco potentes y tienen como media entre 15 y 25 cm. La mayoría de ellas presenta rasgos propios de la acción del oleaje: laminación paralela asociada con laminación ondulada, laminación cruzada de "ripples" de oscilación, laminación lenticular con lentejillas cuya morfología indica su génesis relacionada con "ripples" de oscilación simétricos y superficies de "ripples", de crestas eminentemente rectas, en el techo de varias capas.

De acuerdo con esto se puede interpretar como un depósito de plataforma marina somera sometida a los oleajes de tempestad en función de la abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje. (figura nº 2.2.).

Al microscopio se reconocen cuarzo-arenitas, con textura granoblástica indentada (blastosericitica) a detrítica con cuarzo (más del 80%), moscovita, circón, opacos y esfena

ALTERNANCIA POCHICO CASTILLO DE LA MORA

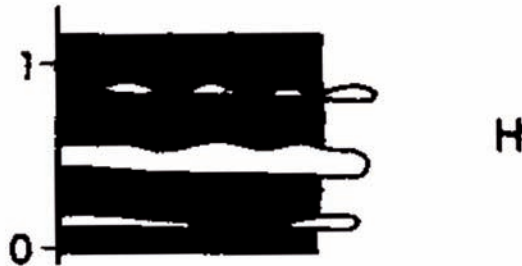


Figura 2.2. - Representación gráfica de facies de plataforma dominada por el oleaje. En alternancia cuarcitas - pizarras del Ordovícico Inferior - Medio.

como minerales composicionales. Corresponde a una roca detrítica formada mayoritariamente por cuarzo y productos micáceos (sericiticos) como matriz y láminas de moscovita detrítica. Los granos de cuarzo han perdido su morfología detrítica y aparecen recrystalizados dando una textura cohesiva con bordes indentados y formación de pequeños granos intergranulares. La fracción matriz aparece algo recrystalizada, lo que sugiere un posible metamorfismo de grado muy bajo. Los contactos suturados-indentados del cuarzo sugieren una recrystalización por disolución por presión, por lo que podría explicarse esta textura sin recurrir a un metamorfismo.

Respecto a su edad, los tramos más heterolíticos son ricos en icnofósiles como *Cruziana*, *Daedalus*, *Skolithos* y *Monocraterion*, mencionados en el área de Los Yébenes (MARTÍN ESCORZA, 1977), que plantean una edad esencialmente Arenig (tal vez Fenniense) de acuerdo con el contexto estratigráfico. No obstante, el hallazgo en los niveles arenosos superiores de las alternancias de una asociación de bivalvos del Llanvirn inferior (Hoja nº 711 de Las Guadalerzas: MORENO, 1981), plantea la posibilidad de que el límite Arenig/Llanvirn pueda situarse en el tercio superior de la unidad.

2.2.6. Conclusiones y paleogeografía

La sucesión del Paleozoico en esta Hoja pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen, para el área de Los Navalmorales - Navahermosa - Gálvez y Mora, siete megasecuencias caracterizadas por sus polaridades.

Se han representado en la Figura nº 2.3 los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere, más bien, la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios (relacionadas en parte con las “transgresiones y regresiones”). También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la Figura nº 2.4 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal.

Seguidamente se exponen algunas consideraciones generales de los materiales del Cámbrico Inferior y Ordovícico inferior y medio, existentes en el área de Los Navalmorales - Navahermosa - Gálvez - Mora.

- Pizarras del Pusa

La sedimentación se realizó en zonas tranquilas y profundas, donde alternaban la floculación y asentamiento de los sedimentos arcillosos en suspensión, que alternaba con el depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas con transporte por tracción.

Las facies interlaminadas aparecen formando niveles de espesor variable entre las dominadas por la pizarra. Una explicación a este hecho reside en la influencia de los cambios relativos del nivel del mar. Los niveles más ricos en arena corresponderían a episodios de nivel relativo del mar bajo y los predominantemente pizarrosos, a épocas de nivel relativo del mar alto.

Dentro de este grupo, aparece en las proximidades a Mora (Hoja nº 656 Gálvez) una serie pizarrosa con rocas carbonatadas lentejonares en donde la arcilla transportada en suspensión floculaba y decantaba en fondos tranquilos y profundos (?), con la superficie redox cerca de la interfase agua-sedimento. En las facies de interlaminados alternaban la floculación de arcillas a partir de la suspensión y el depósito de arenas muy finas y finas con estructuras tractivas a partir de corrientes diluidas.

Las repetidas sustituciones de facies lutíticas e interlaminadas reflejan, probablemente, cambios relativos mayores del nivel del mar.

- Calizas de Los Navalucillos

Al estudiar en conjunto los materiales carbonáticos del Cámbrico inferior en el área, se pone de manifiesto la tendencia general a pasar de ambientes costeros o marinos marginales hacia el mar abierto, hacia el norte. Las series más litorales son las de los alrededores de San Pablo de los Montes (Hoja nº 684. Navahermosa) y las de carácter más marino son las del Horno de la cal (extremo occidental, Hoja nº 684 Los Navalmorales) y las de la Hoja nº 658 (Mora).

- Formación Solera

Corresponden a floculación y decantación de arcillas en un ambiente marino profundo, alejado de la costa. Entre ellos se intercalan capas turbidíticas de arena y capas delgadas de grano fino representantes de turbiditas diluidas.

EDAD	UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁF.	COLUMNA ESQUEMÁTICA	U.T.S.	NIVEL DEL MAR alto bajo	RASGOS SEDIMENTARIOS, TECTÓNICOS, MAGMÁTICOS, ETC...
LANAVIRN	PIZARRAS CON NESEURETUS		7	TST	Plataforma abierta con fondo anóxico esencialmente por debajo del nivel de base
	ALT. POCHICO		6	TST	Mar somero con fondo de pendiente variable
ARENIG	CUARCITA ARMORICANA		5	HSST?	Barras migrando en plataforma somera (sublitoral?) Transgresión (Cuenca extensiva)
	SERIE PÚRPURA O INTERMEDIA		4	TST	Discordancia (?) (Ruptura sedimentaria)
CAMBRICO INFERIOR	FM. SOLERA		3	TST	DISCORDANCIA (SARDICA)
	CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS		2	HSST	Plataforma a talud transgresión Máximo transgresivo, ambientes litorales y someros
	ARENISCAS DE AZOREJO		1	TST	Progradación de áreas de plataforma y sublitorales sobre el talud (cuenecas?) lútfica
	PIZARRAS DEL PUSA		?	?	Mar profundo con posibles discontinuidades ligadas a caídas del nivel del mar

Figura 2.3. - Secuencias sedimentarias mayores del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio en el área Los Navalmorales - Navahermosa - Mora.

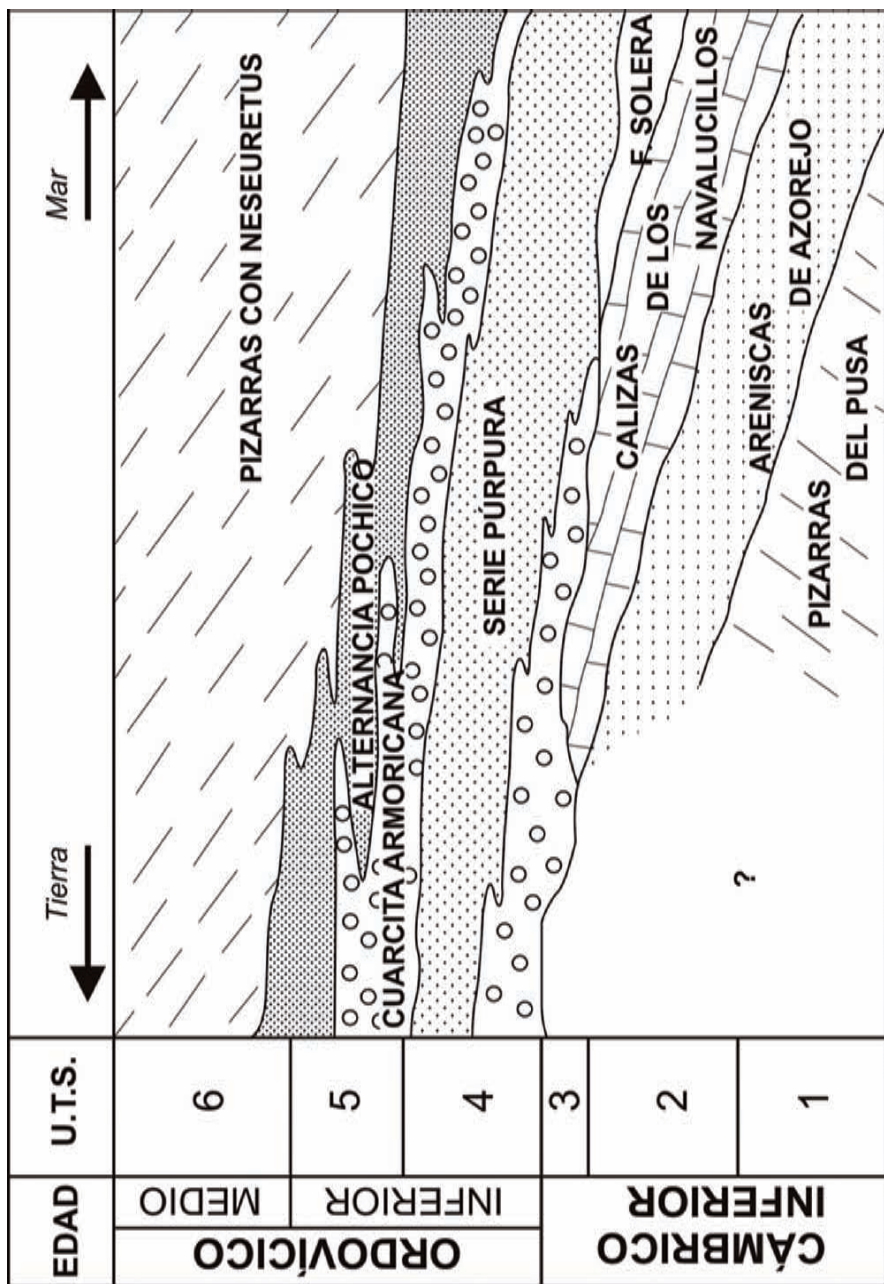


Figura 2.4. - Esquema simplificado de la plataforma durante el Cámbrico Inf. - Ordovícico Med. en el área de LOS NAVALMORALES - NAVAHERMOSA - MORA.

- Serie Púrpura

Aunque los afloramientos muestran profundas modificaciones por la intrusión granítica, puede detectarse, sobre todo en las Series de Noez, un ambiente marino (?) somero de plataforma dominada por la acción del oleaje, que puede incluir intercalaciones de materiales groseros de génesis incierta.

- Facies Armoricana

Se depositó como resultado de la migración de barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera. Probablemente el agente de transporte eran corrientes generadas por las mareas.

Las facies heterolíticas separan los episodios cuarcíticos y se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas, sino marginales a ellas. Por ello corresponderían a depósitos de zonas de interbarra.

Las direcciones dominantes de corriente son: E-O y NE-SO según los puntos, lo cual puede indicar una paleogeografía en la cual la plataforma sometida a la acción de las mareas podría orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta de las corrientes. Las corrientes de marea tenderían a mover masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían paralelamente a ella, produciendo ripples de oscilación de crestas orientadas NO-SE.

- Alternancia Pochico

Son materiales depositados en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje. En los períodos de buen tiempo, o cuando las tempestades son menos violentas, el oleaje afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo.

En estas plataformas se diferencian campos de "megaripples" que migraban activamente y que, vistos a mayor escala, debían formar complejos de barras o bajíos arenosos de plataforma. Estos campos están separados por amplias zonas de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta ("storm surge ebb"). Pueden estar bioturbadas por *Skolithos*.

La paleogeografía de la plataforma parece ser relativamente parecida a la heredada de la Cuarcita Armoricana y se extendía de noroeste a sureste con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas, llegaban desde el norte o noreste y afectaban profundamente los depósitos de la plataforma. Las direcciones de corriente y las orientaciones de las crestas de los "ripples" y "megaripples" apoyan esta reconstrucción.

- Pizarras con *Neseuretus*

Parecen corresponder a un depósito de mar abierto, relativamente profundo, con fondo

anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban concreciones piritosas de pequeño tamaño. Las capas de arenisca corresponden a depósitos de turbiditas de plataforma (?) en la transición de los ambientes de plataforma de las alternancias infrayacentes a los profundos de la unidad pizarrosa.

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

Los primeros materiales postpaleozoicos que aparecen en el ámbito de la Hoja corresponden a sedimentos detríticos y carbonatados, claramente diferenciados del resto. Afloran en dos áreas aisladas al noroeste de la zona de estudio.

La base es una superficie discordante que disecta a los materiales anteriores, sobre los que se aprecia una intensa alteración. El techo viene limitado por otra discordancia, sobre la que se depositan materiales ya claramente terciarios.

La edad es difícil de establecer, dado que, aunque han aparecido restos fósiles, éstos no permiten su precisión. Sin embargo por su posición estratigráfica y, sobre todo, por el conjunto de sus características litológicas la unidad detrítica de la base es correlacionable o bien con las formaciones "Arenas de Utrillas" (AGUILAR *et al.*, 1971) o "Arenas y arcillas de Segovia" (ALONSO *et al.*, 1982), o bien con los últimos episodios detríticos del Cretácico superior, que aparecen tanto a ambos flancos del Sistema Central (DEL OLMO y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989) como al sureste de la Cordillera Ibérica, Fm. "Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra" (VILAS *et al.*, 1982), si bien en estos últimos sedimentos, para los que todas las dataciones por fósiles indican una edad Campaniense-Maastrichtiense, se ha datado su techo, con fósiles de caráceas, como Eoceno medio (DE TORRES, Hoja Geológica de Las Majadas 587). Los carbonatos del techo de la zona que nos ocupa podrían corresponder, por tanto, o con facies marginales relacionadas con las plataformas epicontinentales cenomanenses o senonenses o con los últimos episodios de sedimentación carbonatada Maastrichtiense.

Sedimentos similares a estos aparecen en áreas próximas. Pueden verse en el Cerro de La Rosa, junto a Toledo, donde también se encuentran facies carbonatadas, o hacia el oeste, en las Hojas de Gálvez (656) y Los Navalmorales (655), donde solo afloran materiales detríticos, pero con mayor potencia, en alternancias de cuerpos de areniscas y arcillas, con niveles conglomeráticos fuertemente cementados y con silicificaciones.

2.3.1. Areniscas, arcillas y gravas (24)

Esta unidad se caracteriza por ser areniscas de grano medio a grueso constituidas casi exclusivamente por granos de cuarzo. El color dominante es el blanco, pero localmente presenta coloraciones amarillentas o rojizas por la presencia de óxidos de hierro. Localmente aparecen pequeños encostramientos ferruginosos irregulares, horizontales y verticales, con un espesor entre 1 y 20 cm. Esta unidad puede tener unos 15 m de potencia aproximadamente.

En algún punto se observa un conglomerado basal de gravas de cuarzo, que no supera los 60 cm de espesor. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco, tipo "trough".

Aparece un nivel fuertemente cementado por carbonatos a unos 4 m de la base. Por encima la sucesión es una alternancia de niveles de arenas y arcillas arenosas.

Son sedimentos muy maduros, que proceden de la erosión del manto de alteración del zócalo paleozoico, y pueden corresponder a unos medios de sedimentación continentales o litorales. La alteración de los feldespatos puede seguir produciéndose después de la sedimentación, caolinizándose, en etapas de emersión o en ambientes supramareales (MARTÍN PARRA, 1979).

2.3.2. Calizas micríticas tabulares, arcillas y yesos (25)

Los afloramientos de esta unidad son, principalmente bancos de calizas, sin embargo en un sondeo, inédito, realizado en 1977 por la Junta de Energía Nuclear, al suroeste de la Estación de Ferrocarril de Huerta de Valdecarábanos, se puede establecer la secuencia mas completa de materiales. En dicho sondeo se cortan 33 m correspondientes a esta unidad, de los que los 5 m basales son de dolomías arenosas y arcillosas, les siguen 11 m de arcillas arenosas y yesíferas a techo, a continuación siguen 4 m de yesos masivos con algo de arcillas, por encima se encuentran mas de 2 m de arcillas con algo de yeso y a techo aparecen algo mas de 2 m de calizas dolomitizadas y por último 8 de arcilla yesífera, con algún nivel de calizas intercaladas. En el epígrafe que encabeza esta unidad se han resaltado, sin embargo, las calizas por ser éstas los únicos materiales que afloran bien y son fácilmente observables *in situ*.

Los carbonatos son micríticos y de colores claros, siendo en amplias zonas de color blanco. Forman cuerpos tabulares de 50 a 60 cm de potencia. Alguno se encuentra fuertemente recristalizado y el resto son algo pulverulentos. Algunos cuerpos son homogéneos, no presentan estructuras internas, pero en otros se observan laminaciones oblicuas de acreción buzando hacia el norte, sobre las que aparecen "ripples" de corriente que indican un sentido de movimiento hacia el sur. Algunos tramos presentan abundantes huellas de bioturbación, de las que se aprecian varias secuencias superpuestas, formadas cada una por galerías verticales irregulares que terminan en niveles de ramificación horizontales de base neta. La continuidad lateral de los cuerpos es variable, encontrándose cuerpos de continuidad a escala de afloramiento (más de 30 m) frente a otros que se acuñan en menos de 5 m. Localmente presentan un aspecto más tableado e irregular, pero probablemente relacionado con alteraciones superficiales recientes.

En la base de los cuerpos carbonatados pueden aparecer niveles de arcillas verdes con oogonios fósiles de caráceas dispersos. La composición de estas arcillas es predominantemente illítica, pero con algo de montmorillonita y trazas de caolinita.

En la base aparecen, localmente, unos niveles de caliza bioclástica arenosa, con abundantes restos fósiles, mal conservados y disueltos, pero son reconocibles moldes de lamelibranquios y gasterópodos, y en lámina delgada aparecen miliólidos muy abundantes, restos de otros foraminíferos bentónicos y algas dasicladáceas. La microfacies es muy similar a otras del Cretácico superior.

El conjunto de estas facies puede interpretarse como generadas en un ambiente litoral, en

condiciones de lagoon o de plataforma restringida muy somera y con influencia continental y/o periodos de emersión.

2.4. NEÓGENO

2.4.1. Aragoniense (Mioceno medio)

2.4.1.1. Conglomerados, arenas y bloques polimícticos (31), de naturaleza cuarcítica (26) y de naturaleza migmatítica (30). Arenas, arcillas y cantos polimícticos (28), litoareníticos (27) y arcósicos (procedentes de migmatitas) (29)

Los materiales detríticos terciarios del ámbito de la Hoja corresponden a diferentes facies, proximales, medias y distales, de abanicos aluviales. Los aportes se realizan de sur a norte, y la litología y estructura de los mismos va a depender tanto de la litología de las áreas fuente como de la posición dentro del abanico.

Se han diferenciado diferentes subunidades dependiendo, principalmente, de la naturaleza de los cantos o granos presentes, lo que nos ilustra sobre la distribución y aportes de los diferentes abanicos. Sin embargo la mezcla de materiales, dada la proximidad de las diferentes áreas de cabecera de estos abanicos, y su caracter coalescente, impiden precisar sus límites.

Son, en general, de colores muy rojizos, excepto cuando su naturaleza es mas arcósica, donde aparecen colores más claros.

Al noroeste de la Hoja se han podido separar facies (unidades 29 y 30) cuyo origen se encuentra íntegramente en las rocas migmatíticas y miloníticas, por lo que su área de procedencia se puede precisar con cierta aproximación. Se encuentran discordantes con los materiales mesozoicos infrayacentes, pero su relación precisa con el resto de los materiales detríticos de esta unidad es incierto, dadas las malas condiciones de afloramiento, pero se puede estimar que estén relacionadas lateralmente.

La facies mejor representadas son las de caracter polimíctico (28 y 31), con aportes tanto de rocas del dominio migmatítico como de las rocas sedimentarias paleozoicas (cuarcitas y pizarras) y de los granitos hercínicos tardíos, mientras que las facies que presentan un aporte casi exclusivo de rocas cuarcíticas (unidades 26 y 27) se restringen al sur y este de la Hoja.

La naturaleza de las arcillas de las rocas de esta unidad es variable. Domina la illita en la mayoría de las muestras, pero la montmorillonita puede alcanzar, en algunas, altos porcentajes relativos frente a la illita. La caolinita siempre aparece, pero oscilando entre un 5 y un 15% del total de los minerales de la arcilla.

Localmente pueden existir encostramientos irregulares carbonatados, dolomíticos, poco desarrollados. En ocasiones se ven procesos verticales de este tipo, originados probablemente por la acción de raices.

Dependiendo de la naturaleza litológica vamos a encontrar también diferentes expresiones morfológicas actuales, así aquellas facies con un mayor contenido en cantos de naturaleza

cuarcítica van a resistir mejor la alteración y erosión posterior y, por tanto, a resaltar más en el relieve actual.

2.4.1.2. Arcillas y arenas rojas con yeso disperso (32)

Esta unidad se encuentra distribuida por casi toda la extensión de afloramientos terciarios de la Hoja. Corresponde a facies distales y laterales de los abanicos aluviales anteriores. Al igual que estos la litología de esta unidad varía de sur a norte y en la vertical, disminuyendo el tamaño de grano y enriqueciéndose en yeso. Así tenemos que hacia el sur son facies mas arenosas y hacia el norte encontramos ya alternancias de tramos arcillosos con niveles yesíferos.

A techo de esta unidad, sobre todo en las zonas sur y centro de la misma se pueden encontrar grandes cristales de yeso selenita, por debajo de las calizas de la unidad cartográfica 35 o de los yesos masivos de la unidad 39, donde las concentraciones de este tipo de recristalización secundaria puede ser importante.

Hacia el norte, ya fuera del ámbito de la Hoja, están los mejores afloramientos donde se puede ver esta unidad en sus facies mas distales, con una alternancia de arcillas de tonos rojizos y verdosos y yesos con estructuras de tipo - "chickenwire" o masivos.

El tránsito con las unidades detríticas anteriores se produce de forma gradual, tanto vertical como horizontalmente.

Asímismo la composición de las arcillas es homogénea con respecto a la comentada para las unidades anteriores (26 a 31). En un diagrama Illita-Montmorillonita-Caolinita se produce un total solapamiento en la proyección de las muestras de estas unidades lo que unido a los cambios de facies entre ellas nos ha llevado a no diferenciarlas en el diagrama de la figura 2.5.

2.4.1.3. Calizas y margas arenosas (33)

Esta unidad está compuesta por calizas y margas arenosas de colores claros, que lateralmente pasan a las arenas y arcillas de la unidad detrítica 28. Están ligadas, probablemente, al paleorelieve de mármoles de la unidad migmatítica sobre el que, en parte, se apoyan. A su vez estos mármoles están cubiertos, parcialmente, por costras carbonatadas, no representables cartográficamente. Los carbonatos han sufrido procesos de hidromorfismo.

2.4.1.4. Calizas arenosas bioturbadas (34)

Esta unidad aparece a unos 9 m por debajo de la siguiente (35), y su extensión cartográfica es muy reducida. Son calizas arenosas blancas que en amplias zonas presentan una intensa bioturbación. La potencia de este nivel es reducida, no pasando de los 2 m.

Lo mas significativo de esta unidad es la bioturbación, formada por finos tubos verticales, que no pasan de los 5 mm de diámetro. La densidad de la bioturbación es variable, pero localmente puede ser muy elevada. Ocasionalmente puede haber una fina laminación

horizontal carbonatada, que al combinarse con la bioturbación vertical confiere a la roca un aspecto reticulado. Lateralmente, sin embargo, estos carbonatos presentan un carácter masivo, más homogéneo.

Estos sedimentos se interpretan como generados en un ambiente palustre, con vegetación de tipo cañizal y una alternancia de momentos con una pequeña lámina de agua y otros de exposición subárea.

2.4.1.5. Calizas compactas grises y costras carbonatadas (35)

Esta unidad se localiza al este de la Hoja, a techo de la unidad cartográfica 32. Los afloramientos situados al norte marcan un acusado relieve en "mesa", mientras que hacia el sur se atenúa, no destacando en el paisaje. La potencia total no excede de los 4 m.

En esta unidad se diferencian dos niveles carbonatados:

- El tramo basal se compone de costras carbonatadas arcillosas, margas y arcillas de colores rojizos. Las costras engloban a las arcillas, formando un entramado oqueroso, y muy alterado. Las arcillas presentan procesos de hidromorfismo, dando coloraciones verdosas o rojizas en función del estado del hierro, ferroso o férrico. En los afloramientos más meridionales la alteración parece ser menor, se ven también restos de bioturbación, y las costras, que están menos desarrolladas, son pequeños niveles centimétricos horizontales. El espesor es de unos 2 m.

