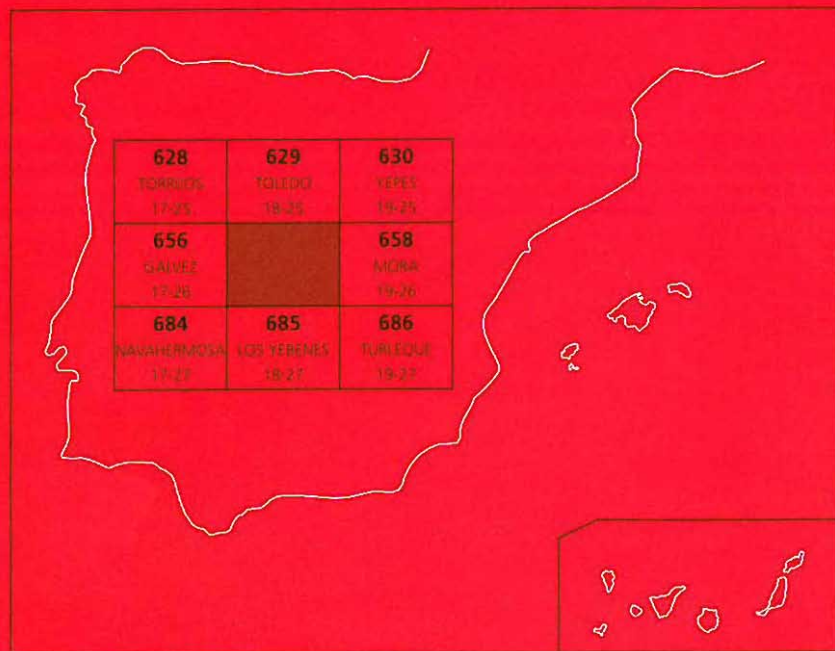




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SONSECA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SONSECA

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: 474-09-015-15
ISBN: 978-84-7840-820-7
Depósito legal: M-51895-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Sonseca-657) 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:

- Sánchez Carretero, R. (INGEMISA). Alineación Plutónica Mora-Gálvez.
- Contreras López, E. (INGEMISA) Alineación Plutónica Mora-Gálvez.
- Martín Parra, L.M. (EGEO). Dominio Migmatítico.
- Martínez-Salanova, J. (EGEO). Terciario y Cuaternario.
- Gutiérrez Alonso, G. (EGEO). Metasedimentos Paleozoicos.
- Villaseca, C (Univ. Complutense). Dominio Migmatítico.
- Gracia Prieto, F.J. (ENADIMSA). Cuaternario.

Mapa Geomorfológico:

- Gracia Prieto, F.J.

Mapa Hidrogeológico:

- Contreras López, E.

Memoria:

- Sánchez Carretero, R. Petrología.
- Contreras López, E. Petrología, Hidrogeología y Patrimonio Natural Geológico.
- Martín Parra, L.M. Introducción, Estratigrafía, Tectónica, Petrología e Historia Geológica.
- Martínez-Salanova, J. Introducción, Estratigrafía, e Historia Geológica.
- Gutiérrez Alonso, G. Estratigrafía, Petrología y Tectónica.
- Gracia Prieto, F.J. Geomorfología y Neotectónica.
- Andonaegui, P. (Univ. Complutense) Geoquímica.
- Iglesias Peláez, A. (ENADIMSA) Recursos Naturales.
- Martín Herrero, D. (INTECSA) Geotecnia.

Asesoría en Sedimentología:

- Dabrio, C.J. (Univ. Complutense)

Asesoría en Paleontología:

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

Asesoría en Geología Estructural:

- González Lodeiro, F. (Univ. Granada)

Asesoría en Rocas Igneas y Metamórficas:

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

Análisis Químicos:

- Bea, F. (Univ. Salamanca)

Laboratorios:

-E.N.ADARO, S.A.

Coordinación Y Dirección por E.N.Adaro, S.A.:

-Junco Aguado, F.

Dirección y Supervisión del 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 meta-areniscas feldespáticas (17) ; Cuarzitas (19).....	13
2.1.2. Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (18)	15
2.2. PALEOZOICO	15
2.2.1. Pizarras y Limolitas (20); Niveles carbonatados (21)	16
2.2.2. Cuarzitas, Areniscas y Pizarras (Serie Púrpura) (22)	16
2.2.3. Ortocuarzitas (Facies Armoricana) (23).....	16
2.3. NEÓGENO	17
2.3.1. Conglomerados, arenas y bloques polimícticos (24) Aragoniense (Mioceno medio).....	17
2.3.2. Conglomerados, arenas y arcillas (25). Plioceno	17
2.4. CUATERNARIO	18
2.4.1. Glacis (26)	18
2.4.2. Derrubios de ladera (27)	18
2.4.3. Terrazas (28).....	18
2.4.4. Aluvial. Fondo de valle (29).....	18
3. TECTÓNICA	18
3.1. INTRODUCCIÓN	18
3.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	19
3.2.1. Deformación Precámbrica.....	19
3.2.2. Deformación Sárdica	19
3.3. OROGENIA HERCÍNICA.....	20
3.3.1. Introducción.....	20
3.3.1.1. Dominio Migmatítico	20
3.3.1.2. Dominio de los Montes de Toledo	20

	Pag.
3.3.2. Primera Fase de Deformación (D1).....	21
3.3.2.1. Dominio Migmatítico	21
3.3.2.2. Dominio de los Montes de Toledo	21
3.3.3. Segunda Fase de Deformación (D2)	21
3.3.3.1. Dominio Migmatítico	21
3.3.3.2. Dominio de los Montes de Toledo	22
3.3.4. Tercera Fase de Deformación (D3).....	22
3.3.4.1. Dominio Migmatítico	22
3.3.4.2. Dominio de los Montes de Toledo	23
3.3.5. Deformaciones tardías.....	23
3.3.5.1. Replegamiento Subvertical y Desgarres Tardíos	23
3.3.5.2. La falla normal de Toledo	24
3.3.5.3. Fallas NNE-SSO	25
3.4. TECTÓNICA ALPINA	26
4. GEOMORFOLOGÍA	26
4.1. FISIOGRAFÍA.....	26
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	26
4.2.1. Morfoestructura	26
4.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta.....	27
4.2.1.2. Sierras paleozoicas	27
4.2.1.3. Acumulaciones terciarias.....	27
4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte	27
4.2.2. Estudio del modelado.....	27
4.2.2.1. Formas de aplanamiento.....	27
4.2.2.2. Formas graníticas	29
4.2.2.3. Formas de piedemonte	30
4.2.2.4. Formas fluviales	30
4.2.2.5. Formas de laderas	32
4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES.....	32
4.3.1. Alteritas	32
4.3.2. Depósitos de piedemonte.....	33
4.3.3. Coluviones	33
4.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	33
4.5. PROCESOS ACTUALES.....	34
5. PETROLOGÍA.....	34
5.1. ROCAS ÍGNEAS	34
5.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas	36
5.1.1.1. Ortogneises biotíticos glandulares (4).....	36
5.1.1.2. Ortogneises metagraníticos leucocráticos (5).....	36
5.1.1.3. Ortogneises metagraníticos leucocráticos en facies	

	Pag.
glandulares (6)	38
5.1.2. Rocas ígneas hercínicas	38
5.1.2.1. Granitoides sincinemáticos	39
a. Tonalitas deformadas (7)	39
b. Adamellitas y granodioritas porfídicas deformadas. Tipo Argés-Guadamur (8)	40
5.1.2.2. Granitoides tardicinemáticos	42
a. Granitoides inhomogéneos y Migmatitas, en facies oscuras con Biotita + Cordierita (9)	42
b. Idem anterior (9) de facies leucocráticas con Cordierita (10)	44
c. Idem anterior (9) de facies de grano fino con Biotita – Moscovita (11)	45
d. Granitos y/o Monzogranitos biotíticos de grano medio – grueso con megacristales de Feldespato K ± Cordierita (tipo Mora – Menasalvas) (12)	46
e. Granitos y/o monzogranitos porfídicos biotítico-moscovíticos ± cordierita (13)	49
f. Granitos biotítico – moscovíticos de grano medio – fino con Cordierita y Andalucita (15)	50
g. Leucogranitos moscovíticos ± Biotita ± Cordierita ± Granate ± Turmalina (Tipo Cerro Torcón) (16). Aplitas (2) ...	51
5.1.3. Rocas filonianas	53
5.1.3.1. Pórfidos Graníticos (3)	53
5.1.3.2. Cuarzo (1)	53
5.1.3.3. Pórfidos Graníticos (3)	54
5.1.3.4. Filones de cuarzo (1)	54
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS	55
5.2.1. Metamorfismo regional	55
5.2.1.1. Dominio migmatítico	55
5.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo	58
5.2.2. Metamorfismo de contacto	59
5.3. GEOQUÍMICA	59
5.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica	59
5.3.2. Granitos del Plutón Mora-Gálvez	71
6. HISTORIA GEOLÓGICA	79
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	82
7.1. HIDROGEOLOGÍA	82
7.1.1. Climatología	82
7.1.2. Hidrología superficial	82

	Pag.
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	84
7.2. RECURSOS NATURALES.....	90
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	90
7.2.1.1. Minas de Guajaraz.....	91
7.2.2. Rocas Industriales.....	93
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	94
7.3.1. Areas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	95
7.3.1.1. Area I.....	95
7.3.1.2. Area II.....	96
7.3.1.3. Area III.....	97
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO.....	98
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	99
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS P.I.G.....	99
8.2.1. Leucogranitos moscovíticos (Mazarambroz).....	99
8.2.2. Filón de cuarzo del Cerro Guijo.....	99
8.2.3. Banda milonítica.....	100
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	100
9. BIBLIOGRAFÍA.....	101

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Sonseca está situada al N. de las Sierras del Castañar y de los Yébenes, pertenecientes a los Montes de Toledo y al S. del río Tajo. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Toledo.

El principal núcleo de población es Sonseca, situado en el sector S. de la Hoja. Otros pueblos de relativa importancia son Polán y Ajofrín, situados en el NO. y S., respectivamente de la Hoja.

Las mayores cotas topográficas se alinean aproximadamente en el centro de la Hoja: Layos (1.084 m.), Marica (945), Cerro del Pulgar (907) y Oliva (901), todos ellos en materiales paleozoicos.

Las cotas más bajas se encuentran en el sector N., donde bajan de los 600 m., alcanzándose los 560 m. en el sector NE donde el arroyo de Ablates abandona la Hoja. La altitud media esta próxima a los 700 m.

La red de drenaje es poco densa y toda ella perteneciente a la cuenca hidrográfica del Tajo en su vertiente Sur. El cauce más importante es el río Guajaraz que corre de S. a N. hacia el río Tajo por el tercio O. de la Hoja, estando sus aguas embalsadas entre las localidades de Layos y Polán (Embalse de Guajaraz).

Además existen arroyos de escasa entidad, de los cuales únicamente cabe destacar el arroyo de San Martín de la Montina, en el sector S. (afluente del río Guajaraz) y el de Guazalete-Mochares que atraviesa la Hoja de S. a N. en el sector E.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

La gran mayoría de la Hoja está constituida por materiales afectados principalmente por la Orogenia Hercínica. Estos se incluyen dentro de la zona Centro-Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972, modificado por FARIAS *et al.*, 1987) como puede verse en la Figura 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 aunque a menudo con geometría curvada 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.