- El nivel superior se caracteriza por ser calizas mucho más compactas que las inferiores y de color blanco grisáceo. Son algo porosas y presenta bioturbación por raíces, en forma de estrechos y largos tubos verticales. Localmente se ha encontrado sílex, en pequeñas masas irregulares, pero siempre sueltos, no habiéndose observado *in situ*, pero por la posición topográfica solo podrían provenir de estas calizas. Hacia el sur las calizas son algo arenosas.

La diferenciación entre estos dos niveles se aprecia en casi toda la extensión de afloramiento de la unidad, sin embargo la unidad inferior es más variable que la superior en cuanto a la cantidad de carbonato que posee, pudiendo, localmente, ser más arcillosa que carbonatada. El tránsito entre los dos niveles es difícil de observar, pero parece tener un carácter bastante neto.

2.4.1.6. Arcillas yesíferas y yesos (36)

La base de la unidad está formada por cuerpos blanquecinos, de unos 50 cm, compuestos por pequeños cristales lenticulares de yeso de unos 2 mm, alternando con otros niveles, también de 50 cm más rojizos y yesíferos, que contienen niveles con cristales de yeso de mayor tamaño.

Hacia techo sigue una alternancia de secuencias de 1 m de espesor cada una, en las que la base son niveles de yeso más compacto, y hacia techo son más finamente laminados y rojizos. En estos niveles los cristales de yeso son mucho más pequeños (< 1 mm). Esta alternancia es, en conjunto, más arcillosa hacia techo, pasando gradualmente al tramo superior, mas

arcilloso, de unos 15 m, pero en el que todavía aparecen 3 o 4 niveles de 1 m más ricos en yeso. Por encima se sitúa la unidad de yesos masivos 39.

2.4.1.7. Calizas arenosas, margas y arcillas con yeso (37)

Esta unidad se encuentran únicamente en el sur de la Hoja. Son materiales de composición predominantemente carbonatada. Son calizas tabulares masivas y arenosas hacia el oeste y nodulosas o formando encostramientos irregulares hacia el este. Verticalmente también varían, destacándose unos niveles de margas de colores blancos de gran continuidad lateral y bastante homogéneas, de los que uno de los puntos óptimos de observación es un corte de la carretera de Mora a Tembleque. Entre estos niveles margosos pueden aparecer otros de calizas más cementadas.

La arcilla de esta unidad es principalmente illítica, pero puede contener pequeños porcentajes de caolinita, paligorsquita y sepiolita. En ninguna muestra estudiada ha aparecido montmorillonita (ver figura 2.5).

Hacia el techo los carbonatos son más abundantes, pudiendo llegar a dar resaltes similares a los de las calizas en facies "Páramo" (40), con las que pueden llegar a confundirse cuando la calidad de afloramientos no es buena. Sin embargo la diferencia de espesores, la evolución vertical de esta unidad, la diferencia de cotas (aunque esto no debería ser nunca un buen criterio) y las diferencias litológicas, permiten separarlas en casi toda su extensión.

Estas calizas aparecen también en la vecina Hoja de Lillo (659) (ARANDILLA, *et al.*, 1976), donde se han denominado "Calizas margosas", de potencia muy irregular, atribuidas al Vindoboniense (edad actualmente en desuso).

2.4.1.8. Arenas y areniscas calcáreas (38)

Estos depósitos se encuentran intercalados en la unidad anterior. Corresponden a un episodio detrítico arenoso. Litológicamente son arenas de cuarzo de grano grueso, con matriz arcillosa en la base, que lateralmente y hacia techo pasa a un cemento carbonatado margoso, pudiendo disminuir la proporción de arenas. Tanto las arenas como las margas presentan colores de hidromorfismo (verdosos y rojizos).

Las arcillas de la matriz muestran una composición similar a las de la unidad anterior, con illita como mineral principal y caolinita y paligorsquita en proporciones menores, no encontrándose montmorillonita.

El espesor de estos niveles no supera los 4 m y lateralmente, hacia el este, se acuña hasta formar un nivel de menos de 60 cm que llega a desaparecer. Por el oeste las condiciones de afloramiento no permiten reconocer la geometría de estos cuerpos.

2.4.1.9. Yesos masivos tabulares y yesos con arcillas (39)

Esta unidad presenta una alternancia de niveles de yeso más compacto con otros pulverulentos. Aparecen algunos niveles con laminación más fina. El resto son aparentemente

más homogéneos (probablemente por la pérdida de estructuras durante la recristalización del yeso).

Las arcillas que aparecen en esta unidad presentan una composición similar a las de las anteriores (38 y 39), con illita como componente principal y caolinita y paligorsquita en pequeñas proporciones. Sin embargo en una muestra del sureste de la Hoja, tomada en una de las canteras de yeso abandonadas, el mineral dominante es la montomorillonita, que sólo aparece en otra muestra de esta unidad, y en bajas proporciones. Así mismo en las proximidades de Villanueva de Bogas existen niveles que pueden tener proporciones elevadas de esmectitas.

La potencia de la unidad aumenta ligeramente hacia el norte, llegando a alcanzar algo más de 20 m, frente a los poco más de 15 que presenta en el centro de la Hoja.

Hacia el sur éstas facies són menos potentes, tienen un carácter más arcilloso y desaparecen, indentándose con los carbonatos de la unidad cartográfica 35.

2.4.2. Vallesiense-Turoliense (Mioceno superior)

2.4.2.1. Calizas compactas grises (Facies "Páramo") (40)

Las calizas que aparecen bajo este epígrafe se pueden incluir fácilmente en lo que se ha denominado clásicamente como "calizas del páramo". Corresponden al episodio lacustre que colmata la sedimentación terciaria endorreica de la cuenca del Tajo, y que se extiende por una buena parte de ella.

La potencia en esta zona es reducida, en general es de 2 m y no superando los 3 m, sin embargo sus características litológicas se mantienen bastante constantes en toda la extensión de afloramientos. Se encuentran horizontales en toda la extensión de la Hoja, manteniendo siempre una cota muy próxima a los 700 m.

Son calizas micríticas compactas de colores grisáceos. En general son calizas muy compactas, pero localmente pueden estar bastante brechificadas. Tienen una cierta porosidad y conservan algunos fósiles. Pueden encontrarse moldes de gasterópodos, y restos de ostrácodos y caráceas. Pueden presentar también huellas de bioturbación de origen vegetal, en forma de tubos verticales estrechos y largos. En algún punto se han visto estructuras, mal conservadas, que podrían interpretarse como oncolíticas.

Están afectadas por procesos posteriores de disolución, dando lugar así a numerosas dolinas. En un único punto llegan a estar afectadas por movimientos halocinéticos de los yesos infrayacentes, dando lugar a un pequeño sinclinal, no representable a la escala del mapa, que presenta un flanco buzando más de 60°.

2.4.3. Plioceno

2.4.3.1. Arcillas y yesos arcillosos (41)

Esta unidad se encuentra situada encima de las calizas en facies "Páramo". Corresponden a

arcillas y yesos arcillosos de aspecto pulverulento de colores blanco-amarillentos. No presentan, en general buenos afloramientos y están bastante alterados.

Pueden ser equivalentes a las facies descritas en la vecina Hoja de Lillo (659) por ARANDILLA *et al.* (1976) y que incluyen en el Plioceno, y para las que atribuyen un origen fluvial, correspondiente a una red que discurrió por toda la Mesa de Ocaña de Nordeste a Suroeste, y con una potencia de sedimentos que disminuye hacia el Suroeste.

Los materiales que aparecen en la presente Hoja podrían estar relacionados, de alguna forma, con depósitos marginales de dicha red fluvial pliocena.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Conos de deyección (42)

Suelen localizarse en las márgenes de cursos fluviales, relacionados con la salida de cárcavas, barrancos o arroyos. En general són de reducidas dimensiones. Su litología depende de los materiales existentes en su cuenca de recepción.

2.5.2. Derrubios de ladera (43)

Son depósitos gravitacionales retocados por arroyada. Los más desarrollados se encuentran al sur de la Hoja, ligados a los relieves de rocas paleozoicas cuarcíticas. Son heterométricos y no están organizados internamente.

2.5.3. Glacis (44)

Són depósitos de arroyada o gravitacionales que articulan laderas con fondos de valle. Los materiales són gravas, arenas y arcillas poco organizados y, dependiendo de la naturaleza más o menos arcillosa de la cabecera, con abundante matriz. Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

2.5.4. Terrazas (45)

Las terrazas se encuentran muy poco representadas en el ámbito de la Hoja, quedando reducidas a las instaladas en el Arroyo del Derramadero, al norte. Los sedimentos son polimícticos y de granulometrías heterogéneas, con gravas, arenas y arcillas. En general no están consolidados, pero localmente pueden presentar fuertes cementaciones carbonatadas en las facies de litología más gruesa, gravas y arenas.

2.5.5. Aluvial. Fondo de Valle (46)

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o permanentes) y constituidos por arenas, cantos y gravas de naturaleza poligénica y granulometría heterogénea. Pueden presentar, ocasionalmente, un cierto contenido en materia orgánica.

Los depósitos relacionados con los cursos fluviales instalados sobre los sedimentos terciarios

suelen tener, en general, una granulometría mas fina y homogénea que las instaladas sobre los materiales del zócalo hercínico.

2.5.6. Zonas encharcadas (47)

Corresponden a depósitos detríticos finos que rellenan fondos de áreas deprimidas y mal drenadas. Suelen poseer un alto contenido en materia orgánica. Se localizan en los fondos de valle.

La zona más representativa de la Hoja corresponde a la Laguna de la Vega, en el sureste de la misma, junto a la localidad de Tembleque.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural las rocas aflorantes en la Hoja pueden dividirse en dos grandes conjuntos. El primero lo constituye el zócalo formado por las rocas afectadas fundamentalmente por la Orogenia Hercínica y el segundo formado por su cobertera de depósitos marinos y continentales. Ambos conjuntos fueron afectados posteriormente por el ciclo Alpino, siendo muchos de los sedimentos terciarios de carácter sintectónico.

Existe en esta Hoja evidencia de otra deformación correspondiente a la etapa Sárdica que supone un basculamiento de las rocas preordovícicas; además en áreas proximas se describen deformaciones de edad cadomiense que afectan a las rocas precámbricas (BRASIER *et al.*, 1979).

La Orogenia Hercínica produce en las rocas sedimentarias precámbricas y paleozoicas, y en algunas rocas que las intruyen una deformación polifásica de intensidad variable que produce estructuras de diversos tipos y que está acompañada de un metamorfismo regional progrado que llega a alcanzar el grado de anatéxia en amplias zonas de la Hoja.

El ciclo Alpino actúa fracturando el zócalo rígido que constituye el macizo Hercínico y provocando en la cobertera mesozoica y cenozoica estructuras de adaptación, pliegues en rodilla y fallas, que si bien no son evidentes en el ámbito de esta Hoja si lo són en áreas próximas.

3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

Aparte de las deformaciones Hercínica y Alpina, responsables en su mayor parte de la disposición actual de las rocas en este área, se pueden reconocer eventos que producen deformación en este área y en adyacentes.

Los dos eventos reconocibles pertenecen a dos edades distintas y seran expuestos a continuación.

3.2.1. Deformación precámbrica

Sólo se reconoce en el Dominio de los Montes de Toledo y está representada por una discordancia que separa la serie alcudiense (Valdelacasa) del Cámbrico inferior (Pizarras del Pusa). Dicha discordancia viene marcada por el denominado Nivel de Fuentes, que es una roca conglomerática y brechoide con cantos de caliza, interpretada como producto de un evento sísmico.

La naturaleza de esta deformación y su relación con otras deformaciones de edad similar descritas en todo el Macizo Hercínico por el momento son desconocidas.

3.2.2. Deformación sárdica

Esta deformación esta puesta de manifiesto por la existencia de una discordancia que pone en contacto las rocas de la Serie Purpura (Arenig) con rocas cámbricas de diferentes edades.

La discordancia se reconoce tanto por criterios cartográficos como por la existencia local de discordancias angulares visibles sobre todo en la Hoja de Gálvez (656).

La naturaleza de esta deformación es similar a la descrita en todo el Macizo Hercínico, es decir un ligero basculamiento cuyo origen no es claro. No se reconocen pliegues ni fracturas asociadas a esta deformación.

En la discordancia se reconoce un conglomerado polimíctico de potencia variable.

3.3. OROGENIA HERCÍNICA

3.3.1. Introducción

Se han reconocido en esta Hoja la existencia de tres fases de deformación principales así como dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardía.

Las rocas sedimentarias paleozoicas y las rocas ígneas prehercínicas, están afectadas por todas las deformaciones debidas a la Orogenia Hercínica; mientras que las rocas ígneas sincinemáticas y tardihercínicas sólo están afectadas por alguna de ellas.

Es necesario para el correcto entendimiento de la estructura Hercínica de esta Hoja realizar una separación en dos dominios de las rocas que han sido afectadas por esta Orogenia.

Estos dominios estan separados entre sí por un importante accidente extensional de edad tardihercínica.

3.3.1.1. *Dominio migmatítico*

Es el dominio más septentrional del área y posee rocas de carácter fundamentalmente ígneo autóctono, migmatitas y granitoides inhomogéneos, aunque en algunas zonas donde los

procesos de migmatización no han sido especialmente intensos es posible reconocer los protolitos de donde proceden estas rocas.

Los protolitos más ampliamente reconocidos son ortogneises, granitoides porfídicos sincinemáticos, metasedimentos (esquistos, paragneises, mármoles, rocas calcosilicatadas y cuarcitas de edad presumiblemente precámbrica). Además de estos tipos, se han observado en afloramientos de menor extensión rocas gabroideas y anfibolitas de origen posiblemente ortoderivado.

Este dominio ha sufrido deformación y metamorfismo intensos mostrando sus rocas una compleja historia tectonometamórfica.

3.3.1.2. *Dominio de los Montes de Toledo*

Es el dominio situado al sur del anterior. En este dominio aparecen rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Alcudiense y el Silúrico aunque en el área estudiada solo se observan rocas del Cámbrico y del Ordovícico y un conjunto de granitoides tardicinemáticos ampliamente representados en la zona.

La deformación y el metamorfismo de este área son de baja intensidad y serán tratados en los capítulos posteriores.

3.3.2. Primera Fase de deformación (D_1)

3.3.2.1. *Dominio Migmatítico*

No se reconocen estructuras de esta fase en el dominio migmatítico debido a las intensas deformaciones y metamorfismo producidos con posterioridad.

Por correlación con áreas del Sistema Central Español, de características similares, se puede pensar que la D_1 produjo una deformación penetrativa, continua que afectaría a todas las rocas metamórficas de este dominio en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple, subhorizontal con vergencia hacia el Este (MACAYA *et al.*, 1991).

La foliación generada por esta fase se reconoce en el Sistema Central como relictos en algunos minerales metamórficos.

3.3.2.2. *Dominio de los Montes de Toledo*

En este dominio la D_1 genera un plegamiento a diversas escalas que se reconoce en todas las rocas paleozoicas del área por la foliación que produce.

La naturaleza de la foliación corresponde un clivaje pizarroso grosero en las rocas de grano fino, pudiendo en algunos casos llegar a ser un verdadero clivaje pizarroso, y a un clivaje grosero en las de grano grueso (en este caso y a partir de ahora se utilizará la terminología de BASTIDA (1981)).

Debido a las condiciones de afloramiento no se observan estructuras relacionables con esta fase a meso y macroescala en el sector Oeste de esta Hoja pero sí en el sector Sur. En este sector existe un tren de pliegues con el plano axial subvertical y ejes subhorizontales de dirección aproximadamente Norte-Sur. La particular disposición de la foliación y de los pliegues en este sector es debida a modificaciones posteriores como se verá en el capítulo dedicado a las deformaciones tardihercínicas. El metamorfismo que acompaña la D_1 es de grado bajo reconociéndose como minerales metamórficos asociados a esta fase clorita y cuarzo.

3.3.3. Segunda Fase de deformación

3.3.3.1. Dominio Migmatítico

La segunda fase de deformación se caracteriza por presentar una deformación muy heterogénea que da lugar a zonas de cizalla dúctiles de espesor centimétrico hasta kilométrico y en ocasiones fuerte milonitización (MACAYA *et al.*, 1991).

Durante este episodio se desarrollan en estas rocas fábricas plano-lineares generalizadas que paralelizan los contactos litológicos y producen rocas de marcado carácter milonítico en las bandas de cizalla.

En esta Hoja se observa esta deformación en los metasedimentos, gneises bandeados y ortogneises metagraníticos.

En el sector de Villanueva de Bogas es donde mejor se observa el desarrollo de estructuras relacionables con esta fase. Estas estructuras se reconocen en el campo por la presencia de una foliación muy intensa de tipo esquistosidad que es de plano axial de pliegues de pequeño tamaño, muchos de ellos de carácter intrafoliar, con charnelas muy agudas y flancos muy estirados, llegando en muchos casos a estar las charnelas disrumpidas. Estos pliegues tienden a ser isoclinales y fuertemente asimétricos, la elevada dispersión de las direcciones de los ejes indica que los pliegues poseen charnelas curvas lo que es propio de zonas de cizalla.

En el área de Fuentetopino se observa la D_2 en gneises bandeados como una alternancia centimétrica de bandas cuarzofeldespáticas y otras con biotita y sillimanita, también se observan pliegues intrafoliares.

En los ortogneises metagraníticos la deformación de segunda fase se manifiesta exclusivamente por una intensa fábrica plano-linear debido a la práctica ausencia de marcadores.

Al microscopio en todas estas rocas se observa que la foliación viene marcada por sillimanita, prismática y fibrolítica, y biotita.

Es importante indicar que la inmensa mayoría de las foliaciones representadas en la cartografía de este dominio como "Foliación Principal" deben de corresponder a esta fase.

Los granitoides sincinemáticos pueden estar afectados también por esta deformación aunque en menor grado que las rocas en que se encajaron. En el granito de tipo Moncloa se

han observado bandas de deformación milonítica que posteriormente han sido recrystalizadas. Estas rocas han sido afectadas también por la siguiente fase.

3.3.3.2. *Dominio de los Montes de Toledo*

No existen evidencias de esta deformación en esta Hoja aunque si inmediatamente al Oeste, en la Hoja de Sonseca (657). En dicha Hoja se ha localizado un afloramiento que presenta una banda de cizalla decamétrica de bajo grado afectando a la Formación Pizarras del Pusa.

El significado y prolongación de esta banda no ha podido ser puesta de manifiesto debido a las condiciones de afloramiento.

3.3.4. Tercera Fase de Deformación

3.3.4.1. *Dominio migmatítico*

Esta fase supone el plegamiento retroergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en extensas áreas.

No se han observado pliegues cartográficos de esta fase aunque sí pliegues a mesoescala, que pliegan a la foliación principal y que pueden atribuirse a esta D_3 .

Los pliegues de esta fase suelen ser asimétricos, con un engrosamiento importante de charnela y una geometría variable dependiendo del tipo de litología a que afecten. Se han observado en el afloramiento de Fuentetopino, unos 6 Km. al Este-Nordeste de Almonacid de Toledo, donde se ven ejes de pliegues que pliegan a la foliación principal, apretados, posiblemente de D_3 con dirección N140°E e inmersión de 20°N. Asimismo se han observado también pliegues posiblemente pertenecientes a esta etapa, al Oeste de Villanueva de Bogas, junto al río Algodor. Aquí se ven pliegues apretados con ejes Este-Oeste de subhorizontales a 40°E con planos axiales subhorizontales o buzando al Este. En una cantera situada a 2 Km. al Noroeste de Villanueva de Bogas se observa un pliegue de D_3 a mesoescala con un eje N160°E, con inmersión de 50SE.

Estos pliegues generan una foliación de crenulación separándose en algunos casos dominios de distinta mineralogía. En otros casos reaplastan a la foliación previa.

En los planos de foliación se genera sillimanita. Se ha observado al microscopio en un granitoide inhomogeneo inclusiones de sillimanita plegadas con desarrollo de foliación de crenulación y ambas foliaciones definidas por sillimanita, dentro de blastos de cordierita.

3.3.4.2. *Dominio de los Montes de Toledo*

En este dominio la deformación de tercera fase es homoaxial con la de la primera y retroergente, esto supone una modificación de los pliegues de D_1 que hace que en algunos casos los planos axiales esten inclinados hacia el Norte.

Esta deformación no produce una foliación y solo en algún caso se observa una ligera foliación de fractura atribuible a esta fase.

3.3.5. Deformaciones tardías

3.3.5.1. *Replegamiento subvertical*

En todo el dominio migmatítico se observan una serie de pliegues de amplio radio de curvatura que suponen un escaso acortamiento.

En esta Hoja no se han podido observar estos pliegues pero en la vecina Hoja de Sonseca (657) se reconocen dos generaciones de este tipo de pliegues, unos de dirección aproximada N120°E y otros, que afectan a los anteriores, de dirección N10°E con ejes desde subhorizontales a 20°S de inmersión.

Estos pliegues no producen foliación y solamente, y a nivel microscópico, se observa extinción ondulante de los cuarzos, rotura frágil de los feldespatos y plagioclasas y "*Kink-Bands*" en las micas.

Aparte de estos alabeos existe, en el contacto con el granito de Mora-Las Ventas una crenulación subhorizontal, con foliación de fractura, restringida a un ámbito muy local (alrededores de Mascaraque).

La génesis de esta crenulación debe de estar ligada con la intrusión de dicho granito.

3.3.5.2. *La falla normal de Toledo*

Esta falla es un importante accidente extensional tardihercínico que separa los dos dominios descritos con anterioridad. Fue descrita por APARICIO (1970, 1971) y ha sido estudiada con posterioridad por medios geofísicos por SANTA TERESA (1982), SANTA TERESA *et al.* (1983) y CASQUET *et al.* (1988) y en relación con su deformación asociada por HERNÁNDEZ ENRILE (1976, 1981, 1991). Durante la realización de esta Hoja se efectuado una línea sísmica de reflexión para definir este accidente en profundidad en el sector occidental de la misma obteniéndose resultados positivos (informe complementario adjunto).

En esta Hoja la falla tiene un trazado sinuoso, continuándose hacia el Oeste durante decenas de kilómetros y perdiéndose hacia el Este bajo los sedimentos Terciarios.

En este sector la falla pone en contacto rocas del dominio migmatítico con rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior y el granito de Mora-Las Ventas del dominio de los Montes de Toledo.

Como se observa en la cartografía geológica esta falla presenta una banda de deformación dúctil-frágil asociada en el bloque de muro "*footwall*" que presenta un trazado anastomosado en el sector de Mora de Toledo.

Este particular trazado es debido a la morfología irregular de esta falla con la presencia de

rellanos “flats” y de rampas, tanto frontales como oblicuas o laterales, así como de superficies de falla que convergen o divergen lo que produce la existencia de “almendras” o “horses”.

La deformación asociada en el bloque de muro comienza siendo de carácter dúctil aunque producida en condiciones metamórficas de bajo grado. Se observa una fábrica planolínear con una lineación muy uniforme de dirección N160°-170°E. La foliación buza hacia el Sur con inclinación variable que oscila entre 20° y 40°.

Se observan criterios cinemáticos que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo “Hanging-wall”. Estos criterios que se observan son crenulaciones asimétricas, porfiroclastos rotados, estructuras S-C y ECC “*Extensional crenulation cleavage*” y cuarzos acintados.

Sobreimpuesta a esta deformación existe una deformación frágil que produce una roca oscura, de aspecto brechoide que corresponde a ultracataclasitas y cataclasitas.

Los datos obtenidos durante la realización de la Hoja mediante sismica de reflexión de alta resolución, confirman la geometría de bajo ángulo de esta falla y su hundimiento hacia el SO (ver figura 2.1). Los datos geofísicos y la comparación con modelos desarrollados en regiones mejor conocidas indican que esta falla se debe de horizontalizar en profundidad y convertirse en un despegue de gran extensión.

En el bloque de techo no se aprecia una deformación intensa, sólo se observa cierta deformación cataclástica frágil en bandas discretas.

Debido a la morfología irregular de la falla y a las condiciones de deformación de “*plane strain*” que se producen en el bloque de muro, éste se acomoda mediante pliegues a dicha morfología, originando en zonas de rampa o de cambio de pendiente, pliegues generados pasivamente “*bend folds*”.

Uno de estos pliegues, concretamente el de carácter frontal, denominado generalmente “roll-over”, se correspondería con la denominada antiforma Sonseca-Navahermosa, cuyo extremo oriental aparece en esta Hoja, lo que ha supuesto la reorientación de los ejes de los pliegues de D_1 que se disponen con una orientación Norte-Sur.

Es posible que en el bloque de techo existan fallas asociadas a la de Toledo (fallas antitéticas y sintéticas), pero debido a su posible disposición paralela a las estructuras previas serán difícilmente detectables.

No hay criterios para evaluar el desplazamiento que supone esta falla ya que no hay elementos comparables a ambos lados de la misma.

Los únicos criterios para poder establecer la magnitud del salto son el cambio metamórfico que se produce y las diferencias de deformación entre el bloque de techo y el de muro.

Con estos criterios el salto vertical de la falla puede evaluarse en probablemente superior a los 10 kilómetros mientras que para el salto horizontal no existen criterios que permitan definir

con exactitud su magnitud, si bien de su geometría y de los criterios cinemáticos existentes, su relación con la magnitud de su salto vertical, puede deducirse que en todo caso debe ser muy elevado (probablemente decenas de kilómetros).

3.3.5.3. Fallas NNE-SSO

Son probablemente las últimas manifestaciones de la Orogenia Hercínica y afectan a la falla normal de Toledo.

Estas fallas tienen un salto en general de pequeña magnitud y son subverticales con componente de salto en vertical y en dirección.

3.4. TECTÓNICA ALPINA

En relación con el ciclo Alpino se reconocen en la Hoja dos fallas inversas de dirección aproximada Este-Oeste, una cartografiada y otra deducida, que suponen las únicas estructuras reconocibles aparte de un ligero basculamiento de todo el área.

Todas las facies detríticas terciarias de la Hoja nos permiten suponer la intensa actividad tectónica durante el Aragoniense, ya que suponen un importante cúmulo de sedimentos sinorogénicos provocados por la estructuración del borde Sur de la Cuenca del Tajo con direcciones preferentes Este-Oeste.

Los propios sedimentos aragonienses parecen fosilizar estas fallas aunque no se descarta la existencia de movimientos posteriores.

En el Sur de la Hoja de Toledo (629), inmediatamente al Noroeste de ésta, existe un afloramiento (Carretera Toledo-Ciudad Real, Km. 2 aproximadamente) en el que el dominio migmatítico está cabalgando a rocas detríticas Mesozoico-Terciarias.

Los últimos episodios de Alpinos están representados por los fenómenos que dan lugar al encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

3.5. NEOTECTÓNICA

Aparte de dos escarpes rectilíneos (E-O y NE-SO), en las plataformas de los páramos y de algunos cauces rectilíneos, no se ha encontrado ningún tipo de anomalía que denote una posible actividad neotectónica.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas de origen ígneo, aflorantes en la Hoja nº 658 (Mora), han sido agrupadas en base a sus relaciones respecto a las fases de deformación principales hercínicas y a las características petrológicas y mineralógicas que muestran las distintas facies que integran sus afloramientos.

Según estos criterios se han diferenciado:

- Rocas ígneas prehercínicas
- Rocas ígneas hercínicas
 - . Granitoides sin-cinemáticos
 - . Granitoides tardi-cinemáticos

Por último, los diques ígneos o de relleno hidrotermal se han agrupado bajo la denominación de Rocas filonianas.

4.1.1. Rocas ígneas Prehercínicas

Son aquéllas que hicieron intrusión en etapas previas a la Orogenía Hercínica s.s., y por consiguiente, están afectadas por los distintos eventos tectono-metamórficos hercínicos; lo que se traduce en cambios mineralógicos y/o texturales con desarrollo de fábricas neísicas foliadas.

4.1.1.1. *Ortoanfíbolitas (4)*

Son rocas oscuras de grano fino-medio que muestran una foliación penetrativa. Son pequeños enclaves, de los cuales solo uno ha sido cartografiado, exagerado, pues tiene unas dimensiones de algo más de 20 x 10 m.

Estas rocas están constituídas principalmente por anfíbol hornbléndico, plagioclasa y en menor proporción cuarzo. Se observan minerales opacos en proporciones accesorias.

Son frecuentes la clorita y sericita de alteración de anfíboles y plagioclasas.

La foliación está marcada por la orientación de los anfíboles, dando lugar a una textura granonematoblástica y está recrystalizada, observándose puntos triples a 120° en la plagioclasa.

4.1.1.2. *Ortogneises biotíticos bandeados (5)*

Son rocas con textura neísica, bandeadas, oscuras, de grano fino-medio, en ocasiones de aspecto porfiroide, con ocelos de feldespato milimétricos. Presentan una foliación muy penetrativa que rodea a los ocelos de feldespato, en la que se puede observar una fuerte lineación mineral. Con frecuencia se observan granates de varios mms.

Se encuentran intercalados en los mármoles y también con carácter restítico en los granitoides inhomogéneos y migmatitas de facies oscuras.

Están constituídos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y cantidades variables de feldespato potásico.

En menor cantidad, pero en casi todas las ocasiones está presente sillimanita, tanto fibrolítica como prismática, que junto con la biotita define a la foliación principal.

Los ocelos (glándulas) suelen ser de feldespato potásico y también de plagioclasa.

Es frecuente la aparición de granates, irregulares a veces de tipo "spongy" que pueden alcanzar varios mms. de diámetro.

Los cuarzos a menudo son elongados con tendencia "ribbon".

La foliación principal está totalmente recrystalizada.

Se observa a veces abundante cordierita, posterior a la foliación principal, que engloba a menudo agujas de sillimanita, así como sillimanita prismática, en ocasiones rodeada por una corona de espinela verde (probablemente hercinita).

4.1.1.3. *Ortogneises metagraníticos leucocráticos (6)*

Se han observado únicamente en tres pequeños afloramientos situados al Este de la carretera de Mora de Toledo a Huerta de Valdecarabanos.

Son rocas cuarzo-feldespáticas leucocráticas, en general de grano fino a medio con una foliación muy penetrativa, y ocasionalmente glándulas de feldespato.

Frecuentemente presentan "spots" de biotita alargados, definiendo una lineación mineral.

Presentan algunas intercalaciones de metareniscas feldespáticas oscuras (biotíticas) de grano fino y cuarzoeskistos. Se ha observado también alguna intercalación de granitoides oscuros, porfídicos deformados de tipo Argés-Guadamur.

Estos ortogneises pasan gradualmente a granitoides inhomogéneos leucocráticos.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con biotita en menor proporción y frecuente moscovita tardía.

Se observa la existencia de pequeños granates y de sillimanita prismática, que en las facies más migmatizadas está incluida en feldespato potásico. Además en proporciones accesorias contiene minerales opacos y apatito.

4.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Englobamos aquí las rocas ígneas cuya génesis está directamente relacionada con los eventos tectono-metamórficos que tuvieron lugar durante la Orogenia Hercínica. Ahora bien, dependiendo del momento de su génesis y/o emplazamiento respecto de las fases mayores pueden a su vez ser subdivididas. En este sentido, se han diferenciado cuerpos de granitoides que por haberse emplazado durante alguna de las principales fases de deformación hercínica muestran una fábrica anisótropa (foliada) de origen tectónico más o menos penetrativa (Granitoides sincinemáticos deformados). En este caso, la foliación del granito y del encajante son correlacionables. Por el contrario, aquellos otros que se han emplazado en etapas tardías, o al menos con posterioridad a las fases de deformación principales, muestran fábricas

isótropas, aunque en algún caso pueden mostrar una cierta anisotropía debido al desarrollo de fluidalidades magmáticas producidas por la propia dinámica de emplazamiento del magma. En estos casos las superficies internas del granito, así como su arquitectura global serán discordantes con las superficies de esquistosidad de los materiales encajantes (Granitos tardicinemáticos).

4.1.2.1. *Granitoides sincinemáticos*

a. *Gabros anfibólicos deformados (7)*

Se han observado únicamente en las proximidades de Villanueva de Bogas. Son cuerpos de pequeña entidad de los cuales el mayor con una longitud superior a 1 Km. se sitúa junto al río Algodor, al Oeste de Villanueva de Bogas. Están intercalados la mayoría de ellos en una serie con abundantes mármoles, ambos dentro del Dominio Migmatítico, o bien como un enclave en los granitoides inhomogéneos de este dominio.

Han sido estudiados anteriormente por NAVIDAD (1973), quien los considera cuerpos intrusivos sincinemáticos tardíos respecto a la deformación principal. En efecto, se observa una foliación y una lineación mineral, sobre todo en los cuerpos de menor extensión que parece coincidir con la foliación principal, y que está recrystalizada posteriormente.

Los cuerpos gabroides pequeños suelen ser de grano fino, mientras que el mayor de ellos presenta grano grueso a muy grueso en las zonas centrales y fino en los bordes.

Presentan una variación composicional entre gabros hornbléndicos y cuarzodioritas o cuarzogabros con hornblenda. Los primeros tipos están constituidos principalmente por plagioclasa y anfíbol hornbléndico, y en menor proporción clinopiroxeno (augita) y anfíbol tremolítico, así como gran cantidad de minerales opacos en algunos casos. Como minerales accesorios presentan biotita, esfena, circón, apatito y en ocasiones cuarzo y feldespato potásico.

En algunos casos como en el cuerpo gabroideo del río Algodor, los anfíboles son de gran tamaño y poiquilíticos o con crecimientos simplectíticos de plagioclasa y clinopiroxeno (NAVIDAD, 1973).

Las plagioclasas suelen ser de idiomorfas a subidiomorfas con un maclado polisintético bien desarrollado. Presentan desde una composición de An_{45-54} en la zona central del cuerpo a An_{56-72} en los bordes y frecuentes zonados en parches (NAVIDAD, 1973).

Los minerales principales se encuentran parcialmente alterados, principalmente a clorita y sericita.

Se han citado rutilo y espinela también como minerales accesorios (NAVIDAD, 1973).

Los tipos cuarzodioríticos o cuarzogabroideos están constituidos principalmente por plagioclasa, anfíbol hornbléndico, cuarzo y clinopiroxeno (augita) en algunos casos y biotita

abundante en otros. En el caso en que predomina la biotita y el clinopiroxeno está ausente, se observan fenocristales de plagioclasas zonadas de hasta 1 ó 1,5 mms. y agregados de anfíbol y plagioclasa de hasta 2 mms. rodeados por la foliación.

En otro sector del Dominio Migmatítico (Ermita de la Bastida, Hoja de Toledo, 629) BARBERO y VILLASECA (1988) describen gabros olivínicos (gabronoritas) y gabros piroxénicos (gabronoritas piroxénicas), presentando los primeros texturas coroníticas. Estos tipos no han sido reconocidos en el área de la presente Hoja.

b. Adamellitas y/o Granodioritas porfídicas deformadas (Tipo Argés – Guadamur y Sotera) (8)

Los granitoides de tipo Argés-Guadamur han sido definidos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), y afloran como enclaves de tamaño variable, desde no cartografiables hasta mayores de 4 Kms. alargados paralelamente a las estructuras, en dirección NO-SE, dentro de una gran masa de granitoides inhomogéneos y migmatitas. El más grande de estos enclaves se encuentra junto al río Algodor, en el sector Noroeste de la Hoja.

Son granitoides de grano medio, biotíticos y muy porfídicos en general. Presentan fenocristales de feldespato potásico rectangulares cuya dimensión máxima varía entre 1 y 4 cms. llegando a alcanzar los 6 cms. en algún caso.

Su composición varía principalmente entre adamellitas y granodioritas. Suelen presentar enclaves microgranulares oscuros de composición, tonalítica o granodiorítica. Ocasionalmente presentan algún enclave metamórfico.

Poseen una deformación con desarrollo de una foliación marcada por la orientación de los fenocristales de feldespato y de las micas que rodean a estos. Esta foliación está recrystalizada y a veces borrada por los procesos metamórficos posteriores que dan lugar a la amplia zona migmatítica en que se encuentran. Presentan en ocasiones agregados de cordierita de 2 a 4 mms. posteriores a la foliación, en relación con este evento metamórfico posterior.

Los granitos de tipo Sotera, afloran en el sector Sur de la Hoja, en un pequeño afloramiento al Sur de Villanueva de Bogas y presentan algunas diferencias con los anteriores. Son granitoides de grano medio-grueso, biotíticos, con algunos fenocristales de feldespato rectangulares dispersos de 1 a 4 cms. de bordes poco contrastados con la mesostasis. Presentan biotita en "grumos" de 2 a 5 mms. Poseen también algunos enclaves microgranulares, así como algunos cuarzos globulares de hasta 3 mms. Se observa en ellos una débil foliación.

Presentan localmente una facies de grano fino, microporfídica, de tono algo más oscuro, aparentemente no deformada, que podría significar un removilizado de la facies normal, aunque la escasez de afloramiento no permite asegurarlo.

Los granitoides de tipo Argés-Guadamur están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, pudiendo presentar en ocasiones, cordierita, y en un caso abundante apatito. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran minerales opacos, apatito y circón, pudiendo encontrarse también en ocasiones sillimanita, granate y más raramente allanita. El apatito a veces sobrepasa 1 mm. de diámetro.

Se ha citado también la presencia en otro sector del Dominio Migmatítico de tipos cuarzodioríticos, con hornblenda así como ortopiroxeno o clinopiroxeno (VILLASECA y ANDONAEGUI, 1988).

Es frecuente la presencia de moscovita deutérica y de sericita, clorita y pinnita de alteración de los minerales principales.

El cuarzo suele presentar cierta extinción ondulante, debido a las deformaciones tardías hercínicas.

La plagioclasa, se encuentra en ocasiones débilmente doblada y fracturada debido a estas deformaciones tardías. Su composición ha sido estudiada por VILLASECA y ANDONAEGUI (1988) en áreas vecinas y varía desde An_{50} en los tipos tonalíticos a An_{29} en las adamellitas. Presenta a menudo maclado polisintético y en algunas ocasiones zonado concéntrico. Muestra con frecuencia intercrecimientos mirmequíticos, así como en "gotas" y a veces gráficos de cuarzo, fundamentalmente en el contacto con cristales de feldespato potásico. En algunas ocasiones se observa que la plagioclasa incluye sillimanita y espinela.

El feldespato potásico a menudo tiene texturas perfiticas, en parches y/o lamelares. En las texturas perfiticas en parches, la plagioclasa tiene los bordes más ácidos. Algunos parches de plagioclasa se han transformado en intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo. También se han observado en ocasiones intercrecimientos de cuarzo en "gotas", e inclusiones de laminillas de biotita.

El feldespato potásico es el constituyente de los fenocristales que se observan en estos granitoides porfídicos.

La biotita se presenta a menudo como láminas tabulares orientadas definiendo una foliación que rodea a los cuarzos y feldespatos, posteriormente recristalizada y poligonizada. En otras ocasiones son más equidimensionales, desorientadas y a veces en agregados milimétricos. Se ha observado también biotita poiquiloblástica y con intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo. Presenta un pleocroismo de marrón amarillento a rojizo. Incluye muy frecuentemente circones con halos pleocroicos y apatitos a menudo idiomorfos o subidiomorfos.

La cordierita es a menudo equidimensional y bastante alterada, posterior a la foliación principal. Engloba en ocasiones agujas de sillimanita, así como alguna lámina de biotita y gotas de cuarzo.

También se ha observado algún pequeño granate irregular, englobado en cordierita alterada.

En cuanto al granitoide de tipo Sotera, presenta numerosas características comunes con el tipo Argés-Guadamur y algunas diferencias. Entre otras, no se ha observado presencia de cordierita, así como tampoco de sillimanita y espinela. Los intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo en el contacto de una plagioclasa y un feldespato potásico, existen pero son menos frecuentes. En la facies más extendida se observa una foliación definida por la orientación de láminas tabulares de biotita que rodean a los feldespatos. Esta foliación está recristalizada y poligonizada.

c. Granitos porfídicos gruesos (Tipo Moncloa) (9)

Afloran como megaenclaves de diversa entidad cartográfica, desde apenas cartografiables a un macizo de más de 7 Km., orientados paralelos a las estructuras hercínicas, dentro de la amplia zona de granitoides inhomogéneos y migmatitas. Están distribuidos en una gran superficie del Dominio Migmatítico, aunque son mucho más abundantes en el sector Noroeste.

Son granitos y adamellitas biotíticos, de grano grueso de tonos claros, muy porfídicos en general.

Los fenocristales son de feldespatos potásico, a menudo idiomorfos o subidiomorfos rectangulares, aunque en ocasiones están deformados. Varían entre 3 y 10 cms. de dimensión máxima y de 1 a 3 cms. de anchura.

Presentan frecuentes granates desde 2 a 4 mm. hasta 1 cm. de diámetro.

Estos granitoides están deformados, presentando una foliación con diverso grado de desarrollo, que localmente es milonítica y que orienta micas y cuarzos que rodean a los fenocristales de feldespatos, que están orientados. Esta foliación está recrystalizada y poligonizada y localmente, sobre todo en los bordes de estos megaenclaves, se hace menos evidente o desaparece. En estos lugares parece existir un paso gradual a tipos de granitoides inhomogéneos con algunos agregados globulares centimétricos de cuarzo y fenocristales de feldespatos dispersos.

Presentan algunos enclaves metasedimentarios entre 15 y 80 cms. de dimensión, aunque son poco frecuentes.

Son frecuentes los agregados de cordierita de hasta más de 1 cm. posteriores a la foliación principal, probablemente relacionada con el evento metamórfico que da lugar a la migmatización.

Al microscopio se han observado como minerales principales: cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa, biotita y cordierita. Como minerales accesorios presenta principalmente minerales opacos, circón y apatito y frecuentemente agujas de sillimanita. No se ha observado granate, aunque en campo es frecuente.

El cuarzo suele presentar extinción débilmente ondulante, y en algunos casos es elongado, habiéndose observado "ribbons" poligonizados paralelos a la foliación principal.

El feldespatos potásico presenta texturas perfiticas en parches con plagioclasa zonada con el núcleo sericitizado, y lamelares.

La plagioclasa presenta frecuentes intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo en el contacto con el feldespatos potásico, y de cuarzo en "gotas". En ocasiones incluye agujas de sillimanita.

La biotita es tabular y está a menudo orientada definiendo una foliación junto con cuarzos elongados, recrystalizada y poligonizada. También se encuentra en agregados desorientados

junto con cordierita, apatito y minerales opacos. Es de tonos rojizos e incluye a menudo circones con halos pleocroicos y apatitos subidiomorfos a idiomorfos. Es menos abundante que en los tipos Argés-Guadamur y está a veces deformada ("kink").

La cordierita es abundante, posterior a la foliación principal, y se presenta como cristales alotriomorfos mayores de 2 mms. a veces maclados y alterados.

Es frecuente la moscovita deutérica, poiquiloblástica que a veces presenta intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo.

4.1.2.2. Granitoides tardicinemáticos

A) Granitoides inhomogéneos y migmatitas

En este capítulo se engloban rocas migmatíticas en las que no es posible reconocer el protolito del que se derivan aunque pueden mantener una estructura relictiva y granitoides inhomogéneos con diferente grado de heterogeneidad, posteriores a las fases principales de deformación hercínica y solamente afectados por las fases tardías.

Se han separado tres grandes tipos en función de su composición mineral, reflejada en su tonalidad, cuyos contactos entre sí son graduales. Probablemente reflejan diferencias en los protolitos de los que proceden, ya que en áreas vecinas a esta Hoja se ha observado un paso gradual de ortogneises metagraníticos leucocráticos, granitoides porfídicos deformados tipo Moncloa y otros a facies inhomogéneas leucocráticas; igualmente pasa con otros protolitos más oscuros (metaareniscas feldespáticas biotíticas, ortogneises glandulares biotíticos, granitoides biotíticos porfídicos de tipo Argés-Guadamur, etc.) que pasan gradualmente a facies oscuras biotítico-cordieríticas.

Dentro de cada grupo existe una variedad de facies, cuya separación llevaría mucho más tiempo del que se dispone, siendo además dudoso su significado.

En general estos granitoides son autóctonos, aunque localmente se pueden observar relaciones de intrusión que implican cierta aloctonía (granitoides parautóctonos).

a. Granitoides inhomogéneos y Migmatitas. Facies oscuras con Biotita + Cordierita (10)

Corresponden en gran medida a la agrupación de las migmatitas y meladamellitas cordieríticas de tipo Layos de ANDONAEGUI y VILLASECA (1988).

Este grupo está constituido por granitoides inhomogéneos biotítico-cordieríticos muy oscuros en fresco y con alteración rojiza típica, que presentan a menudo glándulas de feldespato redondeadas dispersas con tamaños entre 1 y 6 cms. así como en ocasiones fenocristales de feldespato rectangulares de 3 a 7 cms. y otras veces equidimensionales. Su tamaño de grano varía entre grano fino y medio-grueso. A menudo la matriz es plagiodiomorfa.

Es muy característico de este tipo la presencia de agregados globulares de cuarzo desde 2-3 cm. hasta 21 cm. de diámetro, así como numerosos enclaves surmicáceos centimétricos.

Son muy frecuentes también los enclaves de rocas metamórficas, tanto paraderivadas como ortoderivadas (ortogneises biotíticos bandeados y glandulares, ortoanfibolitas, etc.), con tamaños que varían desde 3 a 80 cms. e incluso varios metros. Así mismo se encuentran algunos enclaves decimétricos de granitoides de tipo Argés-Guadamur.

Presentan a menudo bandeados composicionales, con bandas más oscuras biotítico-cordieríticas y otras más leucocráticas.

Se puede observar frecuentemente agregados de cordierita de 2 a 3 cm.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, cordierita muy abundante, biotita y feldespatos potásicos (este en menor proporción). En algún caso la cordierita es abundantísima y la roca está constituida por cuarzo, cordierita y biotita con plagioclasa accesorias.

Como minerales accesorios se han observado sillimanita (incluida en cordierita y plagioclasa), minerales opacos, apatito y circón. En una ocasión se ha encontrado turmalina.

Con carácter secundario, se observa moscovita deutérica, a menudo poiquiloblástica con desarrollo de intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante débil, debido a deformaciones tardihercínicas. Únicamente las rocas afectadas por la banda de deformación milonítica asociada a la falla normal de Toledo, tienen una deformación asociada más intensa.

La plagioclasa, cuya composición está entorno a An_{26} (ANDONAEGUI y VILLASECA, 1988), presenta maclado polisintético, no habiéndose observado zonados. Se observan inclusiones de cuarzo en "gotas", biotita así como muy ocasionalmente sillimanita (fibrolita). Suele estar parcialmente sericitizada.

El feldespato potásico presenta texturas peritéticas en parches y lamelares. Incluye gotas de cuarzo así como biotita. Ocasionalmente se ve un intercrecimiento mirmequítico de plagioclasa y cuarzo incluido en feldespato potásico.

La cordierita es subidiomorfa y está en general bastante fresca, aunque parcialmente alterada a sericita y pinnita en los bordes. A menudo está maclada. Tiene frecuentemente inclusiones de laminillas de biotita, así como minerales opacos y "gotas" de cuarzo. Incluye también muy a menudo agujas de sillimanita tanto en la primera (relativa) como en la segunda foliación.

La biotita se presenta como placas rojizas que en general están desorientadas y a veces forman agregados milimétricos. En algunos casos todavía se reconoce una foliación relictas definida por la orientación de la biotita.

Las láminas de biotita frecuentemente incluyen circones con halo pleocroico.

b. Facies leucocráticas con Cordierita (12)

Aparecen como cuerpos de diverso tamaño, desde vénulas a cuerpos de gran tamaño

alargados paralelamente a las estructuras hercínicas. Sus contactos con las otras facies de granitoides inhomogéneos y migmatitas son graduales.

Son leucogranitoides de tamaño de grano variado, desde tamaño fino a grueso e incluso muy grueso, que frecuentemente muestran un bandeo marcado por una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas y bandas más finas de agregados de cordierita, granate, cordierita-granate y micas. Se han observado granates de hasta 1,5 cm.

En ocasiones son macizos relativamente homogéneos que no muestran bandeo.

Las micas son en general poco abundantes.

Se han observado en algunas localidades feldespatos de varios centímetros redondeados, con aspecto glandular. Por otra parte también se ven en algunos lugares fenocristales de feldespatos, de 1 a 2 cm dispersos.

En general no presentan enclaves, aunque se ha observado algún enclave metasedimentario, así como de anfibolitas oscuras.

Estas rocas están constituidas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y en proporciones mucho menores biotita y moscovita (ésta de carácter secundario).

Como minerales accesorios aparecen además apatito, circón, sillimanita, cordierita y granate.

Los cuarzos suelen presentar extinción ondulante, más marcada en los alrededores de la banda de deformación milonítica.

El feldespato potásico es en ocasiones peritítico tanto en parches (incluyendo plagioclasa) como en lamelas. Incluye a veces gotas de cuarzo y en otras además sillimanita prismática. También se ha visto sillimanita en inclusiones de plagioclasa en feldespato potásico. Se han observado también inclusiones de cuarzo en "gotas".

La cordierita se ha visto como pseudomorfos sericíticos.

En el área de Fuentehiguera, junto al Río Algodor se encuentra un granitoide microporfídico, cordierítico como masas y venas en relación con migmatitas oscuras y granitoides inhomogéneos biotítico-cordieríticos, que presenta relictos de una foliación que afectó también a enclaves metasedimentarios existentes en el granitoide inhomogeneo oscuro. Presenta sillimanita y numerosos enclaves restíticos de 4 a 5 cm.