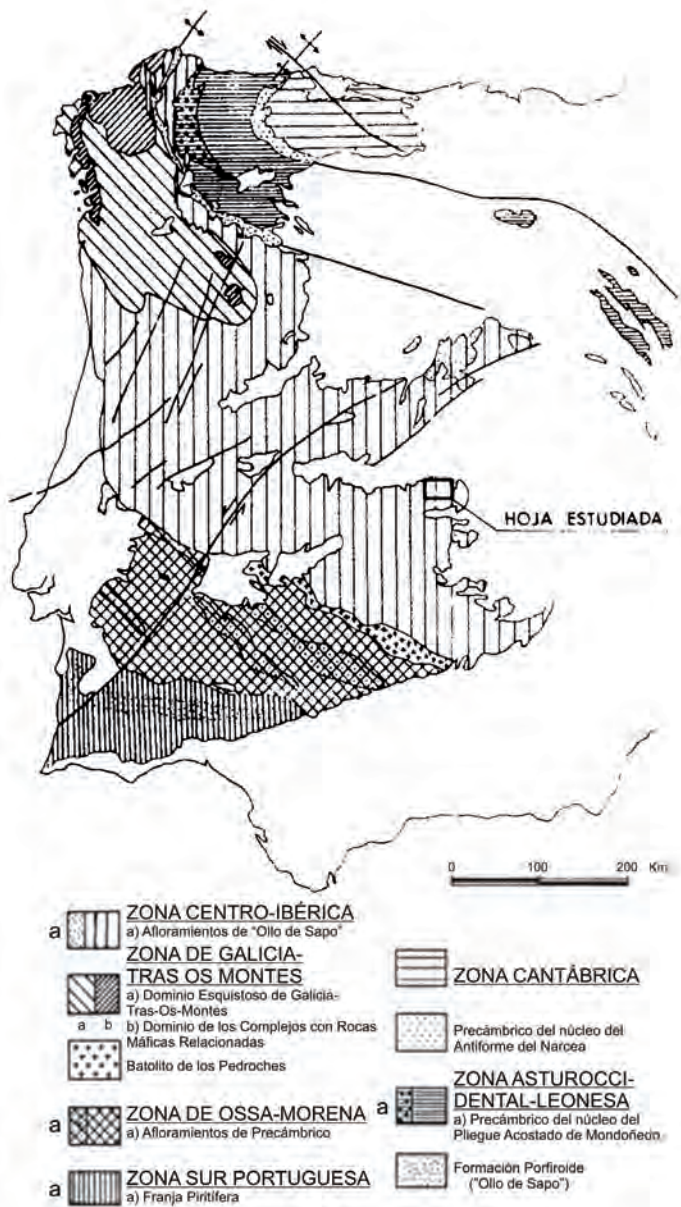


Figura 1.1. - Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) según FARIAS *et al.* (1987).

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

En el sector situado al Norte del accidente extensional, las deformaciones hercínicas anteriores a la migmatización, se reconocen localmente aunque las más visibles son las 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 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; CASIANO DE PRADO, 1855; VILANOVA, 1875; PEÑA, 1876; HERNÁNDEZ PACHECO, 1911, 1929; MALLADA y DUPUY, 1912; FERNÁNDEZ NAVARRO, 1913, 1914; GÓMEZ DE LLARENA, 1914, 1916, 1923; ROYO GÓMEZ, 1926; 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 (1916) estudia el gabro de La Bastida, situado en la Hoja de Toledo.

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 en 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 peraluminadas en el área Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroja, 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 cuarzdioritas, tonalitas y adamellitas más o menos porfídicas (Tipo Argés-Guadamur) y otro constituido por melaadamellitas cordieríticas con algún fenocristal idiomorfo de feldespato potásico (Tipo Layos). Ambos tipos son peraluminados.

BARBERO y VILLASECA (1988, 1989) citan la existencia de gabros coroníticos en la Ermita de La Bastida, que han sufrido condiciones de la facies de granulitas 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 Sonseca son escasas las referencias bibliográficas que hacen expresa referencia a ellos.

Del conjunto de los materiales terciarios de esta Hoja las citas son muy escasas, y no siempre

de estudios de temas relacionados directamente con la sedimentación terciaria, como los de APARICIO (1971), MARTÍN ESCORZA (1977b), MOLINA (1980) o HERRERO (1988). En áreas próximas encontramos los trabajos de ALIA (1944), TEMPLADO *et al.* (1944) o ARANDILLA *et al.* (1976). 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), pero en casi todos ellos quedan relegados o marginados estos sedimentos del borde Sur de la cuenca.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. METASEDIMENTOS DEL DOMINIO MIGMATÍTICO

Se encuentran, en general, como afloramientos dispersos de pequeña entidad enclavados en una amplia zona de granitoides inhomogéneos y migmatitas. Ninguno de ellos alcanza 1 Km² de extensión, salvo en el sector NO. de la Hoja, al E. de Guadamur, en el que se encuentra el mayor afloramiento metasedimentario del Dominio Migmatítico dentro de la Hoja.

Están constituidos principalmente por esquistos y metaareniscas feldespáticas, con intercalaciones de niveles de cuarcitas, así como de mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

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 meta-areniscas feldespáticas (17) ; Cuarcitas (19)

Se presentan en general en afloramientos con predominio de esquistos y metaareniscas con algún boudin de rocas de silicatos cálcicos, si bien se han encontrado junto con cuarcitas intercalaciones de mármoles y rocas de silicatos cálcicos, en algunos afloramientos.

Los esquistos y metaareniscas son las litologías metasedimentarias más abundantes. Son rocas esquistosas, cuarzo-feldespáticas a menudo, oscuras con abundante biotita, cordierita, granate (hasta de 1,5 cms.) y sillimanita.

A menudo forman alternancias de centimétricas a decimétricas entre ambas litologías.

Presentan una foliación muy penetrativa recrystalizada y a veces un bandeo milimétrico, probablemente tectónico de niveles cuarzosos y niveles micáceos. La foliación principal está en ocasiones plegada a mesoescala.

Están migmatizados, con frecuentes inyecciones de venillas cuarzo-feldespáticas.

Al S. del Alto de la Higuera, en la carretera de Layos a Pulgar se observa un enclave en el granitoide inhomogéneo con biotita y cordierita, oscuro, de un metaconglomerado de 2 x 1 m. con matriz de metaarenisca y cantos de cuarcita de 1 a 3 cms., junto a un enclave de 1 x 0,5 m. de una cuarcita feldespática piroxénica.

Los esquistos están constituidos principalmente por cuarzo, biotita y cordierita, aunque esta última puede llegar a ser predominante. Es muy frecuente la presencia de granates. El feldespato potásico es menos frecuente, pero en ocasiones puede ser muy abundante, así como la plagioclasa. La sillimanita suele estar en proporciones accesorias, si bien en algún caso llega a ser un mineral principal.

Como minerales accesorios suelen presentar además de sillimanita, minerales opacos, espinela y circón. Es frecuente la presencia de moscovita tardía y abundante sericita de alteración principalmente de cordierita.

Presentan una foliación penetrativa marcada por la orientación de biotita, posteriormente recristalizada.

La cordierita es posterior a la foliación principal, aunque a veces se orienta miméticamente a ella. Incluye a menudo biotita, sillimanita, tanto fibrolítica como prismática, y cuarzo. En algunos casos está casi totalmente transformada en pseudomorfos de sericita, mientras en otros está fresca y muestra numerosas maclas.

Los granates son irregulares de tipo "spongy" o poiquiloblásticos y en algún caso se encuentran incluidos en cordierita. Llegan a alcanzar más de 2 cms. en casos claramente poiquiloblásticos, posteriores a la S_p , aunque orientados miméticamente. Incluyen numerosas agujas de sillimanita orientadas paralelas a la S_p , así como biotita, opacos y cuarzo.

El feldespato potásico, cuando está presente es abundante y está en paragénesis con cuarzo, granate y cordierita, englobando agujas de sillimanita.

Cuando existen plagioclasas se observan algunas texturas de intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo en el contacto con cristales de feldespato potásico.

La sillimanita se suele presentar como fibrolita, definiendo la foliación en algunos casos, o como agujitas principalmente. En algunos casos se observan secciones de grandes cristales prismáticos orientados paralelos a la S_p . Se ha observado en gran cantidad en sus dos variedades, en relación con una paragénesis: cuarzo, feldespato potásico, granate, cordierita, a menudo incluida en los tres últimos, aunque la variedad prismática no se observa incluida en los granates.

La espinela se presenta como accesorio, de tono verde oliva en relación con agregados de cordierita fresca, en ocasiones en contacto con sillimanita prismática.

Las metaareniscas están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita y en cantidades accesorias con cierta frecuencia granate, cordierita, feldespato potásico y sillimanita, además de minerales opacos y circón. Es frecuente la presencia de sericita secundaria.

Los cuarzos suelen presentar cierta extinción ondulante. La sillimanita se presenta como agujitas que definen dos esquistosidades, una de ellas de crenulación de la otra, incluidas en metablastos de cordierita. La cordierita suele estar muy alterada a sericita.

El feldespato potásico presenta pertitas en “parches” de plagioclasa.

Las cuarcitas están constituidas principalmente por cuarzo, aunque suelen presentar como minerales principales, si bien en mucha menor proporción, clinopiroxeno (diópsido), plagioclasa y anfíbol tremolítico.

Como minerales accesorios suelen observarse esfena y opacos. Es frecuente la presencia de sericita, clorita y epidota/clinozoisita de carácter secundario.

2.1.2. Mármoles y rocas de silicatos cálcicos (18)

Se encuentran escasamente representadas en la Hoja. Son enclaves dispersos en la cartografía, de los cuales el de mayor entidad está situado al O. de la Ermita de la Virgen de la Oliva, unos 2,5 Kms. al O. de Almonacid de Toledo, algo inferior a 1 Km² de extensión.

Están constituidas por mármoles de tonos blancos y grisáceos a veces masivos o en bancos de 20 a 40 cms. y otras finamente tableados.

A menudo tienen intercalaciones de niveles de rocas de silicatos cálcicos, de tonos verdosos, finamente bandeadas. En estos niveles se han observado pliegues isoclinales muy apretados, probablemente de D² replegados por plegamientos tardíos.

Se observan en ocasiones intercalaciones de cuarcitas, tableadas, como las ya descritas, en bancos de 30 cms.

Las rocas de silicatos cálcicos están constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno (diópsido) y en menor proporción anfíbol hornbléndico y minerales opacos (en ocasiones).

Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran minerales opacos y esfena, así como apatito, circón, granate y anfíbol.

Suelen presentar una foliación penetrativa recrystalizada.

En el sector O. de la Hoja se observan enclaves de mármoles y rocas calcosilicatadas en la banda de deformación asociada a la Falla extensional de Toledo, afectadas por deformación cataclástica intensa.

Se han observado mármoles constituidos por dolomita pura, con flogopita accesoria, y otros mármoles calcosilicatados, constituidos por diópsido, wollastonita, anfíbol tremolítico y dolomita.

2.2. PALEOZOICO

En esta Hoja aparecen tres formaciones sedimentarias paleozoicas cuyas edades están comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior.

2.2.1. Pizarras y Limolitas (20); Niveles carbonatados (21)

Las Pizarras del Pusa aparecen en esta Hoja en el sector Central limitadas al Sur por la intrusión granítica de Mora-Las Ventas y al Norte por las rocas ordovícicas (Serie Púrpura) discordantes (Discordancia Sárdica).

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

La serie es muy monótona, compuesta por pelitas, limolitas y areniscas alternando en bandeados mili a centimétricos, y 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 sí se han realizado en Hojas próximas.

Sedimentológicamente 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. Cuarcitas, Areniscas y Pizarras (Serie Púrpura) (22)

Se apoya discordantemente sobre la Formación Pizarras del Pusa. Se encuentra limitada al Norte por la falla normal de Toledo, no apareciendo nunca en el Dominio Migmatítico.

Esta compuesta por conglomerados (más abundantes en la base), cuarcitas, areniscas y pizarras.

La serie presenta colores rojizos en casi toda su extensión (excepto las cuarcitas).

Se interpreta como un depósito marino somero en la base con episodios de avalanchas conglomeráticas. El resto de la serie representa una progradación de los ambientes arenosos más someros.

2.2.3. Ortocuarzitas (Facies Armoricana) (23)

Sobre los materiales de la Serie Púrpura se sitúa concordantemente una sucesión cuarcítica de edad Arenig que corresponde a la denominada Facies Armoricana.

Aparece ocupando la parte alta de los cerros que producen los mayores relieves de la Hoja y no se observan rocas más modernas por encima, por lo que su potencia ha sido estimada, en hojas próximas, en unos 200 m.

Está compuesta predominantemente por cuarcitas blancas en bancos decimétricos en la base y métricos hacia las partes altas de la sucesión. Tiene intercalaciones pizarrosas de pequeña entidad y que afloran generalmente muy mal.

Se interpreta como una superposición de barras de plataforma que pueden ser debidas a corrientes de marea (PORTERO y DABRIO, 1988 y DABRIO, 1990).

En conjunto forma un "set" de parasecuencias progradantes cuya tendencia general es incierta.

2.3. NEÓGENO

2.3.1. Conglomerados, arenas y bloques polimícticos (24) Aragoniense (Mioceno medio)

Estos materiales detríticos terciarios corresponden a facies proximales y medias de abanicos aluviales. Los aportes se realizan de Sur a Norte, y la litología está determinada por la litología dominante en las zonas de cabecera.

En estos sedimentos se encuentran principalmente materiales procedentes del Dominio de los Montes de Toledo (cuarcitas y rocas graníticas), pero también aparecen cantos procedentes del Dominio Migmatítico, es decir rocas que han sufrido un reducido transporte. El componente principal es, sin embargo, la cuarcita, procedente de los relieves meridionales de rocas paleozoicas. La alteración de los minerales ferromagnesianos que incluyen, otorgan a estos sedimentos unos colores rojizos típicos, excepto en zonas donde la naturaleza de la roca es más arcósica, apareciendo entonces colores más claros.