Las únicas diferencias importantes entre este granitoide y el inhomogeneo biotítico-cordierítico (oscuro) es la menor abundancia de biotita, lo que da tonos claros, y relativamente mayor abundancia de feldespato potásico. Debido a estos hechos ha sido agrupado en este mismo epígrafe.

c. Facies con Biotita y granate (11)

Son dos macizos pequeños situados, al S. de Villanueva de Bogas y en el Arroyo del Campo (unos 8 Kms al N. de Mora de Toledo).

Son granitos de grano fino-medio en general, biotíticos, microporfídicos. En algunas zonas se puede observar una foliación relictas y en otros tienen un aspecto relativamente homogéneo. Presenta tonos relativamente claros debido a que la biotita no es muy abundante.

Se caracterizan también por la presencia de granates milimétricos frecuentes.

Se pueden observar también agregados globulares de cuarzo desde 3 a 12 cm., así como algunos fenocristales dispersos de feldespato rectangulares de 2 a 3 cms.

Son frecuentes los enclaves surmicáceos de 3 a 5 cms. y metamórficos (metasedimentarios y de ortogneises bandeados) de hasta 28 cms. Así mismo se ha podido observar un enclave de granito biotítico porfídico, con fenocristales de feldespato rectangulares desde 3 x 0,5 cms. a 11 x 3,5 cms., con una foliación penetrativa recrystalizada, que recuerda al tipo Moncloa.

Los minerales principales que lo constituyen son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa, siendo granitos a adamellitas de tendencia microporfídica.

Como minerales accesorios presentan minerales opacos, apatito, circón y a menudo granates milimétricos. Ocasionalmente se puede encontrar sillimanita y más raramente turmalina, los cuarzos presentan cierta extinción ondulante.

El feldespato potásico a menudo es subidiomorfo, equidimensional, con texturas perfiticas, tanto lamelares como en parches. Contiene en ocasiones inclusiones de cuarzo, biotita y algún granate reaccional.

La plagioclasa es frecuentemente subidiomorfa y equidimensional. Presenta macla polisintética y zonado. Se observan intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo en los contactos con cristales de feldespato potásico. Así mismo existen también inclusiones de sillimanita prismática, biotita, opacos y apatito.

La biotita se presenta como placas pleocroicas de tonos marrón amarillento a marrón rojizo, que incluyen circones a veces idiomorfos con halos pleocroicos y apatito. En ocasiones define una foliación que rodea a los feldespatos, posteriormente recrystalizada y poligonizada. Se ha observado alguna biotita deformada posteriormente.

El granate es frecuente en estos granitos y es irregular o subredondeado, en general como un mineral de la matriz, aunque puede estar incluido en otros minerales (Feldespato potásico).

La moscovita se presenta como láminas poiquiloblásticas tardías.

En una lámina delgada se observó turmalina poiquiloblástica.

B) Alineación Plutónica Mora-Gálvez

La Alineación Mora-Gálvez se extiende de forma continua por las Hojas nº 658 (Mora), 657 (Sonseca), 656 (Gálvez), 686 (Turleque), 685 (Los Yébenes) y 684 (Navahermosa) a lo largo de una superficie de aproximadamente 950 km². Realmente los afloramientos graníticos, aunque de forma discontinua, se prolongan hacia el O (Hojas nº 655 Los Navalmorales, 654 El Puente del Arzobispo) hasta Navalmoral de la Mata a lo largo de unos 200 km.

Esta alineación muestra una geometría elongada de dirección E-O con una anchura media de 10 km hasta el meridiano de Cuerva donde se ensancha hasta alcanzar unos 23 km. Sus afloramientos forman parte una plataforma morfológica en torno a 650-800 m de altitud que está limitada al N por las Sierras de Montes-Isas (Oliva 901 m, Layos 1084 m, Cerro del Pulgar 907 m, Pico de Noez 1035, etc.), y al S por las primeras estribaciones de los Montes de Toledo.

d. Monzogranito de grano medio-grueso con megacrystalos ± Cordierita (Tipo Mora / Menasalbas) (13)

Estos granitos ocupan una extensión superficial de unos 36 km² en el extremo SO de la Hoja y representan la terminación oriental de una unidad mayor que se extiende hasta la hoja de Navahermosa y que hemos definido como granitos (monzogranitos) biotíticos de grano medio-grueso con megacrystalos de feldespato K ± cordierita (Tipo Mora-Menasalbas).

Estas rocas muestran caracteres intrusivos sobre los materiales del Cámbrico inferior en sus contactos E y NO donde se desarrolla una aureola metamórfica de contacto que alcanza la facies de corneanas hornbléndicas. Por el NE, contactan mecánicamente con materiales gneísicos de la "Unidad Migmatítica" (UM) a través de una falla normal buzante 25-30° S que lleva asociada al desarrollo de fábricas miloníticas dúctiles y cataclasitas (Aparicio Yagüe, 1971). La deformación dúctil se concentra en los materiales infrayacentes (UM), mientras que en los granitos la deformación se traduce en una fracturación frágil con formación de texturas cataclásticas.

El nivel de arrasamiento de la zona, que afecta tanto a los afloramientos graníticos y como a los de UM, sin apenas contraste orográfico, junto al amplio desarrollo de suelos dedicados al cultivo dificulta en gran medida las observaciones de campo. Las cuales quedan reducidas a puntos aislados donde se preservan algunos afloramientos con disyunción de bolos.

De *visu* se caracterizan por su color gris y textura heterogranular en la que destacan megacrystalos de feldespato K en una trama de grano medio-grueso. El tamaño de los megacrystalos, por lo general, fluctua entre algunos centímetros (2-6 cm) aunque ocasionalmente pueden alcanzar 10-12 cm de longitud por 2-5 de anchura. La distribución de los mismos parece caprichosa ya que existen puntos donde son frecuentes y otros donde son escasos o inexistentes. De ahí que a estos granitos los adjetivemos "con megacrystalos" para diferenciarlos de otra variedad, mineralógicamente similar, aflorante en la parte occidental de la alineación en los alrededores de Gálvez (Granitos biotíticos porfídicos), donde los megacrystalos de feldespato potásico son más abundantes y muestran una distribución más regular a lo largo de todos los afloramientos.

El estudio microscópico permite reconocer una textura heterogranular hipidiomórfica con la siguiente composición mineralógica: cuarzo (30,1%), feldespato K (24,4%), plagioclasa (32,5%) y biotita (9,5%), como minerales principales; y cantidades accesorias de apatito (0,3%), circón (0,2%), opacos (< 0,1%), rutilo ± cordierita (1%). Entre los minerales secundarios o de alteración se han reconocido moscovita, clorita, epidota, sericita, adularia, calcita y óxidos de Fe. La mayoría de las muestras analizadas corresponden a monzogranitos leucocráticos ($M' = 8$), si bien algunas de las muestras analizadas se proyectan en el diagrama QAP en el campo correspondiente a las granodioritas (Streckeisen, 1974).

El cuarzo varía entre 21.0-44.3% y aparece formando cristales subredondeados monocristalinos o en agregados de varios individuos que llevan a alcanzar tamaño centimétrico (característica que destaca junto a los megacristales de feldespato-K en muestra de mano). También se presenta en formas xenomorfas intersticiales y como pequeñas "gotas o bastoncillos" en texturas mirmequíticas.

La plagioclasa varía entre 22,4-44,8% formando cristales prismáticos idiomorfos a subidiomorfos con maclado polisintético y zonado oscilatorio generalmente normal, con núcleos de hasta An_{60} a An_{12} . Localmente pueden incluir cristales de biotita. Una característica, que aunque no muy desarrollada si es persistente en estos granitos, es la formación de texturas mirmequitas de geometría ameboide y pequeño tamaño desarrolladas en la interfase plagioclasa-feldespato K y que suponen un volumen de la roca < 1,5%. Además existe otra generación de plagioclasa ácida tardimagmática de carácter xenomorfo intersticial que puede rodear a modo de coronas a los cristales anteriores. Ambas plagioclasas se presentan por lo general bastante sanas en afloramientos frescos, aunque también son frecuentes procesos de damouritización acompañados de epidota, clorita ± calcita, etc., sobre todo en zonas de fracturación.

La biotita fluctua entre 6,0-18,8% formando placas idio-subidimorfos con abundantes y omnipresentes inclusiones de circón con sus típicos halos pleocroicos y pequeños prismas de apatito que también muestran débiles halos. Todos los individuos presentan un marcado pleocroísmo que va de rojo oscuro (Ng, Nm) a amarillo anaranjado (Np). Los fenómenos de corrosión por parte de cuarzo y feldespato potásico son relativamente frecuentes. También puede desarrollar texturas simplectíticas en el contacto con feldespato potásico. Su alteración más frecuente es a clorita, con formación local de rutilo sagenítico, acompañada de óxidos de hierro de tipo pulverulento. Igualmente se dan transformaciones a moscovita, epidota y adularia, esta última dispuesta según los planos de exfoliación.

El feldespato potásico representa entre 19,3-32,8% en volumen de la roca bajo la forma de cristales subidiomorfos con macla de Carlsbad y micropertitas filiformes con inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. Y como cristales xenomórfos intersticiales con numerosas inclusiones de plagioclasa, biotita, cuarzo y ocasionalmente, cordierita. En estos cristales de feldespato es donde tiene lugar el desarrollo de texturas mirmequíticas en los contactos con los de plagioclasa. Además hay que resaltar la presencia local de maclas de Carlsbad, microclina y micropertitas filamentosas y pequeñas placas desfletadas o agregados de moscovita suelen formarse sobre las feldespatos en la etapa tardimagmática de la cristalización.

La cordierita es un mineral accesorio, pero común en todos los tipos graníticos de la

alineación. En los monzogranitos el contenido es de 0-2% e invariablemente se presenta alterada a agregados moscovíticos o a un producto de grano muy fino de coloración verde claro. Generalmente se trata de granos sobredondeados subidiomorfos a xenomorfos y más raramente en cristales prismáticos idiomorfos.

La moscovita está presente en prácticamente la totalidad de las muestras estudiadas en cantidades que no superan el 2,5%. Se trata muy probablemente de un mineral secundario que se forma a partir de cordierita, feldespato K y biotita; respecto a esta última puede aparecer en placas interlaminadas y más raramente formando agregados en haces de aspecto radial.

Las menas metálicas son muy escasas en estas rocas.

Las características petrográficas de estos granitos son muy similares a las de los granitos tipo S del batolito de Kosciusko (ver por ej. HINE *et al*, 1978).

e. Monzogranitos cataclásticos (13)

Estas rocas forman una banda de 2 km de anchura paralela al contacto NE con la Falla de Toledo (Banda Milonítica). En realidad se trata de los granitos monzoníticos anteriores afectados por bandas de fracturación frágil de dirección NO-SE asociadas al movimiento de la falla. En cartografía se han situado algunas de las principales zonas de fracturación.

Estos granitos muestran texturas cataclásticas generalizadas más o menos intensas. En zonas próximas a la falla donde la deformación se hace más intensa se desarrollan fábricas foliadas con fuerte trituración de algunos minerales, especialmente del cuarzo. Este puede formar bandas acintadas con recristalización variable que envuelven a los cristales de feldespatos. La biotita es también un mineral sensible a la deformación y aparece cloritizada, rota y estirada según la foliación. Los feldespatos, más resistentes, aparecen fracturados, doblados y más raramente rotos y/o granulados.

Este proceso lleva asociada una degradación generalizada de la roca con cloritización total o parcial de la biotita, junto con \pm epidota y \pm óxidos de hierro subordinados. Otros minerales de alteración son: calcita en venillas y/o sobre feldespatos, mica blanca y sericita sobre feldespatos. La sericitización, sin embargo, no es un proceso muy intenso ni generalizado en estas rocas.

f. Leucogranitos moscovíticos con biotita (2)

Estos granitos se caracterizan por el tipo de yacimiento y por sus caracteres mineralógico-texturales contrastados con respecto del resto de granitos que configuran la alineación Mora-Gálvez. Asimismo, su emplazamiento es relativamente tardío aunque previo a los diques de pórfidos que los cortan a lo largo de los diversos afloramientos de la alineación.

La forma de sus afloramientos indica que se trata de rocas de emplazamiento poco profundo formando cuerpos de geometría de diques o pequeñas cúpulas con disposición "estratoide"

subhorizontal y contactos netos e intrusivos. En esta hoja su presencia queda reducida a escasos diques de potencia métrica y dirección variable entre N 80-120° E.

De *visu* se trata de rocas de coloración rosácea clara, tamaño de grano fino a medio con desarrollo local de texturas pegmatoides centimétricas; en las que se reconocen agregados ("nidos") formados por placas de moscovita, cuarzo ± turmalina y feldespatos.

Al microscopio predominan las texturas xenomórficas más o menos aplitoides y más raramente subhipidiomórficas marcadas por el desarrollo prismático de la plagioclasa y algunas micas. También son frecuentes los intercrecimientos granofídicos cuarzo-feldespáticos y las cavidades miarolíticas con "nidos" pegmatoides de placas de moscovita en crecimientos radiales, turmalina, cuarzo, etc. En general este tipo de texturas es indicativo de condiciones de cristalización en un emplazamiento superficial de tipo subvolcánico.

La composición mineralógica está integrada por cuarzo, plagioclasa, feldespato K y moscovita, como minerales principales; y biotita, cordierita, andalucita, turmalina, circón y óxidos de hierro, como accesorios y/o accidentales.

El cuarzo es el principal constituyente en volumen de este granito con un contenido medio de 37%. Aparece con diversas morfologías: cristales subidiomorfos de cristalización temprana; cristales xenomorfo intergranulares o en crecimiento granofídico; y formas vermiculares o en "gotas" formando parte de texturas mirmequíticas.

La plagioclasa (31%) es uno de los constituyentes minerales con un mejor desarrollo de sus formas cristalinas ya que son frecuentes las formas subidiomorfas con maclado polisintético y ligero zonado entre An_{11} - An_4 según datos de Andonaegui (1990). Con frecuencia muestran bordes recrecidos y texturas mirmequíticas. Existe otra plagioclasa tardía que se desarrolla en las interfases de los feldespatos-K a modo de agregados de pequeño tamaño en forma de corona local con formas mirmequíticas.

El feldespato-K (24%) es fundamentalmente xenomorfo y de carácter intersticial, salvo en aquellas muestras con textura granofídica donde está intercrecido con el cuarzo. Puede aparecer maclado (Carlsbad y microclina) y con microperfitas filamentosas.

La moscovita (6%) se presenta bajo dos formas diferentes: como cristales prismáticos más o menos desflecados y en agregados xenomorfo sobre minerales. Los primeros pueden considerarse en su mayor parte como moscovitas primarias o como una fase *subsolidus* cuando se trata de moscovitas interlaminadas con biotitas de las que parecen proceder. En cuanto a las segundas está claro corresponden a productos de transformación tardimagmática de cordierita, andalucita y feldespato-K.

El resto de los minerales, incluida la biotita, no llegan a superar el 2% de la roca. Biotita y cordierita son minerales siempre presentes en estos granitos; la primera forma placas subidiomorfas localmente transformadas a moscovita (interlaminada) o a productos cloríticos. La cordierita está siempre prácticamente pseudomorfizada por agregados de moscovita en cristales xenomorfo irregulares desorientados. La andalucita es muy escasa y local en

estos granitos, se han reconocido pequeños prismas desflecados rodeados por moscovita o incluidos en plagioclasa. La turmalina es local y aparece fundamentalmente asociada a los núcleos pegmatoides en cristales prismáticos con disposición radial.

4.1.3. Rocas filonianas

4.1.3.1. *Pórfidos* (3)

A) Pórfidos graníticos

Se trata de diques de composición ácida que intruyen a los monzogranitos y leucogranitos según una dirección media N 60°-80° E. La potencia no suele superar la decena de metros y su longitud máxima 1 km.

De *visu* se trata de una roca porfídica en una matriz microgranuda a afanítica de coloración gris-verdosa. Los fenocristales (cuarzo, feldespato y biotita) no superan los 2-3 cm en estos afloramientos, aunque llegan a alcanzar hasta 15 cm en la parte media y occidental de la alineación Mora-Gálvez.

El cuarzo se presenta en fenocristales idiomorfos con frecuentes bordes reaccionales y golfos de corrosión, y como constituyente de la matriz. La plagioclasa igualmente se presenta formando parte de estos dos estadios contratados de cristalización. En la asociación fenocristalina responden a dos tipos: cristales idiomorfos ligeramente zonados y cristales subidiomorfos de menor tamaño formando asociaciones de varios individuos. En ambos casos se alteran a productos micáceo-arcillosos dando un aspecto anubarrado. El feldespato-K forma fenocristales subidiomorfos y xenomorfos en la matriz; también presenta aspecto anubarrado. Además, ambos feldespatos en algunas muestras muestran texturas glomeroporfídicas con intercrecimientos de cuarzo granofídico. La biotita, tanto los fenocristales como los pequeños cristales de la matriz, está parcial o totalmente cloritizada con epidota y óxidos ferruginosos como subproductos.

La matriz de estas rocas muestra un grado de cristalinidad variable que depende de la potencia del dique y de la proximidad al encajante. En general es microgranuda de composición cuarzo-feldespática con laminillas de biotita, \pm clorita y subproductos moscovíticos. Son frecuentes los intercrecimientos granofídicos y las coronas fibroso-granofídicas alrededor de los fenocristales de feldespatos.

B) Pórfidos dioríticos

Están escasamente representados en la Hoja. Únicamente un pequeño haz de diques entre 1 y 5 metros de potencia con dirección Este-Oeste situados entre 4 y 4,5 Km. al Sur de Villamuelas y un dique a unos 2 Km. al Nornoreste de Mascaraque que parece llevar una dirección N160°E. Son en general subverticales.

Son pórfidos de grano fino, oscuros con fenocristales de feldespato de 1-2 mm. y agregados oscuros posiblemente de biotita y/o anfíbol. Por su composición serían pórfidos microdioríticos

los de dirección Este-Oeste y cuarzomonzonítico el N160°E. Están muy alterados y es difícil reconocer bien su mineralogía.

Presentan una matriz de grano fino hasta microcristalina constituida por plagioclasa, biotita, opacos, y probablemente feldespato potásico en los más ácidos. Los fenocristales son de plagioclasa casi totalmente sericitizada, biotita y anfíbol transformado casi totalmente en clorita. Estos últimos forman a veces agregados.

En el pórfido cuarzomonzonítico se han observado agregados de cuarzo y plagioclasa.

Presentan textura microgranuda traquitoide, salvo el dique N160°E que presenta una textura orientada definida por las plagioclasas rectangulares, traquítica.

4.1.3.2. Aplitas (2)

Se encuentran representadas principalmente en el sector Noroeste de la Hoja. Se observan diques con dos direcciones preferentes Noreste-Suroeste y Estesureste-Oestenoroeste. Los de dirección Noreste-Suroeste suelen buzarse entre 40° y 50° al Noroeste, mientras los demás suelen ser subverticales.

Son aplitas o leucogranitos de dos micas y a veces moscovíticos de grano fino.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, pudiendo faltar esta última en algún caso.

Como minerales accesorios se observan minerales opacos y apatito.

Los cuarzos muestran una extinción ligeramente ondulante y en ocasiones incluyen finas agujas de apatito orientadas subparalelas a los bordes.

La biotita es tabular mientras que la moscovita se presenta en láminas poiquilíticas. Las micas en ocasiones están algo dobladas.

Los feldespatos son a menudo subidiomorfos y en ocasiones presentan intercrecimientos gráficos de cuarzo.

4.1.3.3. Filones de Cuarzo (1)

Únicamente se han observado en el área de la Hoja dos diques de cuarzo cartografiables. Uno está situado a unos 5,5 Km. al Nordeste de Almonacid de Toledo y lleva una dirección N10°E, subvertical.

Su potencia es de unos 3 metros. Presenta un bandeado de crecimiento subvertical.

El otro dique está situado a 1,5 Km. al Nordeste de Mascaraque y lleva una dirección N160°E, subvertical. Su potencia es de 4 a 5 metros y presenta también un bandeado de crecimiento subvertical.

4.2. ROCAS METAMÓRFICAS

4.2.1. Metamorfismo regional

En la Hoja de Mora de Toledo, dentro de los afloramientos de materiales hercínicos, existen dos áreas con una evolución metamórfica completamente diferente, aunque en ambas ligada al desarrollo de la colisión hercínica: el Dominio Migmatítico y el Dominio de los Montes de Toledo, ambos separados por un gran accidente extensional tardihercínico, con el labio S hundido (Falla de Toledo) que lleva una banda de deformación dúctil-frágil (milonitas y ultracataclasitas) asociada a muro.

4.2.1.1. Dominio Migmatítico

En este dominio no se han encontrado evidencias de un metamorfismo regional más antiguo (prehercínico). En caso de que haya existido sus relictos deben haber sido eliminados durante el ciclo orogénico hercínico.

Las características metamórficas observadas aquí son coherentes con las observadas en niveles mesocorticales de la mayoría de las cadenas colisionales, en las cuales se genera un fuerte engrosamiento cortical debido a una tectónica tangencial.

El pico térmico tuvo lugar probablemente en condiciones de P/T de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas almandínicas, con valores de P intermedios.

La intensa recristalización debida al máximo térmico oblitera casi todas las paragénesis anteriores, por lo cual es difícil reconstruir la evolución metamórfica anterior. No obstante BARBERO y VILLASECA (1988) citan en un área vecina a esta Hoja (Ermita de la Bastida, Hoja de Toledo (629)) la presencia de unos gabros coroníticos que registran evidencias de haber pasado en su evolución metamórfica por condiciones de la facies de las granulitas de presión intermedia.

Si comparamos con sectores próximos, como el Sistema Central vemos que ARENAS *et al.* (1991 a y b) describen una evolución metamórfica en dos estadios con un régimen bórico que evoluciona desde P intermedia a baja. Separa tres etapas evolutivas, M_1 , M_2 y M_3 de un único ciclo metamórfico.

La etapa M_1 coincidiría con el engrosamiento cortical (D_1 y parte de D_2) y se desarrollaría en condiciones de P y T intermedias (25°C/Km) llegándose a alcanzar al final de la misma 665-700°C y 6-7 Kb (VILLASECA, 1983). En el área abarcada por la Hoja de Mora (659) no existen paragénesis que evidencien las características de esta etapa metamórfica debido a la obliteración producida por la siguiente etapa (M_2). De todos modos, como se ha dicho antes, en un área vecina, BARBERO y VILLASECA (1988) estudian una lámina de gabros en la cual existen noritas olivínicas con texturas coroníticas. De los hechos observados deducen que el magma original se solidificó completamente al emplazarse en condiciones de P de 7 a 8 Kb., pasando después por una etapa metamórfica en condiciones de la facies de las granulitas de P intermedia a unos 7 Kb y más de 80°C, para seguir evolucionando a condiciones de menor

presión y temperatura al final más bajas. Estas condiciones de facies de granulitas pudieron haberse alcanzado al final de M_1 (sin D_2) o a comienzos del M_2 (tardi D_2), aunque en la Hoja no existen evidencias.

La etapa M_2 es esencialmente posterior al engrosamiento cortical, y supone el comienzo de una erosión importante del edificio estructural. Se desarrollaría desde el final de D_2 hasta después de D_3 .

Es una etapa descompresiva donde se produce una moderada relajación bórica y se alcanzan los valores máximos de temperatura, dando lugar a paragénesis de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas (moscovita "out") definiendo una zona de extensión regional con ortosa-sillimanita (migmatización).

La migmatización debió comenzar al principio de esa etapa (final de D_2) y alcanzó su clímax durante el pico térmico (post D_3), en relación con el cual se generaron las anatexitas más extendidas en la Hoja (nebulitas con marcada desestructuración o granitoides inhomogéneos).

En el Sistema Central se encuentran las siguientes asociaciones minerales en relación con esta etapa:

Q + Plg + Or + Bi + Sill + Cord + Esp
en rocas aluminicas (ARENAS *et al*, 1991 a).

Plg + Q + Horn + Bi + Clpx + Esf
en rocas metabásicas (ARENAS *et al*, 1991 a).

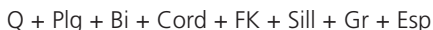
Cc + Dol + Fo + Clhum + Esp + Flog
en mármoles y rocas de silicatos cálcicos (ARENAS *et al*. 1991 a).

Las condiciones de estabilidad mínimas de estas asociaciones están definidas por la desaparición de moscovita y comienzo de fusión parcial, mientras que las máximas se definen por la existencia de facies de las granulitas.

El pico térmico en este área estaría en condiciones de 715°C y algo menor de 4,5 Kb al final del M_2 , en un régimen bórico de baja P/T (50°C/Km) (ARENAS *et al*, 1991 a).