La falta de buenos afloramientos impide ver la organización interna de estos materiales, pero en aquellos lugares donde se ve mejor parecen indicar una cierta alternancia de niveles de gravas con matriz arenosa con otros de arenas gruesas y limos con cantos. Pueden observarse depósitos canaliformes con estratificación cruzada grosera muy tendida. Corresponden a sistemas fluviales de baja sinuosidad braided proximales, y probablemente también estén representados procesos de transporte en masa ("debris flow").

La edad Aragoniense se atribuye a estos materiales por correlación con los de la vecina Hoja de Mora (658), en la que se encuentran en posiciones estratigráficas inferiores a los depósitos evaporíticos y carbonáticos Vallesienses-Tuolienses, a diferencia de la mayor parte de los trabajos anteriores, que los incluían en el Plioceno a pesar de no poseer ningún control estratigráfico, por semejanza de facies con otros sedimentos, que en zonas como la Cuenca del Guadiana o del Duero (Palencia), sí se disponen por encima de las superficies de los páramos.

La mayor resistencia de los cantos de cuarcita a la alteración química va a conferir a estos sedimentos una expresión morfológica característica, resaltando esta unidad en el relieve de casi todas las zonas donde aflora.

La potencia de esta unidad oscila, según el grado de preservación, entre los 60 y los 15 m.

2.3.2. Conglomerados, arenas y arcillas (25). Plioceno

Bajo este epígrafe se incluyen materiales que han sido tradicionalmente considerados como "rañas". La asignación de este término es problemática (véase MARTÍN-SERRANO, 1988), pero ampliamente extendida en la literatura geológica de esta región. La semejanza con los

materiales detríticos descritos en el apartado anterior puede llevar a confundirlos cuando, unos u otros, se encuentran aislados de otras unidades terciarias que aporten un control estratigráfico.

Son materiales detríticos, con bloques, cantos y arenas de naturaleza predominante cuarcítica, pero también incluyen rocas ígneas y otros metasedimentos. Internamente están poco organizados, son depósitos heterométricos, no apreciándose claramente estructuras tractivas de corriente, sino más bien son formas de transporte en masa o de arroyada. Pueden presentar fuertes encostramientos carbonatados, como los descritos por MOLINA (1980).

El origen de estos sedimentos parece tener lugar hacia el Sur, en la Sierra de Los Yébenes.

La potencia que presentan es reducida, oscilando entre los 3 y los 10 m.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Glacis (26)

Son depósitos de arroyada o gravitacionales que articulan laderas con fondos de valle o superficies estructurales. Los materiales son gravas, arenas y arcillas poco organizados y, dependiendo de la naturaleza más o menos arcillosa de la cabecera, con abundante matriz. Su génesis esta ligada al encajamiento de la red fluvial cuaternaria y a la degradación constante del relieve.

2.4.2. Derrubios de ladera (27)

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

2.4.3. Terrazas (28)

Las terrazas se encuentran muy poco representadas en el ámbito de la Hoja, quedando reducidas a unos depósitos, casi no cartografiables, en el arroyo de la Dehesa de Villaverde, al Sureste. Los sedimentos son polimícticos y de granulometrías heterogéneas, con gravas, arenas y arcillas, poco consolidados.

2.4.4. Aluvial. Fondo de valle (29)

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.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural las rocas aflorantes en la Hoja pertenecen al zócalo forma-

do por rocas afectadas fundamentalmente por la Orogenia Hercínica. En el sector situado al N. del Cerro de Layos y entre las localidades de Argés y Cobisa se encuentra un afloramiento de materiales neógenos que, junto con los materiales cuaternarios, constituyen la cobertera. Ambos conjuntos fueron afectados posteriormente por el ciclo Alpino siendo muchas de las rocas terciarias 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 próximas 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 anatexia en amplias zonas de la Hoja.

La tectónica Alpina 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 son 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 anteriores que producen deformación en este área y en adyacentes.

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

3.2.1. Deformación Precámbrica

Sólo se reconoce en el Dominio de los Montes de Toledo y está representado 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 está puesta de manifiesto por la existencia de una discordancia que pone en contacto las rocas de la Serie Púrpura (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). En la discordancia se reconoce un conglomerado polimítico de potencia variable.

La naturaleza de esta deformación es similar a la descrita para edades similares 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.

3.3. OROGENIA HERCÍNICA

3.3.1. Introducción

Se ha 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 están 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 los cuales 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 no cartografiados enclaves de 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 sólo 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 produce 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 a 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)). En general parece tener una tendencia a estar inclinada hacia el S.

Debido a las condiciones de afloramiento no se observan estructuras relacionables con esta fase a meso y macroescala. 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 (D_2)

3.3.3.1. Dominio Migmatítico

La segunda fase de deformación en el Sistema Central 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.*, en 1991). En este área no se tienen tantas evidencias sobre las características de esta etapa deformativa, debido a la intensa migmatización posterior, pero las existentes apuntan a unas características similares (fábrica planolinar bien marcada, "ribbons" recrystalizados, pliegues isoclinales muy apretados, con charnelas disruptadas, etc.).

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 y en los ortogneises metagraníticos, principalmente en las facies no glandulares.

En los metasedimentos se observa una foliación muy penetrativa que al microscopio parece en ocasiones de carácter milonítico recristalizada, con poligonización de "ribbons" de cuarzo.

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. La foliación principal en estas rocas, probablemente S_2 , varía entre una dirección N110-160°E debido a la acción de pliegues tardíos de ejes norteados, que producen un alabeo en ésta. Así mismo estas foliaciones buzan al N. unas veces y otras al S. debido a la interferencia con pliegues tardíos de dirección aproximada N120E. Las lineaciones minerales y de estiramiento, recristalizadas, muestran direcciones que varían, donde han podido observarse, entre N130E y N165E con una inmersión entre 10 y 40° al SE.

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 probablemente a esta fase.

Los granitoides sincinemáticos (Adamellitas, granodioritas porfídicas y tonalitas deformadas), pueden estar afectados también por esta etapa deformativa, si bien en diferente grado, según estén afectados por una banda de intensa deformación de cizalla dúctil o no; no se descarta que algunos puedan estar deformados únicamente por la siguiente etapa deformativa (D_3).

3.3.3.2. Dominio de los Montes de Toledo

Se ha localizado un afloramiento que presenta una banda de cizalla decamétrica con deformación de carácter milonítico de bajo grado afectando a la Formación Pizarras del Pusa, en el sector más oriental de esta Hoja.

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

3.3.4. Tercera Fase de Deformación (D_3)

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 afectan 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 char-

nela y una geometría variable dependiendo del tipo de foliación a que afecten. Se han observado algunos de estos pliegues aislados, en el sector E. de la Hoja (al N. de Almonacid de Toledo), así como al O. de Burguillos de Toledo, en el sector central, y alguno más en el sector NO. Sus ejes llevan una dirección variable entre N110°E y N155°E con inmersiones al SE. entre 20 y 45° y en algún caso al NO.

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 han observado al microscopio en algunos granitoides inhomogéneos 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 retrovergente; esto supone una modificación de los pliegues de D_1 que hace que en algunos casos los planos axiales estén inclinados hacia el Norte.

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

La única estructura observable en la Hoja que puede atribuirse a esta fase es un pliegue que se encuentra en el afloramiento paleozoico del Cerro de Layos. Se trata de un pliegue que presenta un flanco inverso bien desarrollado y que se asigna a esta fase por afectar a la foliación de fase 1.

3.3.5. Deformaciones tardías

3.3.5.1. Replegamiento Subvertical y Desgarres Tardíos

En todo el Dominio Migmatítico se observa una serie de pliegues de amplio radio de curvatura con planos axiales subverticales que suponen un escaso acortamiento.

En esta Hoja se reconocen dos generaciones de este tipo de pliegues, unos de dirección aproximada N120°E y otros, que parecen afectar a los anteriores, de dirección entre N-S y N20°E con ejes desde subhorizontales a 20°SO 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, en la contigua Hoja de Mora, nº 658).

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

En el sector NO. de la Hoja, al SO. de Argés, se han observado una serie de desgarres relativamente dúctiles de espesor centimétrico, senestros de dirección entre N35 y 60°E y plano de subvertical a 70°NO, y alguno de dirección N130-140°E dextro, que a veces llevan estictolitos asociados en el plano de desgarre y reorientación sin rotura de fenocristales.

En el sector central de la Hoja, en los alrededores de Burguillos de Toledo, se observan también desgarres dúctiles de direcciones N10°E, dextros y N140°E senestros subverticales.

Estas cizallas tardías no han podido ser exactamente relacionadas con el resto de las deformaciones, pero su ductilidad, así como los estictolitos asociados indican que debieron producirse en las postrimerías de la migmatización extensiva del área de estudio, posteriormente a la D₃ y antes de que se genere la Falla de Toledo.

Por otra parte, las direcciones que muestran sus planos parecen relacionadas en el tiempo con las etapas de deformación tardías que generan pliegues subverticales de amplio radio de curvatura.

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 la Hoja se ha llevado a cabo un perfil sísmico de reflexión de alta resolución, a través de este accidente en la vecina Hoja de Mora (659).

En esta Hoja la falla tiene un trazado sinuoso, atravesándola de Este a Oeste aproximadamente por el centro de la misma.

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 con el 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").

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.

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 planolinear con una lineación muy uniforme de dirección N160°-170°E. La foliación lleva una dirección paralela al trazado de la falla buzando hacia el Sur oscilando entre 20° y 45° en general.

Se observan criterios cinemáticos que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo ("Hanging-wall"). Estos criterios 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 de Mora (659) mediante Sísmica de Reflexión de alta resolución, confirman la geometría de bajo ángulo de esta falla y su hundimiento hacia el S. 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.

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 claros 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, en 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 llevan una dirección N10-30°E y tienen un salto en general de pequeña magnitud, siendo la de mayor entidad cartográfica la que desplaza a la banda milonítica al SO. de Layos. Esta falla tiene una componente vertical con el labio O. hundido, debido a la cual se produce al O. de la misma un ensanchamiento del afloramiento de rocas paleozoicas, y probablemente tiene también un salto en dirección.

3.4. TECTÓNICA ALPINA

Las evidencias estructurales del ciclo Alpino en la zona se manifiestan más claramente fuera del ámbito de la Hoja. Así pueden verse diferentes fallas inversas de direcciones aproximadas Este-Oeste, en las vecinas Hojas de Toledo (629), Mora (658) y Gálvez (656). El ejemplo más claro es la falla que se observa en la carretera de Toledo-Ciudad Real, aproximadamente en el Km. 2, donde las rocas del Dominio Migmatítico cabalgan a sedimentos detríticos mesozoicos.

Las facies detríticas terciarias, observables en la adyacente Hoja de Mora (658), nos permiten interpretar una intensa actividad tectónica durante el Aragoniense (Mioceno medio), ya que suponen un importante cúmulo de sedimentos sintectónicos 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 puede descartarse la existencia de rejuegos posteriores de las mismas.

Los últimos episodios de esta tectónica alpina están representados por los procesos que dan lugar al encajamiento de la red fluvial cuaternaria, y que probablemente comenzarían ya a manifestarse en el Plioceno.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja se encuentra ubicada en Los Montes de Toledo, en su sector Nororiental. Está limitada al Norte por la llanura aluvial del río Tajo; al Sur por las Sierras del Castañar y de los Yébenes; al Oeste por los llanos de Gálvez y al Este por el valle del río Algodor y cuenca terciaria del Tajo. Climáticamente muestra un carácter mediterráneo continentalizado, con una pluviometría media anual de unos 360 m y una temperatura media de 15°C.

Orográficamente, la Hoja se caracteriza por una gran planitud. La llanura desciende de Sur a Norte, desde los 770 m en el área de Sonseca hasta los 650 m en su borde Norte. En la franja central aparece una alineación montañosa en dirección E-O, de cierta magnitud. Está constituida por cerros y sierras más o menos aislados: Cerro del Pulgar (907 m), Layos (1.084 m), Cerro de Don Benito (842 m), Sierra de Nambroca (945 m en el Cerro de Marica) y Cerro Oliva (901 m).

La red fluvial de la Hoja, en general poco encajada, toma direcciones en torno a N-S, drenando hacia el Norte. Destaca el Arroyo de Guajaraz, en la mitad occidental de la Hoja, en cuyo valle se localiza el Embalse de Guajaraz.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Morfoestructura

La Hoja se ubica dentro del dominio de la "superficie de Toledo" (VIDAL BOX, 1944), labrada

en rocas ígneas y metasedimentos de edad paleozoica. Un modesto recubrimiento terciario se localiza al Norte del Cerro de Layos. Las sierras que destacan sobre la llanura corresponden a las series cuarcíticas y pizarrosas ordovícicas, que conforman estructuras monoclinales y plegadas. Un estudio morfoestructural detallado de esta Hoja se encuentra en HERRERO (1988).