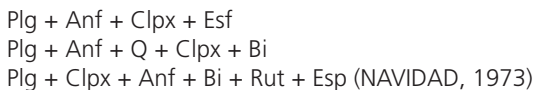
Por otro lado en el área vecina de la Ermita de la Bastida, BARBERO y VILLASECA (1988) describen, en la norita olivínica allí aflorante, que la cristalización de la misma debió de producirse en condiciones de P de 7 Kb y T superior a 800°C. A continuación seguirá una pauta de enfriamiento, prácticamente isobárico, que daría lugar a texturas coroníticas en condiciones de granulitas de presión intermedia. Posteriormente se produce una hidratación de las rocas que siguen una pauta de descenso bórico a T casi constante, que genera la formación de coronas de simplectitas de plagioclasa y clinopiroxeno entre 5 y 6,5 Kb seguidas de anfíbol y a menor T de biotita, a unos 750°C y bajas P durante la fusión seca del área (ANDONAEGUI Y VILLASECA, 1988).

En el área de la Hoja de Mora (659) en las metapelitas, ortogneises y granitoides porfídicos deformados se encuentra la siguiente asociación mineral:

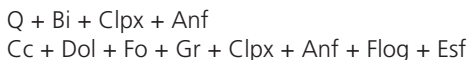


Siendo muy frecuente la existencia en los granitoides porfídicos deformados, de texturas de intercrecimientos mirmequíticos entre plagioclasa y cuarzo en el límite entre cristales de plagioclasa y de feldespato potásico.

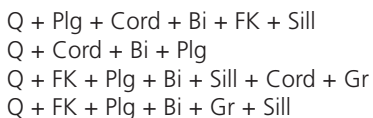
En rocas metabásicas (rocas gabraóicas y ortoanfibolitas) se encuentran las siguientes asociaciones:



Las asociaciones presentes en mármoles y rocas calcosilicatadas son:



Finalmente los granitoides inhomogéneos y migmatitas presentan estas asociaciones características:



Las asociaciones aquí reseñadas no pertenecen a la facies de las granulitas, encontrándose todas en condiciones de la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas almandínicas.

La diferencia principal con las asociaciones del Sistema Central es la mayor abundancia de granate en los protolitos no fundidos metapelíticos, ortoneisicos y granitoides.

En los granitoides inhomogéneos, sin embargo la cordierita es mucho más abundante, mientras que la sillimanita suele estar relicta en cordierita, feldespato potásico y plagioclasa, y el granate es inexistente o muy escaso y relicto en cordierita y feldespato potásico, salvo en los granitos de grano fino con biotita + granate.

En las demás litologías no hay grandes diferencias.

Estos datos junto a los expuestos de áreas vecinas, parecen apuntar a un M_2 que comenzó en condiciones de mayor presión y temperatura relativamente menor, dentro de la facies de las anfibolitas almandínicas, condiciones que quedarían registradas en los protolitos no fundidos en los cuales son muy abundantes tanto el granate, como la sillimanita, como la espinela,

para llegar a su pico térmico en condiciones de menor presión, con una fusión parcial muy importante con generación de abundante cordierita.

Las condiciones termobáricas en la Hoja deben haber sido superiores a las del Sistema Central al final del M_2 y probablemente estarían próximas a las descritas por BARBERO y VILLASECA (1988) de T entre 750 y 900°C y entre 5 y 6,5 Kb, siempre en el campo de la facies de las anfibolitas almandínicas.

La tercera etapa metamórfica (M_3) supone una continuación de la descompresión y el progresivo enfriamiento comenzado a finales de la M_2 . Se produce una erosión de la cadena en condiciones de PH_2O en aumento. Las paragénesis más recientes que se generan son retrogradantes en facies de los esquistos verdes, y dan lugar principalmente a la generación de moscovita tardía poiquiloblástica así como a la alteración de los minerales principales a sericita, clorita, pinnita, epidota/clinozoisita, etc.

4.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo

Los materiales paleozoicos aflorantes en la Hoja se localizan en el extremo sur-occidental y presentan un metamorfismo regional en grado bajo que afecta al Cámbrico inferior y al Ordovícico inferior (Series Púrpura y Armoricana), no así a los materiales suprayacentes a la cuarcita Armoricana representados por la Alternancia de Pochico aparentemente sin síntomas evidentes de tal evento regional. Al metamorfismo regional se sobreimpone uno de contacto producido por la intrusión de los granitos de la alineación Mora-Gálvez que trataremos en un apartado posterior.

Las rocas pizarrosas muestran una esquistosidad "slaty cleavage" materializada por la reorientación y/o blástesis de moscovita, clorita y óxidos de hierro. Además en algunas muestras también aparece biotita, pero ésta puede ser debida, en parte, al metamorfismo de contacto. Esta esquistosidad se hace más grosera y por consiguiente menos perceptible en los niveles detríticos con escasa matriz, donde sólo ésta muestra una orientación. Cuando el porcentaje de matriz es prácticamente nulo la esquistosidad se manifiesta con mayor dificultad ya que la intensidad de la deformación y grado metamórfico son insuficientes para producir cambios apreciables. Las texturas varían de granolepidoblásticas en los niveles pizarrosos del Cámbrico inferior a blastopsamíticas en los niveles areníticos del Ordovícico inferior. En estas rocas es fácil reconocer el carácter detrítico de constituyentes tales como moscovita, cuarzo, minerales pesados, etc. La S_0 es reconocible por la alternancia composicional en los niveles detríticos, mientras que en las pizarras y/o filitas es posible en las zonas de charnela de pliegues donde la S regional (S_1) corta a la estratificación (S_0). La S_1 muestra un ligero microplegado que localmente puede dar lugar a una crenulación aunque no parece ser un hecho generalizado en los materiales de esta Hoja.

Las asociaciones minerales compuestas por cuarzo, moscovita \pm clorita \pm biotita son indicativas de condiciones metamórficas facies de esquistos verdes.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Las rocas con metamorfismo de contacto se circunscriben a la aureola del borde E y NO del

afloramiento de monzogranitos ya que por el NE contactan mecánicamente con los materiales de UM. Dentro de la aureola térmica se pueden diferenciar dos envoltentes de diferente grado metamórfico. Una, la más próxima al granito, de 500 m anchura que afecta exclusivamente a materiales del Cámbrico inferior y otra que se extiende hasta 3,5 km afectando a estos y los del Ordovícico inferior que forman los afloramientos del Cerro Morejón al E de Mora.

En la aureola interna se desarrollan corneanas hornbléndicas con texturas predominantemente granoblásticas en los materiales detrítico-carbonatados y esquistoso-moteadas en los pizarrosos.

La muestra DM 9329 es un ejemplo representativo de estas últimas. Esta roca muestra una esquistosidad regional S_1 formada por moscovita y escaso cuarzo según una textura lepidoblástica a granolepidoblástica a la que se superponen blastos de biotita (< 1 mm) desorientados, aunque guardando una cierta disposición elongada según la esquistosidad. Además existe un moteado milimétrico (2-3 mm) formado por agregados de cordierita alterada a productos micáceos que también muestran una disposición mimética. Con posterioridad a la blastesis de contacto la S_1 aparece microplegada por suaves pliegues tipo "kink-bands" que también afectan a las placas de biotita y al moteado cordierítico. Si este tipo de micropliegues estuviese relacionado con el emplazamiento del granito serían coetáneos con la blastesis térmica y tanto el moteado como las biotitas podrían superponerse a los mismos, lo que no ha sido visto en ninguna muestra, incluso fuera del área de la presente Hoja. Por otra parte micropliegues de este tipo aparecen en otras áreas alejadas del granito posiblemente relacionadas con fracturas por lo que debe de tratarse de una fase tardía.

En materiales detrítico-carbonatados se reconocen texturas granoblásticas bandeadas compuestas por cuarzo, plagioclasa, diópsido, calcita, biotita, anfíbol y menas metálicas opacas. La paragénesis mineral diópsido + plagioclasa \pm calcita \pm anfíbol es indicativa de condiciones metamórficas de grado medio (corneanas de facies hornbléndicas). Se han observado también en un nivel de rocas carbonatadas pertenecientes a la Formación Pizarras del Pusa, en el contacto N del granito, una asociación con diópsido-wollastonita, que sería indicativa de condiciones metamórficas de alto grado (corneanas de facies piroxénicas).

La parte más externa de la aureola corresponde a corneanas en facies albíta-epidota y en ella el efecto térmico se manifiesta por la presencia de agregados de grano fino o pequeños blastos submilimétricos de biotita. Algunos de estos blastos muestran crecimiento mimético con la S regional previa y podrían relacionarse con el metamorfismo regional. La presencia de agregados de grano fino desorientados en la matriz de rocas cuarcíticas es indicativa de que el metamorfismo de contacto llega a afectar a materiales ordovícicos a más de 3.5 km del contacto del granito, al E de Mora.

4.3. GEOQUÍMICA

4.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica

De los análisis químicos realizados en las rocas de esta unidad, siete corresponden a rocas plutónicas y los dos restantes a tipos metamórficos (Tabla 4.1).

Rocas graníticas

Se dispone de un sólo análisis de los tipos gabroideos que afloran en el sector de Villanueva de Bogas. Se trata de una roca con un contenido en SiO_2 (58.02) que no corresponde a una roca de composición básica, sino más bien a un tipo intermedio. De este modo en el diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) (Fig. 4.1) queda proyectada en el campo de las cuarzodioritas. Presenta contenidos en FeO total elevados y ligeramente bajos en MgO y CaO, por lo que en el diagrama A - B de DEBON y LE FORT (1983) se sitúa en el dominio de rocas metaaluminicas (Fig. 4.2). En cuanto a los contenidos en elementos trazas cabe destacar sus bajas concentraciones en Rb y Sr. Con estas características no parece ser una roca muy representativa de los escasos tipos gabroideos que afloran en el sector, ya que NAVIDAD (1973) da análisis bastante más básicos para estas rocas gabroideas (ver análisis 1 en NAVIDAD, *op.cit.*).

Se han realizado dos análisis de granitoides cordieríticos tipo Layos. En el diagrama Q'-An' se proyectan en el campo de granitos (Fig. 4.1). Destacan dentro de sus características geoquímicas sus bajos contenidos en CaO que provocan que sus índices de saturación en aluminio ($\text{ASI} = \text{mol Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ sean elevados (mayores de 1.8%), así como que presenten también altos contenidos en corindón normativo (mayor de 8%) (Tabla 4.1). Este carácter fuertemente peraluminico queda reflejado por su proyección en la parte alta del diagrama A - B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 4.2) con valores del parámetro A ($A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$) superiores a 150. Sus concentraciones en Ba, Rb y Sr son bajas con respecto al resto de los tipos graníticos del área. Es también destacable sus elevados contenidos en MgO y FeO relacionados con la alta proporción de cordierita y biotita que presentan estas rocas, lo que también provoca contenidos elevados en hiperstena normativa (Tabla 4.1).

Se han descrito también en esta hoja tipos cuyas características petrográficas son en parte coincidentes con las de los granitoides de la asociación Argés -Guadamur, definidos en la Hoja 657 y descritos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), ANDONAEGUI (1990) y BARBERO *et al.* (1990). No obstante si comparamos el único análisis de estas rocas realizado en esta hoja (MP-9214), podemos observar diferencias geoquímicas acusadas que hacen difícil pensar en que esta muestra puede pertenecer a esta asociación.

Presenta contenidos altos en Al_2O_3 (16.08%) y bajos en CaO (1.73%) para contenidos en SiO_2 del 67.07%, con respecto a las rocas típicas de la asociación Argés-Guadamur. Estos contenidos en Al_2O_3 y CaO provocan un índice de saturación de aluminio ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en valores moleculares) de 1.17, así como contenidos en corindón normativo del 4.09% (Tabla 4.1) valores éstos que no son típicos de las rocas de la citada asociación. Se trata, por lo tanto, de una roca con carácter ciertamente peraluminico, que desde un punto de vista meramente geoquímico podría quizá emparentarse con las rocas de tipo Layos anteriormente descritas y no con los tipos porfídicos de la asociación Argés-Guadamur (Hoja 657, ANDONAEGUI (1990), BARBERO *et al.*, (1990). En cuanto a contenidos en elementos trazas su característica más destacable es su elevado contenido en Rb con respecto a las rocas de las dos asociaciones anteriormente citadas. No obstante conviene citar la presencia de unos granitoides en la parte noroeste de la hoja, cuyas características petrográficas no dejan ninguna duda sobre su adscripción a la asociación Argés-Guadamur, pero que no han sido muestreadas en la elaboración de la presente hoja.

Se ha analizado una sola muestra de granito porfídico de grano grueso de tipo Moncloa. En el diagrama de clasificación normativa de STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) se proyecta en el campo de granitos (Fig. 4.1). Presenta un contenido en corindón normativo de 3.4% (Tabla 4.1) así como un índice de saturación de aluminio ligeramente superior a la unidad, por lo que podemos decir que se trata de un granitoide de carácter peraluminico. Este carácter se pone también de manifiesto por la presencia de cordierita y granate en estas rocas, minerales éstos típicos de este tipo de granitoides peraluminicos. Presenta contenidos en álcalis elevados ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7.47$) proyectándose en la parte alta del campo subalcalino (calcoalcalino rico en potasio).

Existe una segunda muestra de granito biotítico aplítico, no muy frecuentes en el sector, que presenta altos contenidos en SiO_2 , K_2O y bastante bajos en CaO . Estos altos contenidos en K_2O hacen que en un diagrama SiO_2 -álcalis la roca se proyecte en la parte inferior del campo alcalino. En el diagrama A-B de DEBON & LE FORT (1983) (Fig. 4.2) se proyecta en el dominio de rocas leucocráticas lo que está de acuerdo con el carácter ácido y peraluminico, avalado por los altos contenidos en corindón normativo (4.4%).

El último tipo ígneo analizado en esta hoja corresponde a un leucogranito. Presenta las características geoquímicas típicas definidas por ANDONAEGUI (1990) para este tipo de rocas.

Rocas metamórficas

Se han analizado dos muestras de gneises, una correspondiente a un gneis oscuro con cordierita y granate, y la otra a un tipo microglandular de aspecto porfiroide.

El gneis de cordierita-granate (muestra MP-9233) presenta una composición química global bastante peculiar.

Presenta contenidos elevados en Al_2O_3 , bajos en CaO con respecto a su contenido en SiO_2 . Esto provoca que su índice de saturación de aluminio sea muy elevado (2.32) y también que presente contenidos muy altos en corindón normativo (10.84%) (Tabla 4.1). Se trata por lo tanto de una roca muy fuertemente peraluminica, que parece poco probable que tenga un origen ortoderivado. Además presenta contenidos elevados en FeO y MgO (debidos a la gran cantidad de cordierita que presenta esta roca) poco típicos de una posible roca ígnea intermedia.

Parece pues lógico pensar en un origen paraderivado, seguramente pelítico, para esta roca.

En cuanto a contenidos en elementos trazas la característica más destacable son sus bajos valores de Rb y altos en Sr.

El tipo néisico porfiroide presenta caracteres geoquímicos muy diferentes a los del anterior. Se trata también de una roca peraluminica pero contenidos en corindón normativo mucho menores (4%). Contrasta mucho además sus bajos valores en Rb y Sr (7 y 72 ppm respectivamente) y sus relativamente altos contenidos en Zn (Tabla 4.1).

TABLA 4.1
Hoja 658 Mora

ANÁLISIS	1 MP-9232	2 MP-9170	3 MP-9216	4 MP-9214	5 MP-9217	6 MP-9234
SiO ₂	58.02	61.68	63.10	67.72	66.86	71.92
Al ₂ O ₃	16.99	18.56	17.68	16.08	16.05	13.96
Fe ₂ O ₃	1.24	1.04	1.05	0.62	0.69	0.33
FeO	6.18	5.18	5.25	3.10	3.43	1.66
MgO	3.56	2.62	2.52	1.17	1.16	0.48
MnO	0.11	0.11	0.07	0.05	0.02	0.01
CaO	5.81	1.22	1.16	1.73	2.01	0.70
Na ₂ O	2.66	2.56	2.61	3.13	2.99	2.64
K ₂ O	2.54	3.61	2.82	4.43	4.48	6.92
TiO ₂	1.39	0.78	0.86	0.70	0.81	0.37
P ₂ O ₅	0.26	0.20	0.18	0.46	0.36	0.32
H ₂ O	0.21	1.93	1.66	0.92	0.62	0.64
TOTAL	98.97	99.49	98.96	100.11	99.48	99.95

Elementos traza

Ba	524	566	364	685	769	457
Ce	0	0	0	0	0	0
La	0	0	0	0	0	0
Li	44	133	107	66	53	39
Nb	8	12	8	11	14	12
Ni	0	0	0	0	0	0
Rb	76	203	138	437	171	239
Sr	226	160	107	139	154	85
V	77	79	93	32	50	17
Y	30	14	10	23	18	15
Zn	80	641	99	73	102	50
Zr	0	0	0	0	0	0

Norma C.I.P.W

Q	12.10	23.57	27.83	26.53	25.28	36.56
Or	15.01	21.33	16.67	26.18	26.48	28.25
Ab	22.51	21.66	22.09	26.49	25.30	22.34
An	26.92	4.75	4.58	5.58	7.62	0.00
Di	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	17.01	14.09	14.09	7.03	7.32	3.38
Mt	1.80	1.51	1.52	0.90	1.00	0.48
Il	2.64	1.48	1.25	1.33	1.54	0.70
Ap	0.60	0.46	0.42	1.07	0.83	1.23
C	0.00	8.70	8.66	4.09	3.49	4.44

TABLA 4.1
Hoja 658 Mora

	7	8	9	10	11	12
ANÁLISIS	MP-9213	MP-9233	MP-9175	EC-9219	80303	EC-9213
SiO ₂	74.45	52.68	66.72	70.80	71.01	71.84
Al ₂ O ₃	14.91	18.96	15.05	14.78	14.69	15.58
Fe ₂ O ₃	0.13	1.93	0.64	0.38	0.55	0.31
FeO	0.64	9.65	3.20	1.92	2.23	1.56
MgO	0.20	5.30	1.07	0.77	0.64	0.47
MnO	2.22	0.16	0.03	0.04	0.05	0.04
CaO	0.64	1.38	1.36	1.69	1.80	1.35
Na ₂ O	3.64	1.49	2.23	3.16	3.23	2.98
K ₂ O	4.90	2.96	5.68	4.16	3.94	4.08
TiO ₂	0.13	1.10	0.94	0.34	0.38	0.27
P ₂ O ₅	0.29	0.02	0.89	0.13	0.19	0.17
H ₂ O	0.17	2.63	1.44	1.43	0.91	0.92
TOTAL	102.32	98.26	99.25	99.60	99.62	99.57

Elementos traza

Ba	221	500	633	148	401	386
Ce	0	0	0	0	46	0
La	0	0	0	0	42	0
Li	44	146	71	156	0	205
Nb	7	12	15	5	11	9
Ni	0	0	0	0	25	0
Rb	251	47	7	381	205	195
Sr	56	194	72	86	127	86
V	6	183	21	0	0	16
Y	7	15	18	11	28	19
Zn	22	190	149	37	0	42
Zr	0	0	0	0	172	0

Norma C.I.P.W

Q	33.28	15.23	28.25	30.85	31.45	34.76
Or	28.96	17.49	33.57	24.58	23.28	24.11
Ab	30.80	12.61	18.87	26.74	27.33	25.22
An	1.28	6.72	0.94	7.54	7.69	5.59
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	1.35	27.81	6.52	4.64	4.70	3.41
Mt	0.19	2.80	0.93	0.55	0.80	0.45
Il	0.25	2.09	1.79	0.65	0.72	0.51
Ap	0.67	0.05	2.06	0.30	0.44	0.39
C	3.15	10.84	4.89	2.32	2.29	4.21

TABLA 4.1
Hoja 658 Mora

	13
ANÁLISIS	80802
SiO ₂	69.86
Al ₂ O ₃	14.86
Fe ₂ O ₃	0.65
FeO	2.74
MgO	1.02
MnO	0.06
CaO	2.24
Na ₂ O	3.23
K ₂ O	3.94
TiO ₂	0.46
P ₂ O ₅	0.21
H ₂ O	1.19
TOTAL	100.46

Elementos traza

Ba	419
Ce	54
La	40
Li	0
Nb	15
Ni	30
Rb	199
Sr	131
V	0
Y	29
Zn	0
Zr	180

Norma C.I.P.W

Q	28.51
Or	23.28
Ab	27.33
An	9.74
Di	0.00
Hi	6.39
Mt	0.94
Il	0.87
Ap	0.49
C	1.71

Tabla 4.1 - Análisis químicos

1. Gabro (MP-9232)
2. Granodiorita de Layos (MP-9170)
3. Granodiorita de Layos (MP-9216)
4. Monzogranito porfídico (MP-9214)
5. Granito biotítico tipo Moncloa (MP-9217)
6. Granito biotítico tipo Moncloa (MP-9234)
7. Leucogranito (MP-9213)
8. Ortogneis (MP-9233)
9. Metaarenisca (MP-9175)
10. Granitos tipo Mora-Menasalbas (EC-9219)
11. Granitos tipo Mora-Menasalbas (80303) (*)
12. Granitos tipo Mora-Menasalbas (EC-9213)
13. Pórfido granítico (80802) (*)

(*) (ANDONAEGUI, 1990)

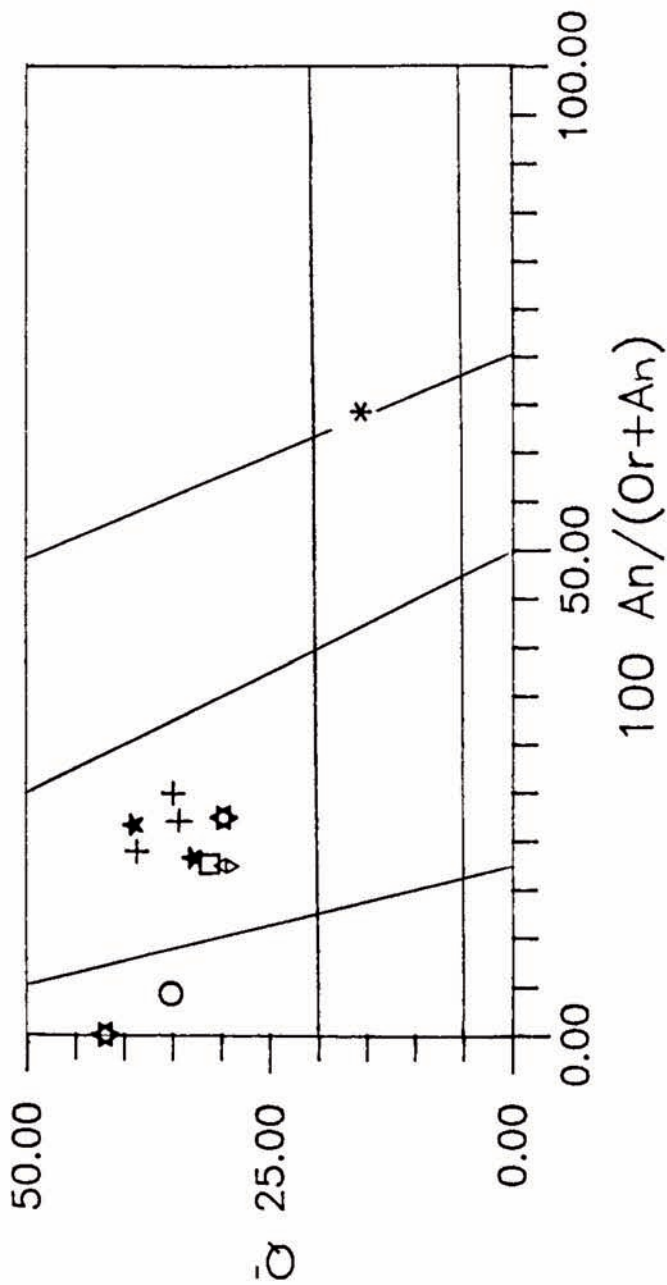


Figura 4.1. - Diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979). Simbología: Estrellas cinco puntos: granitos tipo Layos. Estrellas seis puntos: granitos biotíticos. Círculo: leucogranito. Cuadrado: Monzogranito porfídico. Asterisco: gabbro de Villanueva de Bogas. Cruces: granitos de grano grueso (Plutón de Mora-Gálvez).

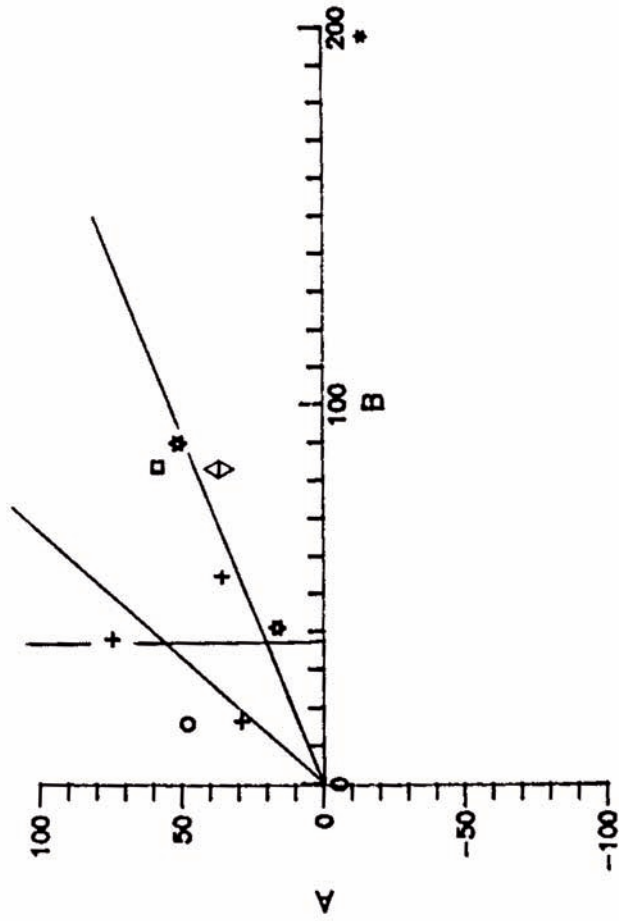


Figura 4.2. - Diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983). Mismos símbolos que en figura 4.1.

4.3.2. Granitos del Plutón Mora-Gálvez

Los granitos tardíos que aparecen en esta hoja forman parte del plutón Mora-Gálvez que se extiende en las hojas 656, 657, 684 y 685 (ANDONAEGUI, 1990) (Tabla 4.2).

Los granitos de grano grueso (tipo Mora-Menasalbas) que aparecen en esta hoja corresponden a muestras diferenciadas del plutón. Debido a que en esta hoja el afloramiento del mismo es pequeño se han recogido pocas muestras, que por sí solas no presentan pautas de evolución definidas, por lo que haremos referencia a la evolución general del plutón.

Proyectando estas rocas en el diagrama de clasificación de minerales normativos de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979), quedan todas ellas dentro del campo de granitos (Fig. 4.1).

En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) todos estos granitos se localizan en el dominio peraluminico, dentro o muy próximas al campo de rocas leucocráticas, su contenido en SiO_2 es relativamente elevado (Fig. 4.2).

Presentan una disminución del Al_2O_3 , FeO, MgO y CaO con el aumento de la SiO_2 ; el Na_2O se mantiene constante y el K_2O aumenta ligeramente con la diferenciación de las rocas.

El contenido en elementos trazas es normal para este tipo de rocas graníticas, apreciándose una disminución de Ba y Sr con el grado de diferenciación de la roca, condicionado por la cristalización de plagioclasa y biotita. El Rb tiende a aumentar con el aumento de la SiO_2 como consecuencia de la cristalización del feldespato potásico.

Por último se dispone también un dique de pórfido granítico (ANDONAEGUI, 1990). Se trata de una roca intermedia de carácter peraluminico (contiene un 1.71% de corindón normativo). En cuanto al contenido en elementos trazas el Ba presenta contenidos moderados y similares a los de los otros pórfidos del sector, mientras que el Sr es ligeramente superior.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja se encuentra ubicada en los Montes de Toledo, en su extremo NE. Está limitada al Norte por el valle del Melgar y Llanura aluvial del Tajo; al Sur por la Sierra de Los Yébenes; al Oeste por las sierras de Nambroca y al Este por la Sierra del Romeral. Climáticamente muestra un carácter semiárido continentalizado, con una pluviometría media anual de unos 300-400 mm y una temperatura media de 14°.

Orográficamente la Hoja se caracteriza por una gran planitud. La llanura desciende de Sur a Norte, desde los 750 m (área de Mora-Mascaraque) hasta los 600 m (sector de Villamuelas). En el extremo meridional de la Hoja aparecen dos sierras de dirección N-S: Cerro del Morejón - Castillo de Mora (967 m) y Cerro Buey (964 m).

La red fluvial de la Hoja está representada por dos valles principales: el río Algodor (que surca

la Hoja por el centro, de Sur a Norte, con una dirección NNO-SSE) y el Arroyo Cedrán (que corta a la Hoja por su extremo NE, con una dirección ONO-ESE). Ambos desembocan en el Tajo y desarrollan un sistema de afluentes de direcciones en torno a NE-SO. Finalmente, destaca la presencia de áreas endorreicas en el sector SE de la Hoja.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Morfoestructura

La Hoja se ubica en el límite entre el dominio de la “superficie de Toledo” (VIDAL BOX, 1944), labrada en rocas ígneas y metasedimentos de edad paleozoica, y la cuenca terciaria del Tajo.

En el dominio de la llanura destacan algunas sierras de altitud moderada correspondientes a los afloramientos cuarcíticos paleozoicos de los Cerros del Morejón y de Buey. En general las unidades morfoestructurales principales de la Hoja son las siguientes.

5.2.1.1. *Penillanura fundamental de la Meseta*

Queda representada por una llanura a unos 750 m de altura media, que aparece en el tercio SO de la Hoja. Afecta a materiales graníticos y metamórficos. En ambos casos se observa que las rocas del zócalo están afectadas por una importante alteración relicta, desmantelada en las proximidades y fondo del valle del río Algodor.

5.2.1.2. *Sierras paleozoicas*

Los cerros del Morejón y de Buey muestran un modelado estructural bien desarrollado, en forma de cuevas labradas en series cuarcíticas, con una dirección en torno a N-S. Aparecen rodeadas por diversos depósitos de ladera.

5.2.1.3. *Cuenca terciaria del Tajo*

Está caracterizada por un típico relieve estructural en mesas y plataformas escalonadas en graderío hacia los valles principales (Río Algodor, Ayo. del Derramadero, Ayo. Cedrón ...). Entre ellas destacan las mesas de los páramos, a una altura de unos 700 m: Vega, Cerro Mojón y Cañada del Pachón. El carácter lábil que presentan los tramos margosos y yesíferos en esta zona favorece la formación de amplios valles de fondo plano, en los que se desarrollaron durante el cuaternario diversas acumulaciones de piedemonte modeladas en glacis.

5.2.2. Estudio del modelado

En base a lo expuesto hasta ahora, distinguiremos formas de aplanamiento, formas graníticas, formas de piedemonte, formas fluviales y formas de laderas.

5.2.2.1. *Formas de aplanamiento*

En la mitad occidental de la Hoja aparece una superficie extensa, correspondiente a la “superficie fundamental de la Meseta” (SCHWENZNER, 1937; SOLE SABARIS, 1952, etc.).

Presenta una suave pendiente de Sur a Norte. El Cerro del Castillo de Almonacid (extremo O de la Hoja) constituye un monte isla, continuación de la Sierra de Nambroca (al O, Hoja de Sonseca, nº 657). Estos montes-isla permiten diferenciar dos amplios sectores para la superficie.

Al Sur de los mismos se desarrolla sobre materiales granodioríticos. Superficialmente está constituida por un manto de alteración montmorillonítica de matriz arenosa formado *in situ* sobre los granitos, según OBDENBUSCH (1982) (en ICOD y VAUDOUR, 1985), se trata de una superficie general antigua "*Alffläche*", en la que aparecen esporádicamente encostramientos silíceos correlativos con ella. Al Norte de los montes isla afectan a materiales migmatíticos y está formado por alteritas. Es denominada por OBDENBUSCH (*op.cit.*) "*Vorlandfläche*", más degradada por la intensa actividad erosiva de torrentes y arroyos afluentes al río Algodor.

Es difícil establecer en detalle la edad de este apalanamiento generalizado. Según el modelo de PEDRAZA (1989 a y b) se trataría de una superficie grabada o "*Etchplain*", relacionada con el ciclo arcósico de la Cuenca del Tajo, y que se elaboró a lo largo del Terciario (entre el Oligoceno y el Plioceno medio).

OBDENBUSCH (1982) y HERRERO (1988) abogan por un clima tropical húmedo para la generación de las alteritas.

Según MOLINA *et al.* (1985) durante el Neógeno medio y superior el clima era de tipo árido, lo que originó el desarrollo de costras calizas generalizadas; se produjo un retroceso de los frentes de sierra, así como la elaboración de grandes "*inselbergs*" (los montes-isla) y pedimentos asociados.

PEDRAZA (1989a) también estima un origen bajo un clima no muy distinto del reciente o subactual, que favoreciera la creación de un pedimento similar a los descritos en zonas áridas o semiáridas, llevando al desmantelamiento de la alterita previamente generada bajo un ambiente de sabana.

Según este autor se trataría de "*pediment* de sabana o lavado", según el modelo de desmantelamiento de frentes de alteración que hacen aparecer relieves profundos o "*superficies grabadas*".

La edad pliocena de finalización de elaboración de esta superficie parece estar aceptada, ya que afecta a los páramos neógenos del Tajo y es fosilizada por la raña, de probable edad finipliocena (se trataría del "*pedemonte superior*" de PÉREZ GONZÁLEZ, 1979).

5.2.2.2. Formas graníticas

Aparecen en los alrededores del río Algodor, donde la erosión fluvial ha desmontelado la alterita arenosa. Las formas presentes son "*tors*", bolos, dorsos de ballena y lanchares, piedras caballerías, pasillos de arenización, etc.

Según PEDRAZA (1989 a) la morfologénesis granítica está relacionada con la elaboración

del “*Etchplain*” plioceno, de modo que gran parte de las formas mayores (domos, crestas, berrocales, etc.) tienen su raíz en el ciclo de arcosas, elaborándose a lo largo del Terciario (Oligoceno a Plioceno). Los procesos denudadores actuales degradan la planicie previa, mientras que al mismo tiempo están haciendo aparecer formas graníticas que, en principio, son correlacionables con algunas propias de ciclos anteriores (“*bornhardtts*” y domos que aparecen en el Pleistoceno asociados al encajamiento de la red hidrográfica.

5.2.2.3. *Formas de piedemonte*

Presentan un escaso desarrollo. Aparecen fundamentalmente en las vertientes de los cerros de Buey y de Castillo de Mora, al Sur de la Hoja. Otros glacis menores se desarrollan arrancando los relieves terciarios tabulares de Juan Juez. En el primer caso se distinguen hasta dos niveles encajados que vierten hacia el Ayo. del Prado Redondo. Todos ellos creemos que corresponden al Pleistoceno.

5.2.2.4. *Formas fluviales*

Tan sólo hemos reconocido un nivel de aterrazamiento en la margen izquierda del río Algodor, al Sur de Villanueva de Bogas, a + 10 m. sobre el cauce.

En cuanto al modelado erosivo, pueden diferenciarse varios sectores:

- Area de Mascaraque - Mora. Caracterizada por amplios y suaves valles de fondo plano, levemente encajados en la superficie de alteración granítica.
- Area de Villamuelas. Todo el borde Norte de la Hoja se caracteriza por presentar una intensa incisión fluvial y una densa red de drenaje. Dicho modelado está relacionado con el carácter lábil del material (alteritas) y con la proximidad del río Tajo, fuertemente encajado en la superficie de alteración.
- Area de Cuenca del Tajo. Caracterizada por amplios valles de fondo plano formando valles muy encajados en las calizas de los páramos. En esta zona son frecuentes las áreas de difícil drenaje y los encharcamientos, ligados a procesos kársticos sobre yesos.
- Area Central de la Hoja. Caracterizada por una red fuertemente encajada (río Algodor y afluentes) aunque no muy densa. Dibuja un patrón rectangular, reflejo de las directrices estructurales del granito en el que se encaja.

5.2.2.5. *Formas de laderas*

Las laderas más desarrolladas aparecen en las vertientes del cerro del Castillo de Mora, donde pueden diferenciarse hasta dos posibles niveles.

En la zona de Cuenca del Tajo los relieves tabulares desarrollan a su pie coluviones de diversos tamaño, algunos de ellos de gran extensión. También son comunes los conos de deyección a la salida de barrancos hacia los valles principales. Por sus dimensiones destacan las laderas del valle del Arroyo Cedrón.

5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Distinguiremos los siguientes tipos: alteritas, depósitos de piedemonte, depósitos fluviales, coluviones y depósitos endorreicos.

5.3.1. Alteritas

La alteración que afecta al basamento en los Montes de Toledo puede sobrepasar los 30 m. de profundidad cuando se encuentra bien conservada (MOLINA, 1980). La parte superior es un saprolito deleznable, que hacia abajo pasa progresivamente a estructuras en escamas o placas arqueadas que rodean a bolos de granito más frescos.

El estudio micromorfológico de algunos perfiles de alteración que aparecen bajo la raña en la zona de Navahermosa muestra (MOLINA, *op.cit.*) que la alteración afecta incluso a los granos de cuarzo en las zonas profundas del perfil, presentándose corroidos y perforados. Los feldespatos o han desaparecido o están sustituidos por sericita. A medida que se asciende en el perfil se observa una gran movilización de material que ha rellenado los huecos existentes entre los granos de roca original aún conservada.

Según señala dicho autor, los minerales de la arcilla son de tipo micáceo, caolinífero y preferentemente montmorillonítico (ya citado por VAUDOUR, 1977). Posteriormente a la alteración se ha establecido una acumulación de carbonatos, la cual puede incluso englobar a los materiales ya alterados previamente. De hecho, este carbonato podría justificar la abundancia de montmorillonita en la fracción arcillosa (o bien una dificultad de drenaje en la zona durante el Plioceno, como indica MOLINA, *op. cit.*). En cualquier caso, ambos procesos llegaron incluso hasta el Plioceno.

Esta alteración puede producirse bajo un clima de tipo subtropical húmedo (MOLINA, 1980; MOLINA *et al.*, 1985). Aunque existen controversias en cuanto a su edad, sabemos que es anterior a la instalación de las rañas, por lo que sería pre-Villafranquiense.

Durante el Cuaternario se produce una homogeneización litológica de la superficie de los pedimentos pliocenos por medio de la epigénesis carbonatada que origina costras calizas. Por otro lado, la escorrentía superficial tienden a homogeneizar la topografía. La parte superior de la costra caliza va siendo disuelta progresivamente, formándose un regolito calizo más o menos rico en arcilla y materiales del sustrato, el cual va siendo transportado lentamente. Por tanto, se produce una homogeneización litológica y topográfica tanto en sentido vertical como en la horizontal (MOLINA *et al.*, 1985).

5.3.2. Depósitos de piedemonte

Los glacis que arrancan de las sierras cuarcíticas de Buey y Cerro del Castillo de Mora están formadas por apenas 1-2 m de cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arenarcillosa, en los que se distinguen algunas hiladas arenolimosas.

Los depósitos de los glacis que arrancan de las mesas terciarias están formados por cantos

calcáreos subangulosos con una matriz limoarcillosa. Su potencia es menor y no se reconocen estructuras.

5.3.3. Depósitos fluviales

La terraza del río Algodor, al Sur de la zona, está compuesta por gravas cuarcíticas, arenas y limos, éstos más abundantes a techo. Su potencia no supera los 2 m.

En cuanto a los rellenos de valle, están formados por limos con cantos feldespáticos (en las áreas graníticas) y calcáreos (en la cuenca del Tajo). Apenas se reconocen estructuras y su potencia no suele superar los 2 m.

5.3.4. Coluviones

Los coluviones que arrancan de las sierras cuarcíticas están formados por hasta casi 2 m. de cantos angulosos de cuarcita en una matriz areno-limosa, sin ningún tipo de ordenación. Los que arrancan de las plataformas tabulares de la Cuenca del Tajo están constituídos por apenas 1 m. de cantos calcíticos angulosos en una matriz limoarcillosa ocre. En los conos de deyección la proporción de cantos calcáreos es mucho mayor.

5.3.5. Depósitos endorreicos

Se localizan en los fondos de los valles de Arroyo Cedrón, Arroyo del Derramadero y Arroyo de la Diana, en la zona correspondiente a la Cuenca del Tajo. Se asocian a áreas deprimidas y zonas subsidentes relacionadas con una karstificación de los yesos infrayacentes. Los depósitos que rellenan estas depresiones están constituídos por limos y arcillas oscuras con materia orgánica en los que son comunes las eflorescencias salinas. Estas eflorescencias, así como el carácter salado de las aguas estancadas en estas depresiones, pueden estar relacionadas con un aporte subterráneo de aguas procedentes de las evaporitas terciarias infrayacentes, karstificadas.

Las pequeñas costras salinas que a veces se forman han sido cartografiadas en el mapa geomorfológico.

Estimamos que los procesos de karstificación citados tuvieron lugar a lo largo del Pleistoceno superior - Holoceno, ya que afectan a formas y materiales asimilables a esta edad.

5.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Dentro de la evolución geomorfológica de este sector pueden diferenciarse varias etapas.

Durante la fase de deformación tardihercínica queda constituída la "Banda milonítica de Toledo" como un accidente de primer orden que separa dos zonas con una intensidad metamórfica muy contrastada. Al final de la Orogenia Hercínica, el Macizo Ibérico se constituye como una unidad emergida, iniciándose procesos de meteorización subaérea que se prolongan hasta el final del Mesozoico, originando durante este lapso de tiempo un potente manto de alteración

de tipo laterítico (DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL, 1989). Esta alteración post-hercínica y pre-alpina origina corazas de concentración de Fe y Mn, áreas de enriquecimiento de gibbsita y una morfología basal de alteración (MOLINA *et al*, 1985). Durante dicha etapa se generó una penillanura antigua correlativa a dicha alteración (penillanura generatriz de PEDRAZA, 1989, Figura 5.1.1.).

El comienzo del Terciario viene marcado por los primeros impulsos alpinos. La banda estructural de Toledo, con dirección E-W, da lugar durante el Mioceno a desnivelaciones corticales que originaron un complejo sistema de "*horst-graben*". La elevación del bloque cristalino y el correlativo hundimiento de la Fosa del Tajo desencadenó una fuerte acción erosiva sobre el primero, que durante el Mioceno, en condiciones morfoclimáticas semiáridas, fue el área fuente de las series sedimentarias correlativas de la Depresión del Tajo hasta colmatarla (ciclo arcósico, fig. 5.1.2 y 5.1.3). En este momento comienza también la morfogénesis montmorillonítica correspondiente a condiciones de sabana con tendencia árida.

Hacia el Neógeno medio y superior el clima se hace más árido, lo que origina el desarrollo de costras calizas generalizadas (y el depósito de evaporitas en las cuencas interiores de la Meseta). El resultado morfológico es el solapamiento de procesos de aplanamiento de naturaleza epigenética ("penillanura fundamental de la Meseta") y el retroceso de los frentes de sierra, dando lugar a los grandes "*inselbergs*" o montes-isla y a sus pedimentos asociados (MOLINA *et al*, 1985). La colmatación de la cuenca quedaría representada por las calizas de los páramos.

Una tercera etapa (Plioceno superior) da lugar a las rañas o "*pediments*" áridos, posteriores a una posible desnivelación de los relieves de la etapa anterior (PEDRAZA, 1989) merced a las fases tectónicas Iberomanegas. Constituirían el ciclo post-arcósico (figura 5.1.4).

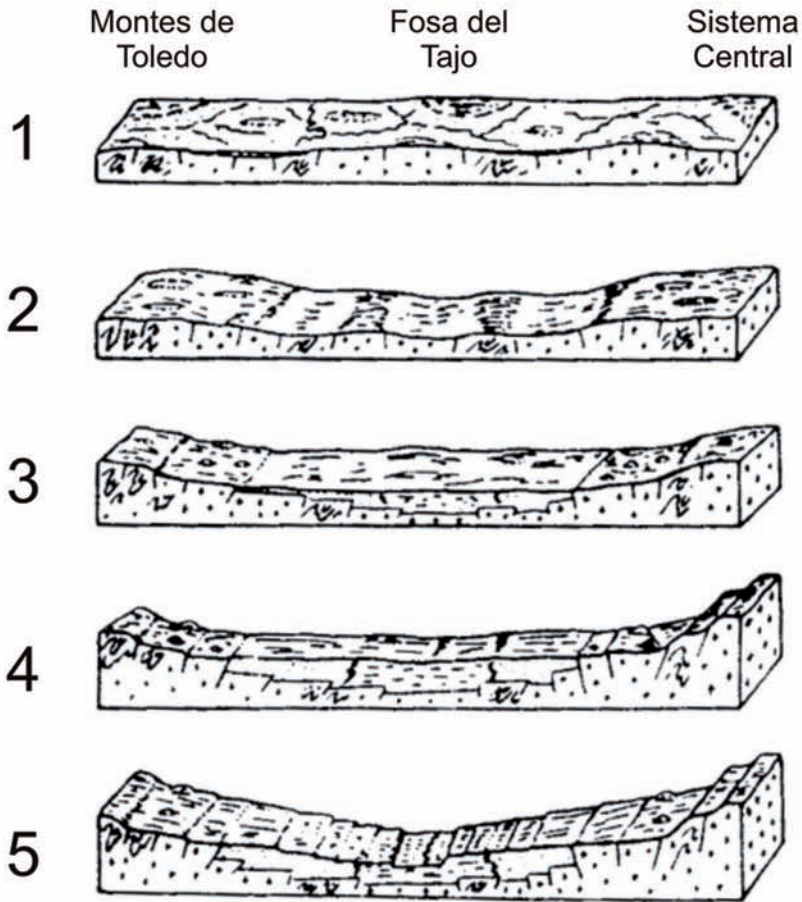
La raña es representativa de un sistema de abanicos aluviales que responden a los primeros estados de la red fluvial actual. Inicialmente, este drenaje era deficiente con acusados rasgos de hidromorfismo (MOLINA, 1980).

Durante el Cuaternario se suceden varias crisis climáticas frías, que producen varios niveles aluviales escalonados desde el Cuaternario antiguo hasta el Würm (ALFÉREZ, 1977; HERRERO, 1988). Dicha morfogénesis (figura 5.1.5) pudo ser posterior a una nueva e importante desnivelación tectónica. En esta etapa tiene lugar la remodelación "degradante de las planicies", con la consolidación de formas graníticas específicas a diversas escalas (PEDRAZA, 1989). Por su parte, la epigénesis carbonatada sigue actuando, aunque el encajamiento fluvial es más rápido, inhibiendo en parte su desarrollo (MOLINA *et al*, 1985).

5.5. PROCESOS ACTUALES

Los principales procesos actuales presentes en la Hoja están relacionados con la dinámica de las aguas corrientes, sobre todo en el borde Norte, cerca del valle del río Tajo. Están representados por una acentuada incisión, formando una densa red de drenaje, con la creación de esporádicos campos de cárcavas en las cabeceras de algunos barrancos.

Por otro lado, a lo largo de los valles principales y especialmente en la mitad oriental de la



- 1: Fin del ciclo prearcósico-penillanura generatriz;
- 2: Ciclo arcósico, delimitación de macizos y cuencas;
- 3: Ciclo arcósico, colmatación de la cuenca fundamental, formación de pedimentos de lavado en los bordes del macizo;
- 4: Ciclo postarcósico, delimitación de *horst* y *grabens* fundamentales remodelado de los relieves de piedemonte (pediment s.s.);
- 5: Ciclo de las redes fluviales actuales (llanuras encajadas en los valles) y fin del anterior (llanuras inferiores al pediment, consolidación de los relieves de bloques);

Figura 5.1. - Principales facies evolutivas del relieve. Esquema aproximado entre el Sistema Central y los Montes de Toledo (J. Pedraza, 1978).

Hoja, se producen encharcamientos y problemas de drenaje, aparte del riesgo de inundación, sobre todo en el valle del río Algodor, al Sur de la Hoja.

Finalmente cabe destacar la caída de bloques al pie de los cantiles calcáreos de las plataformas en la zona de Cuenca del Tajo. Aunque no es muy importante, localmente puede presentar una cierta dinámica actual a tener en cuenta.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos que aparecen en el Dominio Migmatítico y que se encuentran dispersos por toda la Hoja en afloramientos de pequeña extensión, siendo el más importante el de Villanueva de Bogas. La edad de estas rocas es posiblemente precámbrica, sin poder especificar su edad con más precisión debido a la falta de elementos de correlación con otra serie del Macizo Hercínico.

Con anterioridad a la Orogenia Hercínica intruyen en estas rocas los protolitos de las anfibolitas y diversos tipos de ortogneises granitoides actualmente aflorantes. La edad de intrusión de estas rocas no es conocida, si bien existen algunos datos geocronológicos en el cinturón Varisco europeo, tanto en la península como fuera de ella. Así BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hiendelaencina (Sistema Central), ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en las Islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en Miranda de Douro, y LEVEQUE (1984) y LEVEQUE y LANCELOT (1985) en el Macizo Central Frances, ofrecen dataciones entre los 540 y 620 m.a. realizadas por el método U/Pb para estos ortogneises.

Durante el cámbrico inferior se depositaría una sucesión fundamentalmente detrítica con episodios carbonatados intercalados en la Formación Pizarras del Pusa, en la Formación Calizas de los Navalucillos, no representada en esta Hoja, y en la Formación Pizarras de Mora.

Tras el depósito durante el Cámbrico se produce un basculamiento general seguido por la erosión de las rocas cámbricas, marcándose el inicio de la sucesión ordovícica con una discordancia de edad Arenig sobre los materiales infrayacentes.

La sucesión Ordovícica es totalmente siliciclástica compuesta por conglomerados, areniscas y cuarcitas, existiendo episodios de sedimentación de pelitas.