En general, las unidades morfoestructurales principales de la Hoja son las siguientes:

4.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta

Queda representada por una amplia llanura a unos 700 m de altura media. Afecta a materiales graníticos y rocas metamórficas. En ella pueden diferenciarse dos dominios, al Norte y al Sur respectivamente de la alineación montañosa Pulgar-Layos-Nambroca-Oliva. En ambos casos se observa que las rocas del zócalo están afectadas por una importante alteración relictiva, parcialmente desmantelada en las proximidades y fondos de los valles fluviales más encajados.

4.2.1.2. Sierras paleozoicas

Las Sierras de Pulgar, Layos, Nambroca y Oliva muestran un modelado estructural bien desarrollado, en forma de cuestras, barras y "hog-backs" en cuarcitas, con direcciones NE-SO, E-O y NO-SE. Aparecen rodeadas por diversos depósitos de ladera.

4.2.1.3. Acumulaciones terciarias

Aparecen como una banda de dirección N-S y de unos 1-2 Km de anchura, al Norte del Cerro Layos. Presentan un modelado en mesas, plataformas y replanos horizontales labrados sobre sedimentos detríticos aragonienses.

4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte

Quedan representadas por diversos glaciares de modesto desarrollo rodeando a los relieves cuarcíticos de la franja central de la Hoja. Por otro lado, en el extremo SE aparece un replano correspondiente a un glacis de tipo raña procedente de la Sierra de los Yébenes (al Sur de la Hoja).

4.2.2. 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.

4.2.2.1. Formas de aplanamiento

La superficie más extendida corresponde a la "superficie fundamental de la Meseta" (SCHWENZNER, 1937; SOLE SABARIS, 1952, etc.), que en la Hoja presenta una pendiente suave de Norte a Sur (Fig. 4.1). Los relieves residuales (o montes-isla) de Layos-Nambroca

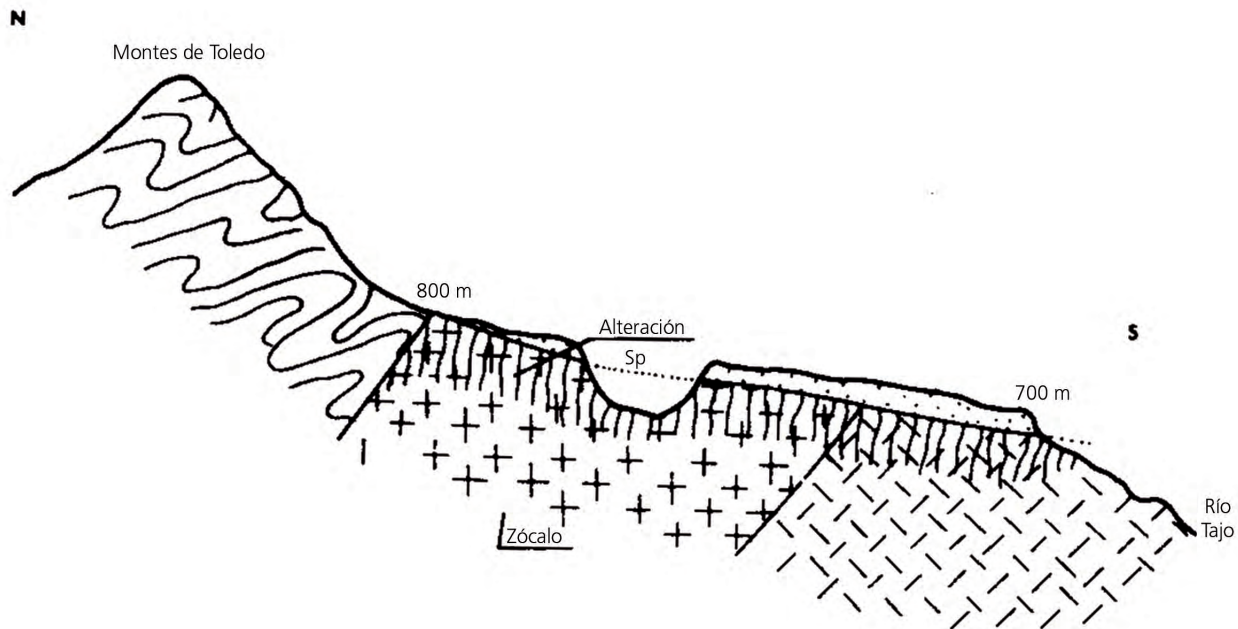


Fig. 4.1. - Corte esquemático del borde septentrional de los Montes de Toledo hacia el río Tajo (Molina y Blanco, 1980). Se distingue una superficie pliocena con depósitos asociados (Sp) que sella una alteración del zócalo

descritos por VIDAL BOX, 1944-, permiten diferenciar dos amplios sectores. Al Sur de los mismos, en el área de Sonseca, se desarrolla sobre materiales granodioríticos un manto de alteración de matriz arenosa formado in situ sobre los granitos. Según OBDENBUSCH, 1982 (en NICOD y VAUDOUR, 1985), se trata de una superficie general antigua ("*Altfläche*"), en la que aparecen esporádicamente encostramientos silíceos correlativos con ella. Se han cartografiado algunos de ellos en el área de El Castañar (alrededores del Arroyo, de San Martín de la Montaña, al E de Pulgar). Al Norte de los montes-isla afecta a materiales migmatíticos y está formada por alteritas. Es denominada por OBDENBUSCH (*op. cit.*) "*Vorlandfläche*" y en ella también aparecen costras silíceas.

Es difícil establecer en detalle la edad de este aplanamiento 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 (1989 a) también estima un origen bajo un clima no muy distinto del reciente o subactual, que favoreciera la creación de un "*pediment*" similar a los descritos en zonas áridas o semi-áridas, llevando al desmantelamiento de la alterita previamente generada bajo un ambiente de sabana. Según este autor, se trataría de "*pediments* de sabana o lavado", de acuerdo con 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 "*piedemonte superior*" de PÉREZ GONZÁLEZ, 1979).

4.2.2.2. Formas graníticas

Basándonos en la cartografía de HERRERO (1988), hemos representado los afloramientos graníticos de la Hoja. El granito presenta aquí una morfología típica de berrocal, desarrollada en las zonas de valles, donde la erosión fluvial ha desmantelado la alterita arenosa. Las formas aparecen en un paisaje alomado y están constituidas por "*tors*", bolos, dorsos de ballena, pidras caballeras, pasillos de arenización, alvéolos, etc.

Según PEDRAZA (1989 a), la morfogénesis 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 correlacio-

nables con algunas propias de ciclos anteriores ("Bornhardts" y domos que aparecen en el Pleistoceno asociados al encajamiento de la red hidrográfica).

4.2.2.3. Formas de piedemonte

Las más antiguas corresponden a la raña, que aparece en el borde Sur de la Hoja, procedente de la Sierra de los Yébenes, con una pendiente de un 7-8%. Está constituida por bolos y cantos rodados de cuarcita, cuarzo, pizarras, granito, etc., con una potencia de apenas 4 m. MOLINA (1980) realiza un estudio de estos depósitos.

Por otro lado, al Norte de Layos se desarrolla un amplio piedemonte, en el que pueden distinguirse dos niveles (PÉREZ GONZÁLEZ, 1979 y fig. 4.2). El superior es un "pediment" en roca alterada (saprolito). Junto con el inferior constituyen glacis de acumulación con delgadas coberteras. El carácter de estos depósitos (limos con cantos cuya potencia no supera los 0,5 m) nos hace pensar que se trata de glacis cuaternarios antiguos, posteriores al nivel general de la raña. Otros autores, sin embargo, identifican a este nivel con la raña (MARTÍN ESCORZA, 1977; HERRERO, 1988).

Según MOLINA (1975), las rañas son sistemas de abanicos aluviales que corresponden al inicio de la red fluvial actual, antes de que ésta se jerarquizase. OBDENBUSCH (*op. cit.*) piensa que la raña es pre-Villafranquiense o incluso pre-pliocena, por correlación con el Campo de Calatrava. La abundancia de caolinita y de illita en su matriz abogarían por un clima de alteración previo; por otra parte, la presencia de calcita en la pátina de los bloques indica una evolución hacia la aridez. Según este autor, se trata de conos de acumulación coalescentes, al menos para el área de Montes de Toledo.

Para PEDRAZA (1989) corresponden al ciclo postarcósico de generación de "pediments" áridos. Sin embargo, según MOLINA, 1975; MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989, su origen podría estar en un clima estacional no necesariamente árido. Algunos autores piensan que su emplazamiento se ha visto favorecido por movimientos tectónicos, miopliocenos (AGUIRRE *et al.*, 1976; MARTÍN ESCORZA, 1977; OBDENBUSCH, 1982). En cualquier caso, su edad parece aceptado que se situaría en torno al Plioceno superior (Villafranquiense).

En cuanto a los glacis cuaternarios, aparte del extenso nivel G_4 de Layos, existen otros tres niveles encajados en él, los cuales se extienden alrededor de los montes- isla de Layos-Nambroca. El más extenso de ellos es el G_2 , sobre todo en el piedemonte de la Sierra de Nambroca. El nivel G_1 , desarrollado al Norte de dicha sierra, enlaza con los rellenos de fondo de valle recientes. En general todos presentan una escasa potencia de depósitos detríticos y una débil pendiente.

4.2.2.4. Formas fluviales

Las formas fluviales acumulativas son muy modestas. Tan sólo aparecen unos pequeños aterrazamientos en el Arroyo de la Dehesa (al SE de la Hoja) y en el Arroyo de Jorge (al NO de Argés). Se trata de unos replanos a +5-10 m sobre los correspondientes ríos, formados por canturrales cuarcíticos empastados en una matriz arenosa. Por otro lado, aparecen numerosos rellenos aluviales recientes de carácter limoarenoso.

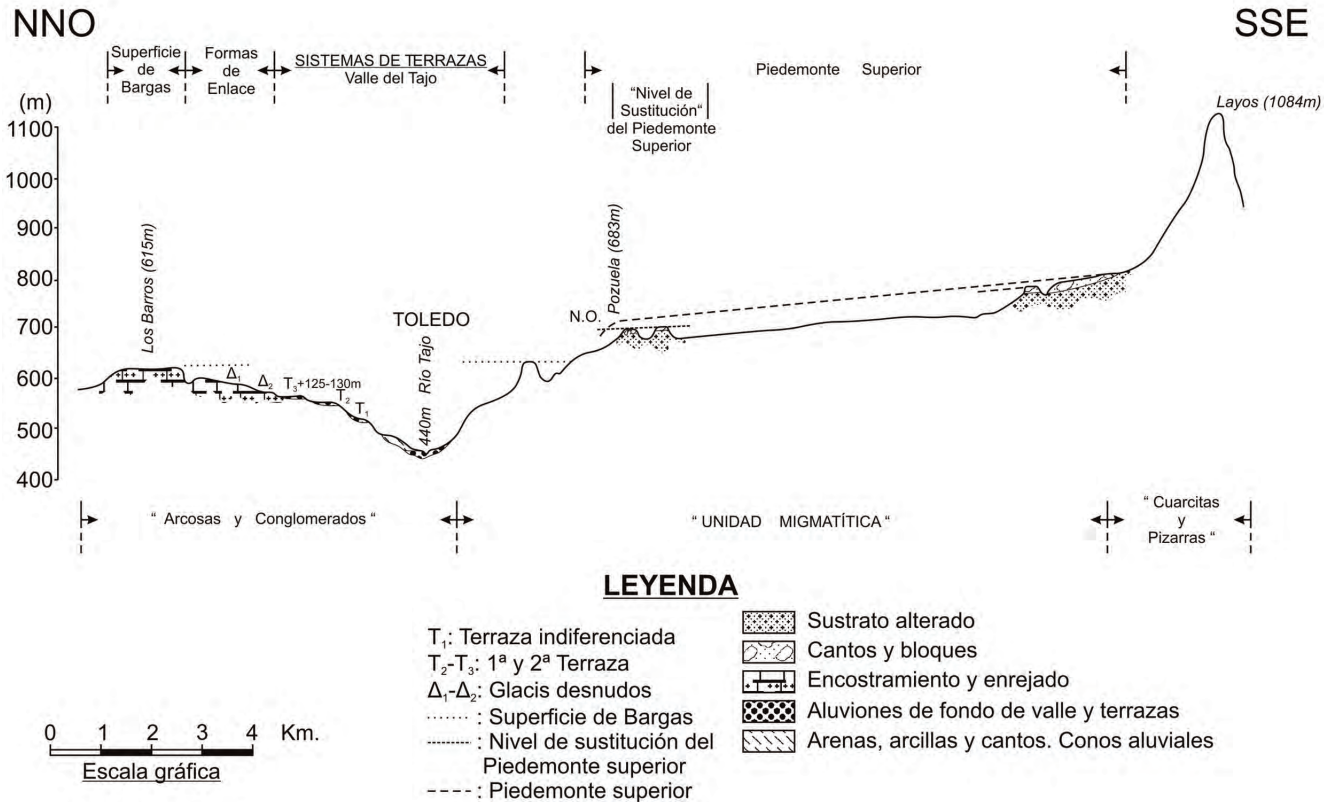


Fig. 4.2. - Perfil geomorfológico Lagos-Los Barros. Muestra las relaciones entre un piedemonte plioceno, las superficies divisorias o penetrativas que inciden en el macizo antiguo y las terrazas del río Tajo en la zona de Toledo (Pérez González, 1980)

En cuanto al modelado erosivo, la Hoja se caracteriza por presentar suaves valles de fondo plano excavados en las alteritas. La red se hace más densa y encajada en el extremo NE de la Hoja y en el valle del Arroyo Guajaraz.