En esta Hoja no existen rocas sedimentarias paleozoicas más modernas que hayan sido afectadas por el Ciclo Hercínico.

Con respecto a la evolución tectónica del Ciclo Hercínico, se han reconocido varias etapas de deformación que tienen diversas manifestaciones dependiendo del dominio en que nos encontremos, entendiendo el término etapa o fase de deformación como el conjunto de estructuras ligadas a diversos esfuerzos que se suceden en el tiempo y que no tienen por qué estar individualizados espacial o temporalmente.

En el dominio de rocas más profundas, Dominio Migmatítico, la primera etapa de deformación no se reconoce en las rocas pero por comparación con rocas de dominios similares del macizo

Hercínico es muy probable que se originasen pliegues fuertemente vergentes acompañados por la génesis de una foliación muy penetrativa.

Durante la segunda etapa se produce una deformación por cizallas discretas que suponen un apilamiento de mantos de gran magnitud provocando un importante engrosamiento cortical. En los estadios más tardíos de esta fase, cuando decrece la velocidad de engrosamiento, el incremento de la temperatura y relativo descenso de la presión produce el comienzo de los procesos de migmatización y las paragénesis de mayor temperatura.

Durante y probablemente al final de esta etapa se intruyen los granitoides sincinemáticos precoces (Argés-Guadamur, Moncloa y Sotera) y las rocas gabroicas.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes acompañados de una foliación de crenulación. Es durante esta etapa y posteriormente a ella cuando se producen los más importantes fenómenos de migmatización. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio en las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con la descarga erosiva de la cadena.

Los alabeos posteriores afectan suavemente a las estructuras previas y no generan estructuras penetrativas.

En el Dominio de los Montes de Toledo la historia es muy similar en el desarrollo de las fases de deformación, aunque estas se desarrollan en niveles epizonales por lo que las estructuras generadas son de grado más bajo y no están afectadas por la migmatización.

En este dominio, con posterioridad a la tercera fase, y probablemente a las tardías, se intruye el granito de Mora-Las Ventas, en condiciones epizonales, produciendo intenso metamorfismo de contacto en el encajante.

Con posterioridad se produce la falla normal de Toledo que pone en contacto los dos dominios. El origen de esta falla es el colapso extensional postorogénico propio de todos los orógenos colisionales. Finalmente se produce una serie de fracturas más tardías de dirección NNE-SSO.

Con respecto a la evolución metamórfica de estas rocas, los datos apuntan a un carácter monocíclico ligado al desarrollo de la colisión hercínica.

Aunque no se han conservado relictos de las paragénesis que se debieron desarrollar durante la primera etapa de metamorfismo regional (M_1) en el Dominio Migmatítico, esta debió existir. Por comparación con los datos conocidos del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991 a y b) y teniendo en cuenta los obtenidos por BARBERO y VILLASECA (1988) esta etapa debió desarrollarse en un régimen de presiones intermedias, pudiendo haberse alcanzado al final de la misma condiciones de granulitas, durante la D_2 en condiciones de 7 Kb. de presión y más de 800°C de temperatura.

Este evento de presiones intermedias es seguido entre el final de la D_2 y momentos posteriores

a la D_3 , por una etapa posterior (M_2) con formación de cordierita, sillimanita y probablemente granate.

En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera etapa y a temperaturas progresivamente más elevadas, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización. Teniendo en cuenta los datos de BARBERO y VILLASECA (1988) el pico térmico se produciría posteriormente a la D_3 en condiciones probables de 5 a 6,5 Kb. de presión y 750 a 900°C de temperatura.

La evolución metamórfica retrógrada se caracterizaría por moscovitizaciones y transformaciones minerales, primeramente en grado medio seguidas por transformaciones en grado bajo (cloritizaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones).

El comienzo de la evolución postpaleozoica en esta región viene marcada por una intensa alteración y erosión de las rocas expuestas con la denudación de la Cadena Hercínica. Esta zona estuvo probablemente emergida desde tiempos permotriásicos hasta el Cretácico medio, generándose un relieve muy maduro bajo etapas de ambiente tropical.

En el Cretácico medio se producen movimientos tectónicos generalizados en la Península Ibérica (fase Neokimérica), marcados por la fuerte regresión Albense-Aptense. Sedimentos en facies "Utrillas" y equivalentes se extienden por toda mitad Norte y Noreste de la Península Ibérica, y, discordantemente, se apoyan ya sobre rocas paleozoicas, ya sobre depósitos triásicos o jurásicos, o ya sobre diferentes formaciones del Cretácico inferior. Durante esta etapa se produce erosión en los materiales alterados del zócalo, que son distribuidos por la extensa plataforma, que ocupa la mayor parte de la Península, por ríos tipo "braided" y medios de tipo "fan delta". Durante este tiempo la alteración seguía produciéndose, caolinizándose los feldespatos del sedimento recién formado y produciéndose encostramientos ferralíticos en las etapas de emersión o en los medios supramareales.

Con posterioridad, a partir de la "transgresión cenomanense", se produce una sedimentación carbonatada regional que llega hasta el *Maastrichtiense*, con importantes episodios de entrada de terrígenos en zonas marginales, pero que ya no alcanzan la extensión ni la importancia que tuvieron durante el Albense-Aptense. Los medios sedimentarios fueron de plataforma interna carbonatada, de carácter somero y con etapas de emersión más o menos prolongadas.

El final del Cretácico (Campaniense-*Maastrichtiense*) viene marcado por la aparición de sedimentos continentales y litorales, sin que exista una discordancia angular con los sedimentos carbonáticos inferiores. Estos materiales, arcillas, arenas y yesos, aparecen distribuidos por toda la mitad septentrional, y parte de la meridional, de la Península Ibérica, y reflejan la retirada definitiva del mar cretácico.

Los materiales mesozoicos de nuestra zona de estudio podrían encajar con cualquiera de estos dos momentos de influencia continental citados: o bien las arenas de la base corresponden a las de la Formación arenas de Utrillas (de edad Albense-Cenomanense) y las arcillas, yesos y carbonatos superiores serían Senonenses, o bien todos estos materiales serían equivalentes a los de la Formación Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra (*Maastrichtienses*).

El Terciario que se registra en la Hoja comienza, durante el Aragoniense, con una fuerte reactivación del relieve. Se desarrollan grandes sistemas de abanicos aluviales relacionados con fuertes escarpes de falla y basculamientos, producidos durante la estructuración del borde sur de la Cuenca del Tajo.

Posteriormente se produce una sedimentación en medios y ambientes evaporíticos, de facies que indican una tendencia progresiva a condiciones de sedimentación propias de centro de cuenca endorreica (típicas de la cuenca del Tajo). En esta etapa ha habido momentos en los que se han producido encostramientos y encharcamientos con precipitación de carbonatos, como se puede ver por las calizas del centro de la Hoja o las que se localizan en el borde sur. Tras la expansión generalizada de facies con precipitación masiva de yesos, se produce la instalación de el gran lago central de la cuenca del Tajo, de edad Vallesiense-Turolense, y registrado por las calizas en facies "Páramo".

Por último, y tras una reactivación de la sedimentación detrítica durante el Plioceno, apenas registrada en la Hoja, se produce el encajamiento de la red fluvial cuaternaria, como respuesta a un levantamiento y basculamiento generalizado de la Península Ibérica, y que va a conferir los últimos retoques al relieve que observamos en la actualidad.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

La región en la que se encuentra la hoja presenta un clima Mediterraneo Seco Fresco, según la clasificación agroclimática de J. Papadakis. La temperatura media anual es de 14°C, aumentando esta hacia el extremo Sur de la hoja y la precipitación media se encuentra próxima a los 420 mm/año, con un regimen de humedad que aumenta hacia el Suroeste. (Ver figura 7.1., extraída del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo).

La precipitación total en el área es de aproximadamente 1.540 Hm³/año, lo que supone un 4% del total de precipitaciones registradas en la Cuenca, se trata pues de un área de mínimas precipitaciones.

La precipitación máxima en 24 horas es cercana a 50 mm. Se puede considerar como una zona relativamente seca, dentro de la Cuenca del Tajo.

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son tributarias del Rio Tajo, a través del Rio Algodor, afluentes del mismo y del arroyo del Cedrón al NE de la hoja.

En el primero, se encuentra el embalse del Castro, en su cuenca media, cuyas aguas se destinan para el abastecimiento de poblaciones cercanas.

La calidad de las aguas superficiales es aceptable, registrandose un Indice de Calidad General

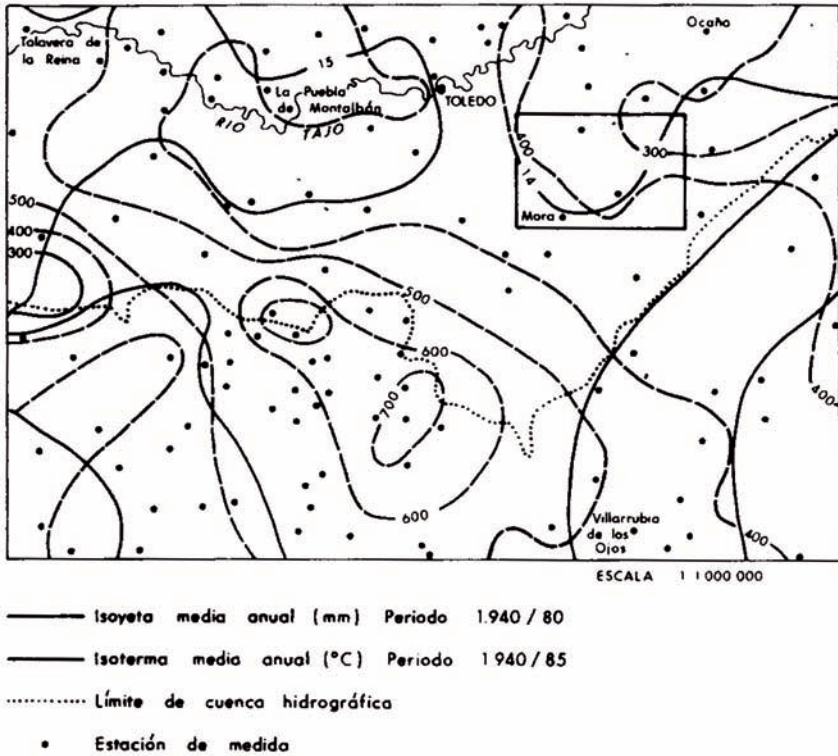


Figura 7.1. - Mapa regional de isoyetas e isoterma (Extraído del Plan hidrológico de la Cuenca del Tajo).

(I.C.G.) entre 70 - 80, en la estación 230, estación situada fuera de la hoja en la confluencia de los ríos Algodor y Tajo. Son pues aguas intermedias.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en la margen meridional del río Tajo, en el borde Sur del "Sistema Acuífero N° 14", denominado, "Terciario Detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres". (Ver figura 7.2)

En este área, se produce una disminución progresiva de los paquetes detríticos groseros dentro del conjunto semipermeable que constituye el relleno de la fosa Miocena del Tajo, es pues, que las características hidrogeológicas de los materiales representados, no son las más idóneas para localizar acuíferos de importancia. Esto, unido a la baja demografía y a la ausencia de regadío, ha traído como consecuencia la no realización de investigaciones hidrogeológicas a nivel regional en el área.

No obstante existen terrenos cuaternarios y terciarios que pueden tener cierto interés hidrogeológico, así como las rocas ígneas aflorantes en la mitad Oeste y el "*Lhem* granítico", producto de alteración, son formaciones a tener en cuenta desde el punto de vista hidrogeológico. De menor importancia deben considerarse los terrenos paleozoicos (cuarcitas, areniscas y pizarras), que afloran en el sector central.

Los depósitos detríticos terciarios que pueden tener algún interés hidrogeológico, debido a su porosidad intergranular, son los que aquí se denominan "Unidad Detrítica". La propia naturaleza de estos sedimentos, -depósitos detríticos poco evolucionados e inmaduros, con alto contenido en arcillas y limos con presencia de canales rellenos de arenas y gravas y niveles calcareos poco potentes interdigitados y de exigua extensión lateral,- definen a este como un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un sistema multicapa. Esta unidad, pasa lateralmente hacia el Este a depósitos de naturaleza química, anhidrita fundamentalmente.

Las terrazas aluviales asociadas a los ríos, tienen un escaso desarrollo, su máxima expresión se localiza en las riberas del arroyo de Cedrón, al Noreste de la hoja. Presentan mayor interés dentro del cuaternario, las formaciones de coluviones y glaciares, constituidas por aglomerados con porosidad intergranular. En la mayoría de los casos éstos se encuentran colgados drenando hacia el Terciario impermeable, al igual que ocurre con las calizas turolenses del Páramo que constituyen un acuífero colgado que drena hacia el Terciario impermeable en el Sureste de la hoja.

En los granitos y granitoides, la permeabilidad está asociada a las fracturas y a la presencia de diques cuyo desarrollo tiene relativa importancia en el Suroeste de la hoja, (alineación de Almonacid - Mora de Toledo), donde la fracturación es intensa debido a la presencia de un accidente tectónico como es la Falla Normal de Toledo y asociado a esta, la franja de fracturación denominada "Banda Milonítica".

La alimentación de las formaciones detríticas se debe a la infiltración del agua de la lluvia y a la escorrentía superficial procedente de las formaciones impermeables (rocas ígneas y Terciario), así como de las formaciones permeables que se encuentran colgadas (coluviones y Calizas del Páramo).

Los afloramientos paleozoicos se consideran impermeables, únicamente debido a su fracturación, pueden dar lugar a emergencias que en la mayoría de los casos coinciden con épocas de alta precipitación.

En el área de la hoja existen gran cantidad de captaciones en forma de pozos domésticos, en su gran mayoría de gran diámetro, utilizados para el abastecimiento de casas de labranza. Casi todos éstos se encuentran sobre el "*Lhem* granítico", asociados a la banda de fracturación del suroeste y sobre los terciarios permeables de la "Unidad Detrítica".

La calidad química de las aguas subterráneas es variable, en respuesta lógica a la acusada heterogeneidad litológica. La variabilidad que se presenta es notable, tanto en el espacio como en el tiempo.

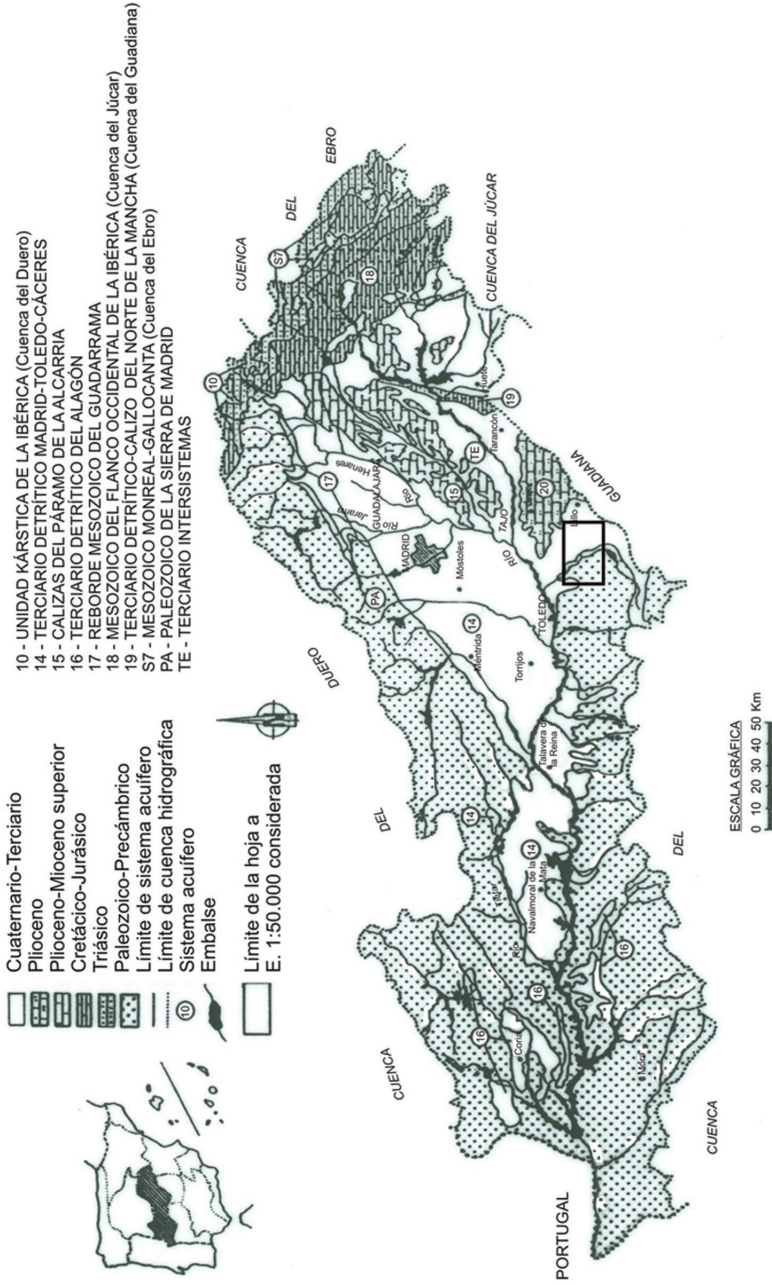


Figura 7.2. - Mapa de situación de los sistemas acuiferos de la Cuenca del Tajo de la Hoja de Mora.

Nº Muestra	pH	($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Conduct Naturaleza
19-26-5-1	7.48	1.635	Sulfat.- Ca - Na
19-26-5-2	7.54	2.633	Sulfat.- Ca - Mg
19-26-2-3	7.98	3.324	Sulfat.- Ca - Mg

Las aguas en los granitos se pueden calificar de duras a extremadamente duras, de facies sulfatadas - cálcicas, como se observa en el cuadro anterior. La conductividad es siempre superior a $1.600 \mu\text{S}/\text{cm}$., lo que indica un alto contenido en sales.

En el acuífero Terciario, el contenido en sales es superior, como indica su conductividad de $3.324 \mu\text{S}/\text{cm}$ y el aumento de pH. Su naturaleza es sulfatada - cálcica, lo que podría indicar una interconexión entre ambos.

Es notable el contenido en nitratos de estas aguas, superior en todos los casos a 50 mg/l . Esto es atribuible a vertidos incontrolados y a la tendencia creciente de fertilizantes químicos en las prácticas agrícolas.

En conjunto, se producen notables cambios en la calidad de las aguas subterráneas. Esta variabilidad es achacable a la peculiaridad de los acuíferos (heterogeneidad litológica, escasa permeabilidad, interconexión, etc...), reaccionando por ello, de manera diferente ante estímulos externos similares (sequías, lluvias, bombeos, etc...).

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

En esta Hoja no existen criaderos de minerales metálicos, ni siquiera en los pequeños aluviones cuaternarios que aparecen en algunas arroyos fluviales.

Sólo se puede mencionar, sin que sobrepase la categoría de indicio, la existencia de un pocillo de 20 m de profundidad, próximo a la estación de Malagoncillo (Rincón NO de la Hoja), sobre un filón de cuarzo, vertical, de dirección $\text{N}60^\circ\text{E}$ y 40 cm de potencia. En la escombrera se ha observado galena y óxidos de hierro. La génesis podría obedecer a procesos de removilización hidrotermal de mineralizaciones primitivamente sedimentarias; no en vano el encajante adyacente a estos cuerpos filonianos (calizas con silicatos cálcicos próximas al leucogranito inhomogéneo de la Unidad migmatítica) muestra fenómenos de silicificación. De cualquier forma, estas mineralizaciones presentan un escaso interés.

7.2.2. Rocas Industriales

Dentro de esta Hoja, aunque no muy numerosas, se pueden citar algunas explotaciones de rocas con fines industriales.

Milonitas: En el término municipal de Almonacid de Toledo existen tres canteras, dos de

ellas pequeñas e inactivas y otra activa, de mayores dimensiones, donde se benefician los granitoides biotíticos inhomogéneos de la "Banda Milonítica" (Unidad migmatítica). Se desconocen los datos de producción, utilizándose los materiales extraídos en la construcción de vías férreas, carreteras, hormigones y aglomerantes.

Yesos: Aparecen niveles yesíferos abundantes en la zona suroriental de la Hoja, especialmente en el borde Este. Están constituidos por una alternancia de niveles de arcilla y yeso (Aragoniense-Vallesiense) del Mioceno superior, tanto más abundante la arcilla en la base como los yesos en el techo, de modo que estos últimos se hacen prácticamente masivos en los niveles más altos de la formación, llegándose con ello a definir áreas de yesos explotables (exentos de recubrimientos importantes), en las que las arcillas adquieren proporciones muy reducidas.

Estos yesos, de colores blanquecinos o grisáceos, aparecen debajo de la facies "Páramo" (calizas compactas grises y calizas nodulosas), presentando frentes naturales de explotación en las "cuestas" que se hallan al pie de la calizas del "Páramo", en los diversos escarpes.

La cantera más importante de la zona se encuentra en el paraje denominado "Bóveda de Don Juan Pantoja" (términos de Tembleque y El Romeral). Se explota, actualmente, a cielo abierto, con una producción anual de 45.000 t, una riqueza del 85-90% y unas reservas seguras de 5.000.000 de m³. Existe un grado aceptable de mecanización, con una fábrica de tratamiento en la propia explotación. Los productos extraídos se destinan prácticamente a la fabricación de yesos elaborados para la construcción.

Mármoles: Se han agrupado aquí los mármoles propiamente dichos, las dolomitas calcáreas y las corneanas calcosilicatadas. Todas las explotaciones de la Hoja se encuentran inactivas, debido principalmente a problemas de extracción de grandes bloques, ya que la estratificación generalmente es subvertical o muy inclinada, y las potencias de las capas muy débiles.

La aplicación principal de estas rocas ha sido la ornamentación (fabricación de terrazos en las canteras de Villanueva de Bogas-Mora), aunque en ocasiones y de forma esporádica se han destinado a otros usos (canteras para "áridos" en el entorno de Almonacid de Toledo).

Calizas: Se han distinguido tres tipos, correspondientes a distintos niveles estratigráficos.

En primer lugar, las "calizas de los páramos" del Mioceno superior (Turolense). Son de color claro, bien estratificadas y suelen contener en las grietas intercalaciones arcillosas. En ocasiones presentan caracteres dolomíticos. Las explotaciones, hoy día inactivas, tienden a situarse en las cercanías de las obras consumidoras (desarrollo de las obras públicas). Se han utilizado preferentemente para gravilla en las capas de rodadura de las carreteras, en balastos de ferrocarriles y, ocasionalmente, como áridos de hormigón. (Términos de Villanueva de Bogas y Tembleque).

En segundo lugar, las calizas micríticas tabulares del Paleógeno, que aparecen únicamente al Sur de Villamuelas, donde existen varias canteras, hoy día inactivas, que explotaron para áridos, aglomerantes, piedra de mampostería y, antiguamente, para la fabricación de cal.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /día	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS	OBSERVACIONES
19-26 / 3 / 1	S	80	1	1.4	-	Cg-Are	14	-	-	C	ITGE	1990	
19-26 / 1 / 1	M	-	-	-	-	Cg-Are	14	-	-	-	-	1990	
19-26 / 3 / 2	M	-	-	-	-	Cg-Are	14	-	-	-	-	1990	
19-26 / 3 / 3	M	-	-	-	-	Cg-Are	14	-	-	-	-	1990	
19-26 / 5 / 1	P	15	8	-	-	G	-	1.635	1,2	R	P.T.	1990	(*)
19-26 / 5 / 2	P	11	2	-	-	G	-	2.633	1,9	R	P.T.	1990	(*)
19-26 / 2 / 1	M	-	-	-	-	Are	14	3.324	3,2	C	P.T.	1990	(*)
19-26 / 7 / 1	M	-	-	-	-	G	-	-	-	-	-	1990	
19-26 / 7 / 2	M	-	-	-	-	G	-	-	-	-	-	1990	
19-26 / 7 / 3	M	-	-	-	-	Cg-Are	14	-	-	-	-	1990	(*)

(1) M = Manantial
P = Pozo
S = Sondeo
G = Galería

(2) Are = Arenas
Gr = Gravas
Cg = Conglomerados
Ca = Calizas

Arc = Arcillas
Piz = Pizarras
Q = Cuarzitas
G = R. Intrusivas

(3) N° del PIAS
(4) A = Abastecimiento
R = Regadío
I = Industrial
G = Ganadería

C = Desconocido
O = No se usa

* Muestra hidroquímica

En tercer lugar, incluimos aquí unas calizas, algo dolomitizadas, no explotadas como mármoles, situadas en el término de Villanueva de Bogas y que se extraen actualmente para la fabricación de granulados y aditivos para la industria. La cantera a cielo abierto se denomina "La Mazmorra II", con una producción anual de 8.000 t, al 75% de aprovechamiento y unas reservas totales de 2.700.000 m³.