4.2.2.5. Formas de laderas

Los coluviones más desarrollados aparecen rodeando los montes-isla de Pulgar, Layos, Nambroca y Oliva. Se distinguen a veces hasta dos niveles, el más antiguo de los cuales enlaza con rampas modeladas en glacis.

Las laderas en general están muy suavizadas y presentan perfiles convexo-cóncavos. Solo en los tramos superiores de las vertientes de los montes-isla se desarrollan algunos cantiles de cierta entidad.

4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

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

4.3.1. 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 feldspatos 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, caolínítico y preferentemente montmorillonítico (ya citado por VAUDOUR, 1979). 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 escorrenia superficial tiende 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).

4.3.2. Depósitos de piedemonte

La raña del borde SE de la Hoja constituye la continuación de la raña de Los Yébenes. Cerca de este afloramiento, MOLINA (1980) realizó un perfil de la misma.

Sobre un saprolito granítico con enrejado de carbonataciones secundarias este autor encontró restos de calizas del páramo y a continuación paleocanales rellenos con cantos y bloques rodados de cuarcita, cuarzo, pizarra, granito, todo ello cementado por una matriz carbonatada. Hacia arriba se pasaba a una costra caliza brechoide roja, para terminar con un conjunto de ciclotemas similar que culminaba con una costra calcárea zonal. La potencia total puede sobrepasar los 8 m. en algunas zonas.

En cuanto a los glaciares cuaternarios que rodean a los montes-isla de Layos y Nambroca, están constituidos por apenas 0,5-1 m. de cantos cuarcíticos redondeados con una matriz arcillo-limosa ocre; no se reconocen estructuras.

4.3.3. Coluviones

Están representados por 1-2 m. de cantos cuarcíticos angulosos con una matriz limoarcillosa parda, presentando una total desorganización.

4.4. HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

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

Durante la fase de deformación tardihercínica queda constituida 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 RODRIGUEZ 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 4.3.1).

El comienzo del Terciario viene marcado por los primeros impulsos alpinos. La banda estructural de Toledo, con dirección E-O, 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, figura 4.3.2 y 4.3.3). En este momento comienza también la morfogénesis granítica. Durante esta etapa tuvo lugar una epigénesis montmorillonítica correspondiente a condicio-

nes 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 “inselberg” 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 Iberomanchegas. Constituirían el ciclo post-arcósico (figura 4.3.4).

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 4.3.5) 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).

4.5. PROCESOS ACTUALES

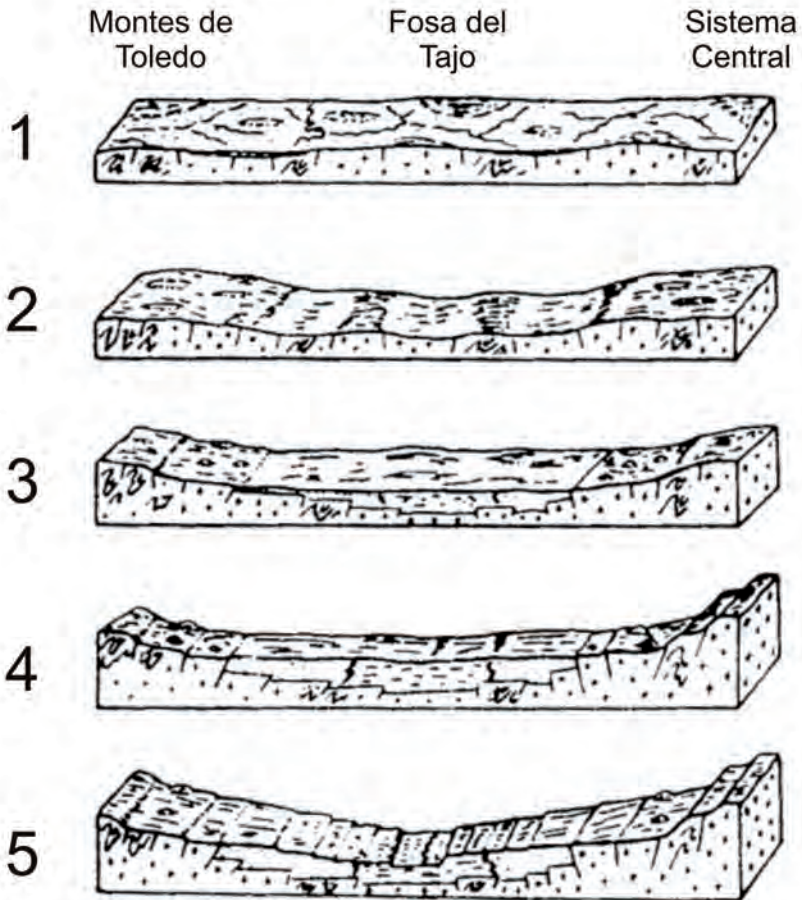
Los únicos procesos actuales reseñables consisten en una progresiva incisión vertical de los cauces, con acarcavamientos incipientes en el extremo NE de la Hoja. Sólo en el extremo SE (Cañada del Prado del Judío y Arroyo de la Dehesa Villaverde) aparecen algunas zonas de difícil drenaje, con problemas de encharcamiento y de inundabilidad durante las tormentas. Finalmente, se aprecian procesos de caída de bloques en algunos de los cantiles cuarcíticos, aunque su magnitud es muy moderada.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas de origen ígneo, aflorantes en la Hoja nº 657 (Sonseca), han sido agrupadas en base a sus relaciones respecto a las principales fases de deformación 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 pre-hercínicas
- Rocas ígneas hercínicas
- Granitoides tardicinemáticos
- Granitoides sincinemáticos



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

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

5.1.1. Rocas ígneas pre-hercínicas

Son aquellas que hicieron intrusión en etapas previas a la Orogenia 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 néisicas foliadas.

5.1.1.1. *Ortogneises biotíticos glandulares (4)*

Afloran en pequeños enclaves restíticos, en su gran mayoría no cartografiables, dentro de los granitoides inhomogéneos y migmatitas.

Se trata de ortogneises biotíticos, glandulares, con textura bandeada, muy migmatizados en general.

Presentan glándulas de feldespato potásico de 2 a 5 cm. de dimensión mayor rodeadas por una foliación penetrativa que es la S_p de todo el área, recrystalizada. Muestran abundantes removilizados feldespáticos.

Se observan granates rodeados por la S_p y agregados de cordierita y granate centimétricos.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y a veces abundante cordierita.

Como minerales accesorios presentan minerales opacos, circón, apatito, así como granate y sillimanita.

Las glándulas de feldespato potásico son pertíticas y tienen inclusiones de cuarzo. Son frecuentes las mirmequitas de plagioclasa y cuarzo, en el contacto entre cristales de feldespato potásico y a veces incluidas en éste.

La sillimanita y el granate se encuentran incluidos en metablastos de cordierita.

5.1.1.2. *Ortogneises metagraníticos leucocráticos (5)*

Se han observado dos facies principales en este tipo de rocas: una glandular y otra no glandular.

Las facies no glandulares están constituidas por ortogneises leucocráticos de composición granítica, muy cuarzo-feldespáticos, de grano fino a medio, poco micáceos con proporciones variables aunque en general bajas de biotita. Se pueden observar desde facies de grano fino aplitoides a facies de grano medio en ocasiones con glándulas de feldespato dispersas, con tamaños entre 2 y 5 cms., pudiendo alcanzar raramente los 7 cms. Las facies de grano medio poco o nada glandulares, en ocasiones presentan agregados de biotita o biotita-granate orientados, definiendo una lineación mineral, de manera similar a los tipos Acebeda del

Sistema Central (AZOR *et al.*, 1991). Se ha observado también una facies algo más biotítica microglandular, con abundantes glándulas de feldespato, menores de 1 cm.

Dentro de los tipos de grano medio son frecuentes los agregados de biotita milimétricos estirados definiendo una lineación mineral. Esta tipología es muy similar a la de los ortogneises de tipo Acebeda del Sistema Central (AZOR *et al.*, 1991).

Esta variación de facies es muy similar a la existente en diversas partes del Sistema Central, como sucede con los macizos leuconéísicos de El Vellón-Pedrezuela en la Hoja de Torrelaguna, nº 509 (BELLIDO *et al.*, en prensa), el macizo de Buitrago y los ortogneises de tipo Acebeda en las Hojas de Buitrago, nº 484 y Prádena, nº 458 (BELLIDO *et al.*, 1991 y AZOR *et al.*, 1991) entre otros.

Es muy frecuente la presencia de granates, desde milimétricos hasta de 1 cm. de diámetro, así como metablastos y agregados de cordierita. También se han encontrado haces de fibrolita paralelos a la foliación.

Se ha podido observar también algún enclave metasedimentario, aunque son muy escasos.

Localmente se ha observado alguna delgada intercalación, no cartografiable, de ortogneises biotíticos bandeados.

Estas rocas presentan una textura plano-lineal con desarrollo de una foliación penetrativa (S_p) que rodea a las glándulas dispersas y a los granates que existen, en ocasiones con "ribbons" de cuarzo recrystalizados. Además muestran una marcada lineación mineral definida por cuarzos elongados y agregados de biotita estirados. Esta foliación de carácter milonítico es similar a la S_2 del Sistema Central.

En general se observa una recrystalización intensa y localmente migmatización, pasando en algunos lugares gradualmente a granitoides inhomogéneos leucocráticos.

Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita. Esta última puede faltar en algún caso. El feldespato potásico abunda mucho más que la plagioclasa.

Como minerales accesorios presenta sillimanita, granate, minerales opacos y espinela, así como moscovita tardía.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante y a menudo morfología acintada ("ribbons") rodeando a los feldespatos. Define una foliación a menudo milonítica, recrystalizada, junto con haces de sillimanita prismática y a veces biotita.

Se ha observado en algún caso un haz de fibrolita paralelo a la foliación principal, en el cual se ve que la S_p es de crenulación y ambas, S_p y la foliación anterior, están definidas por sillimanita. En este caso la S_p puede ser equivalente a la S_3 del Sistema Central.

Las plagioclasas presentan a veces un redondeamiento tectónico y están rodeadas por "rib-

bons" de cuarzo. Se observan numerosos intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo en el contacto entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

Los granates son alotriomorfos con inclusiones de cuarzo y se alinean a veces en bandas paralelas a la foliación.

La cordierita es alotriomorfa y en ocasiones subidiomorfa. Es posterior a la S_p y se distribuye a menudo en bandas paralelas a ésta. Está muy alterada a sericita y pinnita. Suele incluir cuarzo y sillimanita.

La espinela accesoria suele estar presente en la mineralogía de estas rocas, a menudo en relación con sillimanita y a veces con feldespato potásico.

5.1.1.3. *Ortogneises metagraníticos leucocráticos en facies glandulares (6)*

Son muy similares a las anteriormente descritas, con la salvedad de que presentan numerosas glandulas de feldespato potásico, en general entre 3 y 6 cms., aunque pueden alcanzar hasta 11 cms., rodeadas por la foliación principal con desarrollo de colas de presión.

Se observan fácilmente en el campo granates de hasta 1 cm. La proporción de biotita varía, variando por tanto el color, pero siempre se mantiene baja.

Existen tipos glandulares, con numerosas glándulas de feldespato de 2-3 cms., y porfidismo poco contrastado y algo de biotita, que recuerdan a algunos tipos del Sistema Central, como los ortogneises de tipo El Vellón (BELLIDO *et al.*, en prensa).

Están afectados por la migmatización presente en todo el área, dando lugar a recristalización y generación de removilizados cuarzo-feldespáticos en unos casos, mientras que en otros pasan gradualmente a leucogranitoides inhomogéneos con glándulas.

Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita.

Como minerales accesorios suele presentar granate, minerales opacos, sillimanita y a veces circón.

Se observan también placas de moscovita tardía.

Las características de estos minerales son similares a las de las facies no glandulares.

5.1.2. 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. Aho ra 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 hercínicas 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 y/o concordantes. Por el contrario, aquéllos otros que se han emplazado en etapas tardías, o al menos con posterioridad a las fases de deformación principales, muestran fábricas isotropas, 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).

5.1.2.1. *Granitoides sincinemáticos*

a. *Tonalitas deformadas (7)*

Se presentan como pequeños afloramientos alargados paralelos a la dirección de las estructuras, en su gran mayoría no cartografiables. Sólo algunos son representables en la cartografía, alcanzando el mayor aproximadamente 1,5 Km. de largo. A menudo, aunque no siempre, están en relación con los granitoides porfídicos de tipo Argés-Guadamur, como enclaves en éstos.

Se trata de granitoides oscuros, biotíticos de grano fino a medio con textura microgranuda, en general no porfídicos, aunque ocasionalmente pueden presentar algún fenocristal disperso de feldespatos.

Presentan una foliación penetrativa paralela a la foliación principal regional, recrystalizada y poligonizada.

Su composición es fundamentalmente tonalítica, aunque se han observado términos próximos a las granodioritas y otros de carácter cuarzodiorítico.

Su mineralogía principal está constituida por plagioclasa, cuarzo y biotita. En los términos de composiciones próximas a las granodioritas se observa también feldespato potásico, mientras que en los términos cuarzodioríticos se ha observado, en un caso, la aparición del abundante anfíbol verde. ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) citan también, en estos términos, la presencia en algún caso de ortopiroxeno o clinopiroxeno.

Como minerales accesorios se observan minerales opacos, circón, apatito y granate, principalmente, y en ocasiones espinela y feldespato potásico.

Es frecuente la aparición de sericita, clorita y epidota/clinozoisita secundaria, así como en ocasiones carbonatos, esfena y moscovita tardía.

Los cuarzos suelen estar muy recrystalizados, a menudo con puntos triples a 120°. En ocasiones, no obstante, presentan extinción ondulante debido probablemente a deformaciones tardías, lo mismo que algunas biotitas y plagioclasas.

La plagioclasa presenta inclusiones de cuarzo así como en ocasiones texturas de intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo en los contactos con algún cristal de feldespato potásico. Algún cristal de plagioclasa puede alcanzar 3,5 mm. Se ha observado, en una muestra, la presencia de algunas plagioclasas no alteradas parcialmente a sericita, como la mayoría, que presentan incluidas "nubes" de espinela. También se han observado inclusiones de apatito.

La biotita a menudo conserva cierta morfología tabular, orientada, definiendo, junto con algunas plagioclasas elongadas, una foliación recrystalizada posteriormente. Suele incluir a menudo circones con halo pleocroico así como apatitos (de subidiomorfos a idiomorfos).

El feldespato potásico presenta pertitas en parches de plagioclasa así como inclusiones de cuarzo y biotita.

Los granates son alotriomorfos, en general menores de 1 mm., e incluyen a menudo cuarzo, minerales opacos y biotita.

b. Adamellitas y granodioritas porfídicas deformadas. Tipo Argés-Guadamur (8)

Los granitoides de tipo Argés-Guadamur han sido definidos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), y afloran como enclaves de tamaño variable e incluso grandes macizos alargados de dimensión mayor paralela a las estructuras, en dirección NO-SE, dentro de una gran masa de granitoides inhomogéneos y migmatitas. El más grande de estos macizos se encuentra situado en un área entre las localidades de Argés-Guadamur y Polán, en el sector Noroeste de la Hoja.

Son granitoides de grano medio en general, aunque en ocasiones pueden ser de grano medio a grueso, biotíticos y muy porfídicos en general, si bien se pueden observar a menudo facies con megacristales de feldespato dispersos y en menor proporción facies no porfídicas. Ambos tipos de facies se pueden observar en el mismo afloramiento. Presentan fenocristales de feldespato potásico rectangulares cuya dimensión máxima varía predominantemente entre 2 y 4 cms. llegando a alcanzar los 7 cms. en algún caso. También pueden observarse facies con fenocristales comprendidos entre 1 y 2 ó 3 cms.

Su composición varía principalmente entre adamellitas y granodioritas. Suelen presentar enclaves microgranulares oscuros de composición principalmente tonalítica, aunque también se han observado enclaves microgranulares cuarzodioríticos y granodioríticos. Ocasionalmente presentan algún enclave metamórfico. Son frecuentes los enclaves surmicáceos orientados paralelamente a la foliación principal, con tamaños comprendidos entre 2 y 3 cms. en general, pudiendo alcanzar los 10 cms.

Muy a menudo se observan granates de hasta 1 cm.

Poseen una deformación con desarrollo de una foliación marcada por la orientación de los fenocristales de feldespato y de las biotitas que rodean a éstos. 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 hasta 4 cms. posteriores a la foliación, en relación con este evento metamórfico posterior.

El evento metamórfico que genera la recristalización posterior a la foliación principal y la blastesis de cordierita, ha provocado también la migmatización local de algunos de estos enclaves o macizos granitoides, generándose bandas y venas de removilizados leucocráticos con granate que llegan a cortar a la foliación principal. Puntualmente se observan tránsitos graduales a granitoides inhomogéneos con inclusiones centimétricas globulares de cuarzo.

Los granitoides de tipo Argés-Guadamur están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, pudiendo presentar en ocasiones, cordierita. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran minerales opacos, apatito, circón y granate principalmente, y también en ocasiones cordierita, sillimanita, y más raramente allanita, anfíbol, rutilo y turmalina.

Es frecuente la presencia de moscovita tardía y de sericita, clorita y pinnita de alteración de los minerales principales. Se han encontrado también carbonatos y epidota-clinozoisita de alteración.

El cuarzo suele presentar cierta extinción ondulante, debido a las deformaciones tardías hercínicas. En ocasiones se presenta como agregados globulares de hasta 5 mm., al microscopio. Se ha observado también en una muestra una foliación milonítica recristalizada, definida por la orientación de biotita, cristales de feldespato potásico elongado y "ribbons" de cuarzo parcialmente poligonizados, que rodean a estos megacristales. Esta foliación principal aquí y en buena parte de los afloramientos podría ser la S_2 , sin descartar que en algunos casos sea S_3 .

La plagioclasa, se encuentra en ocasiones débilmente doblada y fracturada debido a estas deformaciones tardías. Su composición ha sido estudiada por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) y varía desde An_{50} en los tipos tonalíticos a An_{29} en las adamellititas. Presenta a menudo maclado polisintético y en algunas ocasiones zonado concéntrico. Muestra muy a menudo 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 granate.

El feldespato potásico a menudo tiene texturas pertíticas, en parches y lamelares. En las texturas pertíticas 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 y de granate.

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 en intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo. Presenta un pleocroísmo 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. Forma en ocasiones agregados.

Se observan también, a veces, placas de moscovita tardía desarrolladas sobre feldespato potásico.

5.1.2.2. *Granitoides tardicinemáticos*

A) Granitoides inhomogéneos y migmatitas.

En este apartado se engloban rocas migmatíticas en las que no es posible reconocer el protolito del que 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 a menudo se ha observado un paso gradual de ortogneises metagraníticos leucocráticos 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 genético.

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, en facies oscuras con Biotita + Cordierita (9)

Corresponden en gran medida a la agrupación de las migmatitas y melaadamellitas 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 3 y 10 cm así como en ocasiones fenocristales de feldespato rectangulares de 3 a 7 cm y otras veces equidimensionales. Su tamaño de grano varía entre fino y medio-gruoso. A menudo la matriz es plagiodiomorfa.

Es muy característico de este tipo la presencia de inclusiones globulares de cuarzo desde 2-3 cm hasta 22 cm de diámetro, así como numerosos enclaves surmicáceos centimétricos. Son muy frecuentes también los enclaves de rocas metamórficas, tanto paraderivadas (esquistos, metaareniscas, rocas de silicatos cálcicos, etc.), como ortoderivadas (ortogneises biotíticos bandeados y glandulares, ortoanfibolitas, etc.), con tamaños que varían desde 3 a 80 cm e

incluso varios metros. En estos enclaves a veces se observan pliegues (probablemente de D_3) que pliegan a una foliación principal (probablemente S_2), mientras que el granitoide no presenta deformación o es una foliación anterior relictiva, recrystalizada. Así mismo se encuentran algunos enclaves decimétricos de granitoides de tipo Argés-Guadamur, y microgranulares oscuros de carácter tonalítico, a veces con anfíbol.

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

Se pueden observar frecuentemente agregados de cordierita de 2 a 5 ó 6 cm.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, cordierita muy abundante, biotita y feldespato potásico (éste en menor proporción). En algún caso la cordierita es abundantísima y la roca está constituida por cuarzo, cordierita y biotita con plagioclasa accesoria.

Como minerales accesorios se han observado sillimanita (incluida en cordierita y plagioclasa), minerales opacos, apatito, circón y espinela. La espinela, a veces muy abundante, se observa predominantemente en restitas que conservan todavía la foliación recrystalizada, constituidas principalmente por cordierita, sillimanita, opacos y biotita. En algunas ocasiones se ha encontrado granate.

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 pertíticas 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 tanto haces de fibrolita como agujas de sillimanita y sillimanita prismática. En ocasiones los haces de sillimanita incluidos en cordierita muestran una foliación de crenulación intensa, definida por la sillimanita tanto en la primera (relativa) como en la segunda foliación. También es frecuente que incluya espinela.

La biotita se presenta como placas rojizas que en general están desorientadas y a veces for-

man 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.

Los granates son en general menores de 1 mm, aunque pueden alcanzar más de 2 mm, alotriomorfos poiquiloblásticos, e incluyen cuarzo, agujas de sillimanita y biotita.

b. Idem anterior (9) de facies leucocráticas con Cordierita (10)

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 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 de varios centímetros, granate, cordierita-granate y micas. Se han observado granates de hasta 2 ó 3 cm. En algunos lugares se presentan bandas o zonas irregulares de un granitoide inhomogéneo biotítico-cordierítico como el antes descrito.

En ocasiones son macizos relativamente homogéneos que no muestran bandeo; sin embargo en otros casos se conserva una foliación relictas que les da un aspecto similar al de un ortogneis leucocrático a veces glandular.

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 feldespato, de 1 a 2 cm dispersos.

En general no presentan enclaves, aunque se ha observado algún enclave metasedimentario.

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

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

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

El feldespato potásico es en ocasiones perfitico tanto en parches como en lamelas. Incluye a veces gotas de cuarzo y en otras ocasiones además sillimanita prismática. También se ha visto

sillimanita en inclusiones de plagioclasa en feldespato potásico. Se han observado también inclusiones de cuarzo en "gotas", así como de intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo.

La cordierita se ha visto como individuos subidiomorfos bastante poco alterados, y en ocasiones poiquiloblástica incluyendo biotita y cuarzo.

Los granates son alotriomorfos e incluyen cuarzo y minerales opacos. En ocasiones se los ve incluidos en plagioclasa.

La sillimanita es de tipo prismático y se observa ocasionalmente incluida en cordierita.

c. Idem anterior (9) de facies de grano fino con Biotita – Moscovita (11)

Se trata de un macizo pequeño (menor de 1 Km²) situado al S de Burguillos de Toledo.

Es un granito de grano fino-medio en general, con biotita y a veces moscovita. En algunas zonas se puede observar una foliación relicta y en otras tienen un aspecto relativamente homogéneo. Presenta tonos relativamente claros debido a que las micas son poco abundantes. La biotita a veces se presenta en grandes placas, lo que les da aspecto de "ala de mosca".

Los minerales principales que lo constituyen son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en menor proporción biotita. El feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa.

Como minerales accesorios presentan moscovita, minerales opacos, apatito, turmalina y andalucita.

El feldespato potásico a menudo presenta texturas perfiticas, tanto lamelares como en parches, y contiene en ocasiones inclusiones de cuarzo.

La plagioclasa es frecuentemente subidiomorfa. Presenta macla polisintética. Se observan intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo en los contactos con cristales de feldespato potásico e inclusiones de cuarzo.

La biotita se presenta como placas pleocroicas de tonos marrón amarillento a marrón rojizo.

La andalucita suele presentar una corona de moscovita en los bordes.

La moscovita se presenta como laminas poiquiloblásticas tardías.