Arcillas: Al Oeste de Mascaraque se encuentra la única explotación activa dentro de esta Hoja. Se trata de niveles arcillosos correspondientes a las alteraciones de las pizarras cámblicas (Formación "Pusa"). La cantera, a cielo abierto, presenta buenas características de explotabilidad, excepto en época de lluvias. Las reservas se pueden considerar como medianas, aunque lateralmente pueden verse reducidas por pasarse a zonas más detríticas, que resultan inadecuadas para su utilización. La producción se destina íntegramente a la industria cerámica (ladrillos, tejas, bovedillas, etc.).

Granitos: En el término municipal de Mascaraque, dentro de los granitoides de la Unidad migmatítica, existen canteras a cielo abierto (sólo una activa, actualmente) en afloramientos aislados y alargados, de regulares dimensiones, por lo que las reservas son muy variables, de acuerdo con la situación del yacimiento; y lo mismo sucede con los accesos. Los usos a que se destinan estos granitos son: Rocas ornamentales y rocas de construcción.

Al Oeste de Mora y en el término municipal de Orgaz, dentro de los granitos biotíticos (granitoides situados al Sur de la Unidad migmatítica), existen explotaciones de tipo artesanal que funcionan de manera intermitente, según la demanda, para usos locales, y para áridos. La importancia industrial es muy reducida.

Por último, en cuanto a feldespatos, arenas, gravas, etc., que figuran en el plano como indicios, se reducen a pequeñas y aisladas explotaciones de usos locales y de muy poco significado.

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 subdividir las 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 conjunto, dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado cualitativamente 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 Mora se han distinguido cuatro áreas y catorce zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

AREA I

ZONA I₁: Tramos 1, 2 y 3

ZONA I₂: Tramos 4 al 13.

AREA II

ZONA II₁: Tramo 14 y 18

ZONA II₂: Tramo 15, 16, 17, 19 y 20

ZONA II₃: Tramos 21 y 23

ZONA II₄: Tramos 22

AREA III

ZONA III₁: Tramos 24, 27, 28, 29 y 38

ZONA III₂: Tramos 25 y 37

ZONA III₃: Tramos 26, 30 y 31

ZONA III₄: Tramos 32, 36, 39 y 41

ZONA III₅: Tramos 33, 34, 35 y 40

ARENA IV

ZONA IV₁: Tramos 42, 43, 44 y 48

ZONA IV₂: Tramo 45

ZONA IV₃: Tramos 46 y 47

7.3.1. Areas, 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. Area I

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

- Zona I₁ (Tramos cartográficos 1, 2 y 3)

Están representadas por diques de cuarzo, aplita y/o pegmatitas y pórfidos graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 10 m.

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

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación.

- Zona I₂ (Tramos cartográficos desde el 4 al 13)

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas de la Hoja, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a ocho tipos de facies con idénticas características geotécnicas.

La morfología que presenta es llana, alomada suave y con formas redondeadas típicas de la erosión del granito.

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

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

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

7.3.1.2. Area II

En este grupo se han separado tres zonas con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales del Precámbrico, Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio.

- Zona II₁ (Tramo cartográfico 14 y 18)

Lo constituyen niveles carbonatos y mármoles y rocas calcosilicados.

Aparecen en cerros aislados con morfología suave directamente sobre las rocas graníticas o bien interstratificados entre sedimentos esquistosos y pizarrosos.

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 (Tramos cartográficos 15, 16, 17, 19 y 20)

Corresponde, a pizarras, esquistos, limotitas, cuarcitas y metaconglomerados pertenecientes a formaciones precámbricas y cámbricas existentes en distintos puntos de la mitad occidental de la Hoja.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 0 a 10%. Son fácilmente erosionables por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

El conjunto es impermeable y sólo a través de fisuras (fallas y diaclasas) podrán tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

Son materiales ripables con buena capacidad de carga, y no presentaran problemas de asientos.

- Zona II₃ (Tramos cartográficos 21 y 23)

Esta constituida por pizarras, cuarcitas y areniscas que se sitúan en las elevaciones situadas en la banda S, al E de Mora.

La morfología es abrupta, con relieves que tienen pendientes entre el 20-30%. La disgregación se ve favorecida por el carácter tableado de los materiales y por la abundante fracturación. Todo ello indica una zona con características geomorfológicas desfavorables.

El comportamiento hidrogeológico, es el de una formación impermeable o con acuíferos aislados de interés local, que están ligados a la fracturación.

La ripabilidad es media, en áreas donde los niveles cuarcíticos son decimétricos a centimétricos, por lo que, a nivel puntual, será necesario utilizar martillo. Será ripable en tramos pizarrosos con algún nivel centimétrico cuarcítico y en tramos cuarcíticos será necesario realizar voladuras.

La capacidad de carga es buena y admitirá cargas elevadas sin que se presenten problemas de asentamientos. Pueden presentar problemas por caída de bloques cuarcíticos y/o deslizamientos a favor de planos de estratificación.

- Zona II₄ (Tramo cartográfico 22)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) y dan lugar a los relieves más altos de las Sierras de la Hoja.

Presentan una morfología abrupta con pendientes del 30%, que unido a la elevada fracturación y extensas zonas coluvionales adosadas, constituye una zona con características geomorfológicas desfavorables.

Se consideran como rocas impermeables, por lo que se ve favorecida la escorrentía superficial. Llevan una permeabilidad asociada a la fracturación y es frecuente observar fuentes, algunas de ellas en régimen permanente.

Las características mecánicas son favorables, ya que tienen capacidad de carga alta y no presentan problemas de asentamientos. Estas rocas no son ripables. Pueden presentar problemas de caídas de bloques.

7.3.1.3. Area III

Constituye un conjunto de materiales agrupados en cinco zonas con características particulares, todas ellas, de edad terciaria.- Zona III, (Tramos cartográficos 24, 27, 28, 29 y 38)

La forman arenas, arcillas y gravas que afloran en la mitad oriental de la Hoja según diversos tramos cartográficos.

La morfología es llana y las formas de sus relieves son suaves; en donde se observan puntos con erosión lineal.

El conjunto presenta una permeabilidad media-baja, y el drenaje se efectúa por escorrentía e infiltración.

Todos los tramos incluidos en esta zona, son ripables y tienen una capacidad de carga, entre

media y baja. El carácter errático de los materiales, puede originar asientos diferenciales en las cimentaciones.- Zona III₂ (Tramos cartográficos 25, y 37)

En esta zona se han agrupado tramos formados por calizas, margas y arcillas con yesos, aflorantes en todo el área NE de Mora.

En general son impermeables, si bien pudiera existir algo de permeabilidad por fracturación en las calizas o disolución en los yesos. El drenaje es por escorrentía.

La ripabilidad es buena, en conjunto, aunque existen tramos calcáreos en donde se encuentran dificultades.

La capacidad de carga es media a baja. Los riesgos geológicos se centran en la concentración de sulfatos que originan una elevada agresividad y posibles fenómenos locales de disolución.

- Zona III₃ (Tramos cartográficos 26, 30 y 31)

La forman conglomerados, arenas y bloques polimiméticos, que dan lugar a formas de relieve suaves.

Son materiales permeables no consolidados y el drenaje se efectúa por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga media-baja.

El carácter errático de los materiales pueden provocar asientos diferenciales en las cimentaciones.

- Zona III₄ (Tramos cartográficos 32, 36, 39 y 41)

La litología en esta zona corresponde a arcillas, arcillas yesíferas y yesos.

En general es una zona impermeable aunque puede existir una permeabilidad por disolución. El drenaje se realiza por escorrentía.

Estos materiales son fácilmente ripables y su capacidad de carga es baja.

Los riesgos geológicos se centrán, en la alta concentración de sulfatos que dan lugar a una elevada agresividad y a posibles fenómenos de disolución.

- Zona III₅ (Tramos cartográficos 33, 34, 35 y 40)

Corresponde a formaciones carbonatadas compactas tipo Páramo, calizas arenosas bioturbadas y margas arenosas. Dan lugar a superficies morfológicas planas en donde la estratificación es subhorizontal y normalmente presenta suelos arcillosos que proceden de su alteración.

La permeabilidad se realiza por fisuración y el drenaje se efectúa principalmente por infiltración, si bien existiría escurrentía.

Son rocas no ripables siendo su capacidad de carga alta, con buenas condiciones de asentamiento sobre roca sana.

Como riesgos geológicos se consideran el alto diaclasado y la karstificación, que pueden dar lugar a hundimientos y desprendimientos.

7.3.1.4. Area IV

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

- Zona IV₁ (Tramos cartográficos 42, 43, 44 y 48)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glacis, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación, tanto de relieves paleozóicos como graníticos.

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

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

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 (Tramo cartográfico 45)

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas que se disponen aisladas y a escasos metros sobre la cota del nivel de base de los actuales cursos de agua.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

Como característica mecánica mencionar que son materiales ripables con capacidad de carga media. Los riesgos más comunes en estos materiales, con los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

- Zona IV₃ (Tramos cartográficos 46 y 47)

Se trata de materiales antrópicos, limos y arenas con cantos cuarcíticos de naturaleza aluvial que rellena los fondos de valle. Son materiales permeables y semipermeables cuyo drenaje se hace por infiltración y escurrentía.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre baja y muy baja.

Como riesgo mayor en esta zona, se encuentran en las zonas de valles, las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectara a cualquier obra de excavación que se realice.

Los asientos diferenciales en las cimentaciones, se verán afectados por el carácter errático y la escasa compactación de los materiales.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo de miles de millones de años. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de indole 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.

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. En este sentido, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (I.T.G.E.) 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.

8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Mora (659) el único punto de interés geológico, a su vez extensible al resto del área del proyecto, es la Falla Normal de Toledo o "Banda milonítica" de APARICIO YAGUE (1971). El resto de los afloramientos de los distintos materiales son de escaso interés para ser inventariados.

8.2. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL P.I.G.

La Falla Normal de Toledo ("Banda milonítica") es un importante accidente tardihercínico que pone en contacto dos dominios de caracteres tectono-metamórficos diferentes. Al Norte, el Dominio Migmatítico de Toledo, formado por materiales gneísicos con intercalaciones carbonatadas y diversos cuerpos de granitoides afectados por un metamorfismo de grado alto (catazonal); al Sur, el Dominio de los Montes de Toledo, formado por materiales paleozoicos (Cámbrico inferior y Ordovícico inferior) afectados por un metamorfismo regional de grado bajo (esquistos verdes). Por otro lado, también pone en contacto a los materiales del dominio migmatítico con los granitos tardihercínidos de la alineación plutónica Mora-Gálvez.

Este importante accidente tiene un trazado sinuoso a lo largo de su prolongación hacia el O. El salto de la falla no es conocido pero hay que suponer que fué de gran magnitud dado el contraste tectono-metamórfico de los materiales que separa.

Desde el punto de vista tectónico presenta un alto interés, tanto local como regional, a escala del Macizo Ibérico; igualmente ocurre desde el punto de vista petrológico y de prospección minera. Por su utilización, presenta un alto interés científico, didáctico y económico. Este último viene apoyado por las buenas propiedades mecánicas para áridos que presentan las rocas miloníticas asociadas al movimiento de la falla que se explotan en diversas canteras a lo ancho de una banda que supera 500 m.

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos se han seguido los criterios dados por el ITGE y por los propios investigadores que han intervenido en la confección de la presente Hoja, en función de las características de los materiales aflorantes, del tipo de afloramiento, de su importancia, etc.

Para cada uno de estos puntos se ha rellenado su ficha correspondiente con la situación, características más destacadas, influencia, accesos, fotos, etc., la cual se adjunta al ITGE como información complementaria a la memoria para su consulta por cualquier persona o entidad interesada en los mismos.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).- "Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)". *Estud. geol.*, 27: 497-512
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Inst. Lucas Mallada, Cons. Super. Invest. Cient., Trab. sobre Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29
- ALIA MEDINA, M. (1944).- "Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 42: 613-614
- ALIA MEDINA, M. (1945).- "Notas morfológicas de la región toledana". *Las Ciencias*. 10 (1):95-114
- ALIA MEDINA, M. (1947).- "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Estud. Geogr.* 27:313-340
- ALIA MEDINA, M. (1954).- "Formación neísica y granítica del Sur de Toledo". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 34:61-75
- ALIA MEDINA, M. (1960).- "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 58:125-162
- ALONSO LUZURIAGA, I. (1969).- "Estratigrafía y sedimentología del Cretácico del borde norte de la mesa de Toledo: Cerro de La Rosa". *Cuad. Geol. Ibér.*, 1: 25-55
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A. y SALOMÓN, J. (1982).- Cameros-Castilla. In: GARCÍA, A. et al. (Coords.).- "El Cretácico de España". *Universidad Complutense, Madrid*: 345-456
- ALLEGRET, A. (1983).- In ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.). "Nouvel témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique". *11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Geol. Fr., Ed. Paris.*
- ALLEGRET, A. e IGLESIAS M. (1986).- "Nouvel témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique". *11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Geol. Fr., Ed. Paris.*
- ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984).- "Petrología de dos series graníticas peraluminadas del Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo)". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 95:59-77
- ANDONAEGUI, P. e IBARROLA, E. (1987).- "Geocronología de los granitoides de Mora-Galvez (Toledo)". *Mem. II Congr. Geoquím. Esp.* 109-112
- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988).- "Los granitoides del área Argés-Guadamur (Toledo)". *2º Congr. Geol. Esp. Comun.*, 2:7-10

- ANDONAEGUI, P. (1990).- "Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo"
Tesis Doctoral Universidad Complutense Madrid. 365 pp.
- APARICIO YAGÜE, A. (1970).- "Nota previa sobre la geología del Macizo Cristalino de Toledo".
Estud. Geol., 26:281-283
- APARICIO YAGÜE, A. (1971).- "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Estud. Geol.*,
27:369-414
- APARICIO YAGÜE, A. y GIL CID, M.D. (1972).- "Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo". *Estud. Geol.*, 28:105-109
- ARANDILLA, P.; CORRAL, A.; FERREIRO, D. y MARTÍN HERRERO, D. (1976).- "Lillo". *Inst. Geol. Min. Esp. Mapa Geol. Nac. 1:50.000 (2ª ser.)*, 659: 17 págs.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del.; PEDRAZA, J.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J. de D.; FERNÁNDEZ, P.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; HUERTAS, M.J.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T. y VICENTE, E. de (1991 a).- "Segovia". *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie)*. ITGE, 483
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; OLMO SANZ, A. del.; PINEDA, A.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J. de D.; ESCUDER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T.; SANZA, M.A. y VICENTE, G. de (1991 b).- "Turégano". *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie)*. ITGE., 457
- BARAHONA, S. (1969).- "Estudio petrográfico del Macizo metamórfico de Toledo". *Tesis de Licenciatura. Dpto. Petrología. Univ. Complutense, Madrid (inédito)*.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988).- "Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo".
Geogaceta, 5:66-68
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1989).- "Caracterización geoquímica de las rocas gabroídeas del área de Toledo (Región central del Hercínico Ibérico)". *III Congr. Geoquím. Esp.* 1:97-107
- BARBERO, L.; VILLASECA, C.; ANDONAEGUI, P. (1990).- "On the origin of the gabbro-tonalite-monzogranite association from Toledo area (Hercynian Iberian belt)". *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 207-219
- BASTIDA, F. (1981).- "La esquistosidad primaria, una síntesis sobre sus características y desarrollo". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11: 35-54
- BERGAMIN, J.F. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1986).- "Avance de la interpretación geotectónica del emplazamiento del plutón granítico de Madrudejos (Toledo), basada en determinaciones gravimétricas". *Estud. Geol.*, 42: 301-306
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).- "Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. Abstracts of the Internat." *Confer. on Iberian Terranes*

and their Reg. correlation. Oviedo, p.39

- BRASIER, M.D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ M.A. DE (1979).- "Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". *Estud. Geol.*, 35: 379-383
- CASIANO DE PRADO, M. (1855).- "La geologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France*. 212:3-24
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988).- "Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System". *A discussion. In: E. Banda y L.A. Mendes-Victor (Eds.). Proc. 5th workshop European Geotraverse (EGT) Project. The Iberian Peninsula*. 12 pp.
- CORTAZAR, D. (1978).- "Expedición geológica por la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 5
- DEBON, F. y LEFORT, P. (1983).- "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Transactions R. Soc. Edimburg. Earth Sci.*, 73:135-149
- DEPERET, Ch. (1908).- "Sur le Tertiaire des environs de Toledo". *C.R. Somm. Soc. Gel. France*. 8: 445-456
- DOUVILLE, H. (1908).- "Aquitaniens des environs de Toledo". *C.R. Somm. Gel. France*, 8: 65-69
- 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". *IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto 1985). Actas e comunicacoes. Univ. Porto. Fac. Cienc. Mus. Lab. Min. Geol. Mem.*, 1
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1913).- Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13:147-150
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1914).- "Neis granatífero de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14:388-390
- GIL CID, M.D.; PEREJÓN, A. y DE SAN JOSÉ, M.A. (1976).- "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterrae*, 13:1-19
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ-ONTIVEROS, P. y SEARA VALLEJO, J.R. (1985).- "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9:91-104
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914).- "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 383-385
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico geológico de los Montes de Toledo". *Trab.*

- Mus. Cienc. Nat.*, 15: 1-74
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1923).- "Guía geológica de los alrededores de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 31:5-50
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1966).- "El gabro de la Bastida". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 64:129-134
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. & SMITH, A.B. (1984).- "Los equinodermos del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Est. Geol. (2 tomos)*.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1976).- "Microstructural evolutions of quartz-feldspathic rocks as a result of increasing strain in Toledo Milanite (Spain)". *Thesis, Imperial College, University of London. (inédita)*.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1981).- "Evolución microestructural de rocas cuarzo-feldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 547-566
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991).- "Extensional tectonics of The Toledo Ductile Brittle Shear Zone, Central Iberian Massif. In: PÉREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- Deformation and plate tectonics". *Tectonophysics*, 191 (3-4): 311-324
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912).- "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 13:1-46
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1929).- "Datos Geológicos de la Meseta Toledana, Cacerena y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 15, 183-202
- HERRERO MATÍAS, M. (1988).- "Mapa geomorfológico E. 1:50.000 (Toledo-Sonseca)". *Mem. Univ. Complutense/Inst. Geogr. Nac.* 3-39
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983).- "El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: J.A. COMBA (Coord.).- Geología de España". *Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar J. M. Ríos.*, 1:192-246
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. Min. Esp.*
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- "Cuenca de Madrid. En: J.A. COMBA (Coord.).- Geología de España". *Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar J.M. Ríos*, 2: 534-543
- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1985).- "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337
- LEVEQUE (1984).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. "Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le

- NW de la Peninsule Iberique." *11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Geol. Fr., Ed. Paris.*
- LEVEQUE & LANCELOT, J.R. (1985).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.) "Nouveau temoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Peninsule Iberique." *11eme Reunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Geol. Fr., Ed. Paris.*
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1984).- "Los micromamíferos fósiles de la Cuenca del Tajo. Inf. complementario paleontol. bioestratigráfico". *Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2ª ser.), Hojas 485, 486, 510, 511, 535, 536, 558 y 581. Inst. Geol. Min. Esp.: 21 págs. (inédito)*
- 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*
- LOTZE, F. (1960 a).- "El Precámbrico en España". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 60:227-239*
- LOTZE, F. (1960 b).- "El Precámbrico en España". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 70:238-239*
- LOTZE, F. (1961).- "Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 61:137-161*
- LUJAN, F. de (1850).- "Estudios y observaciones geológicas relativos a los terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real, y cortes geológicos de estos terrenos". *Mem. R. Acad. Cienc., 1(2):1-71*
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- "Sur l'existence d'une tectonique archenne au centre de l'Espagne". *C.R. Somm. Soc. Géol. France, 8:245-246*
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963).- "Sur la presence d'une discordance precambrien du Sud de Tolède (Espagne)". *C. R. Somm. Seances Soc. Géol. France, 7:250-252*
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1965).- "Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne du Sud de Toléd (Espagne)". *C.R. Somm. Seances Soc. Geol. France, 7:220-221*
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R y ÁLVAREZ, F. (1991).- "Continuos deformation, ductile thrusting and back folding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain. In: PÉREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- Deformation and Plate Tectonics". *Tectonophysics, 191 (3-4): 291-309*
- MALLADA, L. y DUPUY DE LOME (1912).- "Reseña geológica de la provincia de Toledo". *Bol. Inst. Geol. Esp., 33*

- MARCEZ RIBA (1928).- "Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo". *Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barcelona*, 20(16).
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).- "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69:261-265
- MARTIN ESCORZA, C. (1974).- "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid.*
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).- "Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior. El límite Cámbrico-Ordovícico y fases sardicas en los Montes de Toledo". *Estud. Geol.*, 33:57-58
- MARTIN ESCORZA, C. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1978).- "Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo". *Estud. Geol.*, 34:33-43
- MARTIN PARRA, L.M. (1979).- "Estudio petrológico de la Formación arenas de Utrillas en la región de La Mancha (Sector norte)". *Tesis Licenciatura. Univ. Complutense Madrid.* 171 págs. (inédito).
- MERTEN, R. (1955).- "Stratigraphie und Tektonik der Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)". "Unveröff. Diss. math. naturwiss. Fak. Univ. Münster" 109 pags. (Resumen en castellano In: WALTER, R. (ed.) (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Müster. Forsch. Geol. Paläont.* 42:29-32
- MOLINA, E.(1980).- "Alteración relicta y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 16: 15-25
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño". *Stvdia Geol. Salamanticensia*, 20, 115-126
- MONTESERÍN, V. (1984).- "Cartografía geológica y memoria de las Hojas MAGNA nº 15-27. (Sevilleja de la Jara); 14-26 (Valdeverja); 13-26 (Jaraicejo)". *Mapa Geológico Nacional. Inst. Geol. Min. Esp.*
- MORENO, F. (1977).- "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.*
- MORENO, F. y GÓMEZ, V. (1985).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº 683 (Espinoso del Rey)". *Mapa Geológico Nacional (2ª Serie).*
- NAVIDAD, M. (1973).- "Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo)". *Estud. Geol.* 29:543-548
- NICOD, J. y VAUDOUR, J. (1985). "Géomorphologie du fossé du Tage moyen". *Ann Géogr.* XCIV, 524, 452-456

- OLIVE, A.; ÁLVARO, M.; MONTESERIN, V. & ANDONAEGUI, P. (1989).- "Hoja y Memoria nº 654 (El Puente del Arzobispo) del Mapa Geológico Nacional (2ª Serie) a escala 1:50.000". *ITGE*.
- OLMO SANZ, A. del y MARTÍNEZ-SALANOVA, J. (1989).- "El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. En: DABRIO, C.J. (Ed.).- Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario". *Stvdia. Geol. Salmanticensia.*, Vol. espec. 5: 55-69
- ORDÓÑEZ, S.; BRELL, J.M.; CALVO, J.P. y LÓPEZ AGUAYO, F. (1977).- "Contribución al conocimiento mineralógico del borde SW de la Cuenca del Tajo (Toledo-San Martín de Pusa)". *Estud. geol.*, 33: 467-472
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).- "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau*, 61:44-69
- PEDRAZA, J. (1989). "La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 13: 31-42
- PEÑA, A. de la (1876).- "Reseña geológica de la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3:329-331
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976).- "Datación de las calizas del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos." *Breviora Geol. Astúrica*, 20:33-46
- PORTERO, J.M. y DABRIO, C.J. (1988).- "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *Memorias II Congreso Español de Geología*.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926a).- "Sobre la geología de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26:217-219
- ROYO GÓMEZ, J. (1926b).- "Tectónica del Terciario Continental Ibérico". *16 Congr. Geol. Int.*, Esp: 593-623
- ROYO GÓMEZ, J. (1929).- "En torno del Tajo en Toledo". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15:491-502
- SAN JOSÉ, M.A. de (1969).- "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes de Toledo". *Cuad. Geol. Ibér.* 1:335-345
- SAN JOSÉ, M.A. de; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 85:21-31
- SANTA TERESA, I. (1982).- "Geometría en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.

- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983).- "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Studia. Geol. Salmanticensia*, 18:237-250
- STRECKEISEN, A.L. y LE MAITRE, R.W. (1979).- "A chemical approximation to the modal Q-A-P classification of the igneous rocks". *N. Jarb. Mineral. Ab.* 136, 169-206
- TEMPLADO, D.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y MESEGUER, J.(1944).- "Toledo". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (1ª Ser.)*, 629
- VILANOVA, J. (1857).- "Carrera geológica por la provincia de Toledo". *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 4:89-93
- VILAS, L.; MAS, J.R.; GARCÍA, A.; ARIAS, G.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N.; RINCÓN, R.; ELIZAGA, E.; FERNÁNDEZ-CALVO, C.; GUTIÉRREZ, G. y MELÉNDEZ, F. (1982).- "Ibérica Suroccidental. En: A. GARCÍA et al. (Coords).- El Cretácico de España". *Ed. Univ. Complutense Madrid*: 457-513
- VILLASECA, C. (1983).- "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra del Guadarrama". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid*: 1-331



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACION

ISBN 978-84-7840-821-4



9 788478 408214