B) Alineación plutónica Mora-Gálvez

Estos cuerpos están representados por las rocas que constituyen la Alineación plutónica Mora-Gálvez y muestran caracteres tardicinemáticos respecto de las principales fases de deformación de la Orogenia Hercínica (post-F₁ y post-F₂). Solamente la parte Norte del Macizo de Gálvez muestra una foliación frágil y espaciada (cataclástica), paralela a la falla extensional

buzante 30-45°S, que lo pone en contacto con los materiales del Dominio Migmatítico (DM). Este accidente tardihercínico, lleva asociado una amplia banda con desarrollo de fábricas miloníticas en los materiales del DM (Banda milonítica, APARICO YAGÜE, 1971).

La Alineación Mora-Gálvez se extiende de forma continua por las Hojas núms. 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 núms. 655 Los Navalmorales, 654 El Puente del Arbobispo) hasta Navalmoral de la Mata a lo largo de unos 200 km.

En su conjunto, 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 de una plataforma morfológica en torno a 650-800 m de altitud, que queda limitada al N por las Sierras de Montes-Islas (Oliva 901 m, Layos 1084 m, Cerro del Pulgar 907 m, Pico de Noez 1035 m, etc.), y al S por las primeras estribaciones de los Montes de Toledo.

d. Granitos y/o Monzogranitos biotíticos de grano medio – grueso con megacristales de Feldespato K ± Cordierita (tipo Mora – Menasalvas) (12)

Los granitos biotíticos aflorantes en la Hoja de Sonseca forman parte de una unidad mayor que se extiende desde la parte SO de la Hoja de Mora (658) hasta la de Navahermosa (684) y Gálvez (656). La uniformidad de caracteres mineralógicos y texturales que aparece a lo largo de todos sus afloramientos nos ha permitido englobarlos bajo la denominación de monzogranitos biotíticos de grano medio-grueso con megacristales de feldespato-K ± cordierita (tipo Mora-Menasalbas).

Estas rocas muestran caracteres intrusivos sobre los materiales del Cámbrico inferior a lo largo de todo su contacto N donde desarrolla una aureola térmica de contacto que alcanza la facies de corneanas hornbléndicas. Por su borde S, ya dentro de la Hoja nº 685 (Los Yébenes), es igualmente de carácter intrusivo en los materiales del Cámbrico inferior-Ordovícico inferior, aunque está en su mayor parte fosilizado por depósitos de rañas y cuaternarios. La aureola de contacto afecta a rocas situadas hasta 3-5 km del contacto con paragénesis minerales en facies de corneanas hornbléndicas (VÁZQUEZ *et al.*, 1988).

El nivel de arrasamiento de la zona y la proliferación de suelos a favor del lehm granítico propician el escaso desarrollo de buenos cortes naturales; no obstante, la existencia de pequeños afloramientos aislados y los cortes a través de los ríos Guajaraz y San Martín de la Montaña proporcionan una información adecuada para extrapolar esta unidad granítica.

De visu, se caracterizan por su color gris y textura heterogranular en la que destacan megacristales de feldespato-K en una trama de grano medio-grueso. El tamaño de los megacristales, por lo general, fluctúa entre algunos centímetros (2-6 cm) aunque ocasionalmente puede alcanzar 10-12cm de longitud por 2-5 cm de anchura. La distribución de los mismos parece aleatoria ya que existen puntos donde son frecuentes y otros donde escasean o son inexistentes a escala métrica. En algunos afloramientos del Arroyo de San Martín de la Mon-

tiña, al S del puente de la carretera comarcal 402, y a modo de curiosidad, diremos que se han contabilizado 410 megacrystales de feldespato-K por m². De ahí que a estos granitos los adjetivemos "... con megacrystales" 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 megacrystales de feldespato-K son más abundantes y muestran una distribución más regular a lo largo de todos los afloramientos.

El estudio microscópico permite reconocer una textura granular a 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%), ± cordierita (1%). Entre los minerales secundarios o de alteración se han reconocido moscovita, clorita, epidota, sericita, adularia, calcita, rutilo y óxidos de Fe. La mayoría de las muestras analizadas corresponden a monzogranitos leucocráticos (M'=8), si bien algunas se proyectan en el diagrama QAP (Fig. 5.1.) 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 llegan a alcanzar tamaño centimétrico (característica que destaca junto a los megacrystales 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 muestra una fluctuación modal entre 22,4 - 44,8% bajo la forma de cristales prismáticos idiomorfos a subidiomorfos con maclado polisintético y zonado oscilatorio generalmente normal, con núcleos de hasta An₆₀ a A₁₂. Localmente, puede incluir cristales de biotita. Una característica que aunque no muy desarrollada sí es persistente en estos granitos, es la formación de texturas mirmequíticas 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 inalteradas en afloramientos frescos, aunque también son frecuentes procesos de damouritización acompañados de epidota, clorita, ± calcita, etc., especialmente en zonas de fracturación.

La biotita fluctúa entre 6,0 - 18,8% formando placas idio-subidiomorfos con abundantes y omnipresentes inclusiones de circón con sus típicos halos pleocroicos y pequeños prismas de apatito que también muestran suaves 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-K son relativamente frecuentes. En el contacto con feldespato-K pueden desarrollar texturas simplectíticas. 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-K 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 plagiocla-

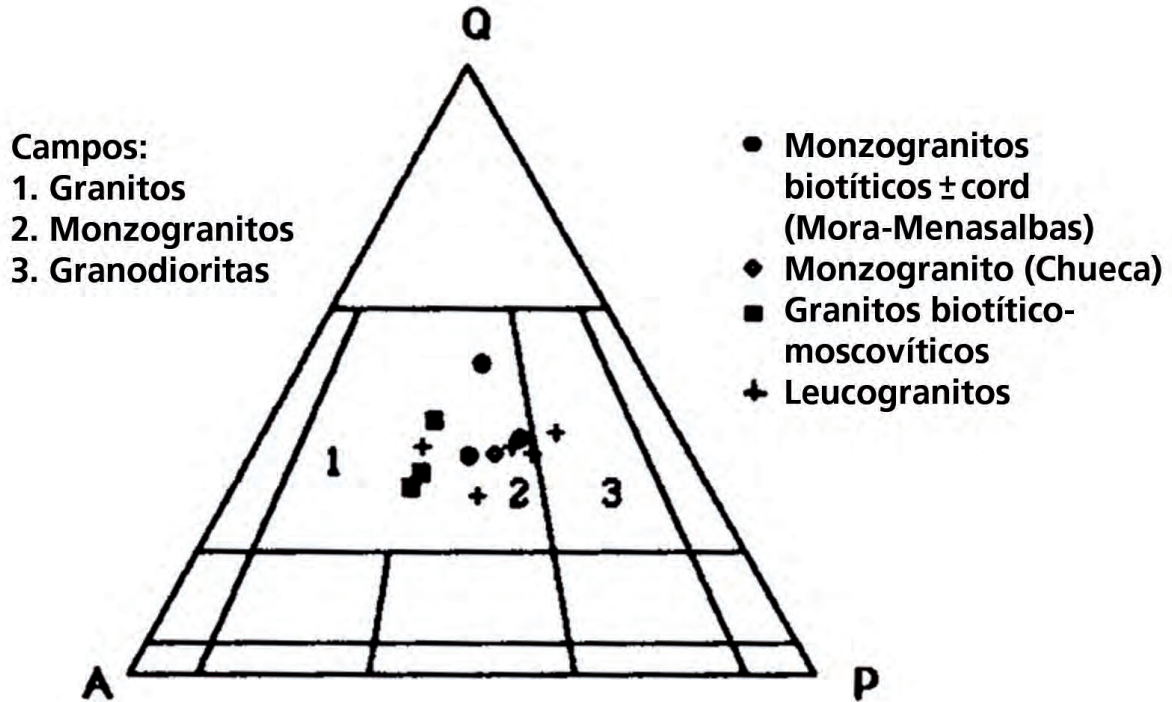


Figura 5.1. - Proyección de los granitos de la hoja de Sonseca en el diagrama QAP. Los datos de los leucogranitos según Andonaegui (1190).

sa, biotita y cuarzo. Y como cristales xenomorfos intersticiales con numerosas inclusiones de plagioclasa, biotita, cuarzo y, ocasionalmente, cordierita. Es en estos cristales de feldespato donde se forman texturas mirmequíticas en la interfase con los de plagioclasa. También hay presencia local de maclas de Carlsbad, microclina y microperitas filamentosas. Pequeñas placas desfleadas o agregados de moscovita suelen formarse sobre los 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 amarillenta (pinnita). Generalmente, se trata de granos subredondeados 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 de un mineral secundario que se forma a partir de cordierita, feldespato-K y biotita; respecto a esta última puede aparecer en placas interlaminaadas con ella, y más raramente formando agregados en haces de aspecto radial.

Las menas metálicas son muy escasas en estas rocas.

El orden de cristalización deducido de las relaciones texturales puede ser esquematizado de la siguiente manera.

El estadio de cristalización precoz (cristalización en profundidad) queda marcado por los minerales accesorios (circón, apatito, opacos, etc.) que aparecen incluidos, fundamentalmente, en las biotitas.

Durante la fase de cristalización principal, que corresponde al estadio en el que todos los minerales principales están ya presentes en el momento del emplazamiento de la masa granítica, tiene lugar la formación de la mayor parte de biotita y plagioclasa iniciada ya en el estadio precoz; cuarzo y feldespato-K son en general tardíos respecto de los anteriores. Algunos cuarzos subidiomorfos pequeños incluidos en feldespatos sugieren una cristalización temprana al igual que los subredondeados de tamaño milimétrico. Los megacristales de feldespato-K porían haber comenzado en una fase relativamente temprana, aunque su configuración definitiva es posterior a la biotita y a la plagioclasa, mientras que los cuarzos y feldespatos-K xenomorfos intersticiales son tardíos.

Por último en la etapa tardimagmática (post-emplazamiento) tienen lugar los procesos *subsolidus* y deutéricos (texturas mirmequíticas, moscovitización, sericitización, cloritización, etc.).

Las características petrográficas de estos granitos son muy similares a las descritas para los granitos tipo-S del Batolito de Kosciusko (ver por ejemplo, HINE *et al.*, 1978).

e. Granitos y/o monzogranitos porfídicos biotítico-moscovíticos ± cordierita (13)

Esta variedad petrográfica sólo tiene representación a escala de la alineación plutónica Mora-Gálvez, en la presente Hoja. Se trata de un afloramiento E-O de 5 km de longitud por una

anchura máxima de 1 km al E de la localidad de Chueca, enclavado dentro de los monzogranitos biotíticos con megacristales de feldespato-K (tipo Mora-Mensalbas).

De *visu*, se diferencian de los anteriores por una mayor cantidad de megacristales de feldespato-K que le confieren un aspecto marcadamente porfídico; la matriz, holocristalina, es en general de menor tamaño (grano medio) que la de la variedad Mora-Mensalbas y con tendencia heterogranular. También se reconocen los agregados subredondeados de cuarzo de tamaño milimétrico, tan característicos de la variedad anterior. La naturaleza del contacto no ha sido posible precizarla sobre el campo y el criterio seguido, un tanto subjetivo, viene dado por la mayor presencia de megacristales de feldespato. Se han medido orientaciones de estos megacristales: N100-125°E, las más frecuentes, y otras más norteadas N15°E y N150°E próximas al borde E.

Puesto que las características de los minerales son similares a las descritas para el monzogranito de Mora-Mensalbas, remitimos al lector al apartado anterior. Sin embargo, hay que resaltar una mayor presencia de moscovita en agregados de varios cristales, a veces en disposición radial, asociados a biotita-clorita, a cordieritas totalmente pseudomorfizadas y a feldespato-K, así como las diferencias texturales antes aludidas. La moscovita parece ser en su totalidad de origen secundario, asociada a la etapa tardi-magmática (reemplazamientos de aluminosilicatos, alteración de cordierita, transformación de feldespatos y biotita, etc.).

El análisis modal de una muestra es el siguiente: Cuarzo (29,9%), feldespato-K (23,5%), plagioclasa (29,3%), biotita (9,2%), moscovita (5,6%), cordierita (0,9%), apatito (0,3%), circón (0,2%), opacos (0,3%) y crecimientos mirmequíticos (0,2%). Su proyección en el diagrama QAP (STRECKEISEN, 1974) permite clasificarla como un monzogranito.

En el interior de este afloramiento se han diferenciado dos pequeñas masas de rocas (14) similares en composición pero de grano más fino y marcadamente porfídicas con matriz microgranuda de tendencia xenomórfica.

f. Granitos biotítico – moscovíticos de grano medio – fino con Cordierita y Andalucita (15)

Estos granitos constituyen un pequeño afloramiento de unos 3,5 km² en el extremo SE de la Hoja y se introduce por el S en la vecina Hoja nº 685 (Los Yébenes), con una extensión desconocida, ya que no aparece diferenciado en la cartografía de dicha Hoja. Las relaciones con los monzogranitos no parecen ser intrusivas netas, lo que hace pensar en un contacto transicional aunque limitado sobre el terreno. En cartografía, no obstante, se ha diferenciado con un contacto continuo de carácter intrusivo.

Las características más sobresalientes de *visu* son su textura equigranular de grano medio a fino, la escasez o ausencia de megacristales de feldespatos, la presencia de diminutas moscovitas y su coloración clara rosácea.

Al microscopio muestran una textura granular hipidiomórfica, compuesta por cuarzo (31,8%), feldespato-K (35,5%), plagioclasa (22,3%), biotita (4,0%), moscovita (4,3%), cordierita (1,3%), andalucita (0,3%), apatito (0,2%), circón (0,1%) y opacos (0,1%). De acuerdo con

esta mineralogía, su clasificación QAP es la de granito leucocrático biotítico-moscovítico con cordierita + andalucita.

La plagioclasa aparece como cristales prismáticos idio-subidimorfos, maclada y con zonado concéntrico, y como pequeños cristales xenomorfos intergranulares. El feldespato-K es de tendencia xenomorfa, aunque existen algunos cristales subidiomorfos con macla de Carlsbad. Son frecuentes las inclusiones de biotita y plagioclasa que desarrollan delgados bordes mirmequíticos. El cuarzo es predominantemente xenomorfo y tardío. La biotita aparece en pequeños cristales prismáticos englobada en plagioclasa y en placas desflecadas a veces intercrecidas o interlaminadas con moscovita. La cordierita puede llegar al 2,5% y siempre aparece pseudomorfizada por agregados de moscovita, biotita y pinnita. La moscovita es en su mayor parte un mineral de transformación a partir de cordierita, andalucita, feldespato-K, etc.; también existen placas milimétricas de aspecto limpio y tamaño equivalente al de otras fases minerales que podrían ser interpretadas, de acuerdo con los criterios dados por MILLER *et al.* (1981), como primarias. La andalucita es muy escasa y aparece como pequeños cristales relictos rodeados por moscovita.

g. Leucogranitos moscovíticos ± Biotita ± Cordierita ± Granate ± Turmalina (Tipo Cerro Torcón) (16). Aplitas (2)

Estos granitos se caracterizan por el tipo de afloramiento 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 graníticos 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 algo difusos sobre los monzogranitos. Con frecuencia, estas masas presentan un bandeado centimétrico a métrico, marcado por variaciones texturales de rocas microgranudas apliticas a pegmatoides.

El mayor afloramiento se localiza en el pueblo de Mazarambroz, y se trata de un cuerpo tabular de apenas unas decenas de metros de espesor, elongado N-S. El contacto con los monzogranitos es neto, aunque no cortante, y puede seguirse prácticamente como una curva de nivel. En conjunto, toda la masa es ligeramente buzante al N-NO unos 15° al N de Mazarambroz y de unos 8° en su parte S. Estas superficies de fluidalidad magmática son coincidentes con las superficies planares que se han medido en el monzogranito infrayacente. También existen otros afloramientos menores de tamaño métrico a decamétrico, que quedan aislados a modo de restos erosionados de un cuerpo mayor.

Por otra parte son muy numerosos los diques de Aplita (2) de potencia métrica a decimétrica, especialmente entre las localidades de Mazarambroz y Cuerva, con una dirección muy constante entre N50-70°E. Estos, son cortados por diques de pórfidos graníticos de la misma dirección, y a su vez, ambos, por filones de cuarzo que representan la etapa póstuma de actividad ígnea en la zona.

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 xenomórfica, más o menos aplitoides, y más raramente subhipidimórficas, marcadas por el desarrollo prismático de la plagioclasa y algunas micas. También son frecuentes los intercecimientos granofídicos cuarzo-feldespáticos y las cavidades miarolíticas. En general, este tipo de texturas es indicativo de condiciones de cristalización en un emplazamiento superficial de tipo subvolcánico, a partir de un fundido de baja temperatura con volátiles.

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 divesas morfologías: cristales subidiomorfos de cristalización temprana; cristales xenomorfos 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 texturas 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 micropertitas filamentosas.

La moscovita (6%) se presenta bajo dos formas diferentes: como cristales prismáticos más o menos desflecados y en agregados xenomorfos sobre minerales. Los primeros podrían 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 que 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 cloriticos. La cordierita está siempre pseudomorfizada por agregados de moscovita en cristales xenomorfos irregulares desorientados. La andalucita es muy escasa y local en estos granitos; se han reconocido pequeños prismas desflecados por moscovita o incluidos en plagioclasa. La turmalina es local y aparece fundamentalmente asociada a los núcleos pegmatoides, en cristales prismáticos con disposición radial, junto con cuarzos prismáticos y feldespatos.

5.1.3. Rocas filonianas

A) Dominio Migmatítico

5.1.3.1. Pórfidos Graníticos (3)

Están escasamente representados en el Dominio Migmatítico. Presentan direcciones entre N70° y 100°E, subverticales, y potencias variables entre 50 cm y 4 m. En el sector NO de la Hoja se ha observado algún dique de pórfido no cartografiado con dirección N10°E.

Son pórfidos de grano fino, leucocráticos, con fenocristales milimétricos de feldespato y cuarzo principalmente, así como algunos, agregados oscuros, posiblemente de biotita. Por su composición serían pórfidos graníticos. Están alterados y es difícil a veces reconocer bien su mineralogía.

Presentan una matriz de grano fino hasta microcristalina cuarzo-micacea, de tonos claros y en menor proporción feldespato potásico.

Los fenocristales son de cuarzo, de idiomorfos a subidiomorfos con algunos “golfos de corrosión”, de feldespato potásico y plagioclasas, también idiomorfos y en menor proporción biotita.

Como accesorios se observan minerales opacos.

Se han observado feldespatos con intercrecimientos gráficos de cuarzo.

En algún caso los fenocristales son únicamente de cuarzo.

En el sector NO, a unos 2,5 Km al E de Guadamur, se observa un pequeño dique no cartografiado de dirección N10°E y 50 cm de espesor de composición más básica, microdiorítica. Está constituido por una matriz microcristalina oscura de abundantes minerales opacos, y fenocristales muy numerosos de plagioclasa, idiomorfos, orientados. Presentan una textura fluidal de tipo traquitoide. Las plagioclasas están muy alteradas a sericita y localmente a carbonatos.

5.1.3.2. Cuarzo (1)

Están muy poco representados en el Dominio Migmatítico, sólo uno ha sido cartografiado. Se sitúa en el sector E de la Hoja, y lleva una dirección N150°E, con una potencia de 4 m.

Unos 2 Km al NNO de Cobisa se observa un dique de cuarzo y carbonatos (calcita) de dirección N45°E, buzando al SE, y unos 2 m de potencia.

B) Dominio de los Montes de Toledo

En este apartado se describen las rocas con morfología tabular en forma de diques, excepto los diques de leucogranitos moscovíticos, cuya mineralogía y texturas son similares a las ma-

sas estratoides del apartado 4.1.2.10. con las que genéticamente están relacionados y que ya hemos tratado.

5.1.3.3. *Pórfidos Graníticos (3)*

Se trata de diques de composición ácida intruidos fundamentalmente dentro de la masa de monzogranitos biotíticos con una dirección que varía de N80°E a N50°E. La mayor concentración se localiza entre los pueblos de Pulgar y Mazarambroz y al NE de Sonseca. La potencia varía entre apenas 1 m y algunas decenas de metros, aunque lo normal son espesores de 2-12 m, con una longitud de afloramiento continuo de hasta 5,5 km.

La mayoría presentan una textura contrastada, porfídica en la parte central, con abundantes fenocristales centimétricos orientados según la dirección del dique; y afanítica en los bordes, donde la roca muestra aspecto de riolita con estructura de flujo y escasos microfenocristales. En algunos cantos sueltos se han visto pliegues de flujo magmático en los tipos afaníticos.

La composición es siempre ácida y corresponden a pórfidos feno-riolíticos y en algún caso a feno-dacitas. De *visu*, se trata de una roca porfídica en una matriz microgranuda a afanítica de coloración gris-verdosa. Los fenocristales (cuarzo, feldespatos y biotita) no superan los 2-3 cm excepto los feldespatos que pueden llegar hasta 10-15 cm.

El cuarzo se presenta en fenocristales idiomorfos con frecuentes bordes reacionales y golfs de corrosión, y como constituyente de la matriz. La plagioclasa igualmente se presenta formando parte de estos dos estadios contrastados de cristalización. En la asociación fenocristalina responde 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, presentan 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.

5.1.3.4. *Filonos de cuarzo (1)*

Representan la última actividad ligada al plutonismo de la zona y muestran una dirección concordante con el resto de los diques, a los que localmente llegan a cortar.

El más representativo, por su potencia y corrida, es el del Cerro del Guijo que con una dirección N55°E se extiende desde El Castañar hasta el NO de Mazarambroz a lo largo de 8,5 km. La potencia varía desde 2 a 25 m en el Cerro del Guijo, donde existe una cantera inactiva.

Se trata de cuarzo hidrotermal masivo sin apenas otras sustancias minerales asociadas; sólo se han reconocido óxidos de hierro en pátinas.

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Metamorfismo regional

En la Hoja de Sonseca, 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 presenta una banda de deformación dúctil-frágil (milonitas y ultracataclasitas) asociada a muro.

5.2.1.1. 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 recrystalización 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, nº 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) 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 $665-700^\circ$ C y 6-7 Kb (VILLASECA, 1983). En el área abarcada por la Hoja de Sonseca 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.,

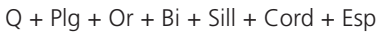
pasando después por una etapa metamórfica en condiciones de la facies de las granulitas de P intermedia a unos 7 Kb y más de 800°C, para seguir evolucionando a condiciones de menor presión y temperaturas al final más bajas. Estas condiciones de facies de granulitas pudieron haberse alcanzado al final de M₁ (sin-D₂) o a comienzos del M₂ (tardi-D₂) aunque en la Hoja no existen evidencias.

La etapa M₂ es esencialmente posterior al engrosamiento cortical, y supone el comienzo de una erosión importante del edificio estructural. Se desarrollaría desde el final de D₂ hasta después de D₃.

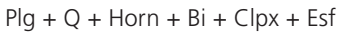
Es una etapa descompresiva donde se produce una moderada relajación bórica y se alcanzan los valores máximos de temperatura, dando lugar a paragénesis de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas (moscovita "out") definiendo una zona de extensión regional con ortosa-sillimanita (migmatización).

La migmatización debió comenzar al principio de esa etapa (final de D₂) y alcanzó su clímax durante el pico térmico (post-D₃), 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 según ARENAS *et al.*, (1991) se encuentran las siguientes asociaciones minerales en relación con esta etapa:



en rocas alumínicas



en rocas metabásicas



en mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

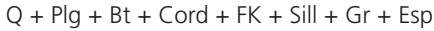
Las condiciones de estabilidad mínimas de estas asociaciones están definidas por la desaparición de moscovita y comienzo de fusión parcial, mientras que las máximas se definen por la existencia de facies de las granulitas.

El pico térmico en este área estaría en condiciones de 715°C y algo menos de 4,5 Kb al final del M₂, en un régimen bórico de baja P/T (50°C/Km) (ARENAS *et al.*, 1991).

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 producirse a unas condiciones de P de 7 Kb y T superior a 800°C. A continuación seguiría una pauta de enfriamiento, prácticamente isobárico, que daría lugar a texturas coroníticas de granulitas de presión intermedia. Posteriormente se produce una hidratación de las rocas, que siguen una

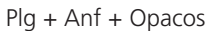
pauta de descenso bórico a T casi constante, que genera la formación de coronas de simplectitas de plagioclasa y clinopiroxeno entre 5 y 6,5 Kb seguidas de anfíbol y biotita, a unos 750°C y baja P durante la fusión seca del área.

En el área de la Hoja de Sonseca (657), en las metapelitas, ortogneises y granitoides porfídicos deformados se encuentra la siguiente asociación mineral:

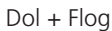
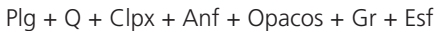
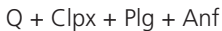


Siendo muy frecuente la existencia en los ortogneises y en los granitoides porfídicos deformados de texturas de intercrecimientos mirmequíticos entre plagioclasa y cuarzo en el límite entre cristales de plagioclasa y de feldespato potásico.

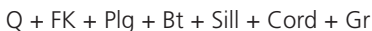
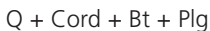
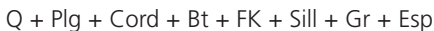
En rocas metabásicas (tonalitas y ortoanfíbolitas) se encuentran las siguientes asociaciones:



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 las condiciones de la parte de alta temperatura de la facies de las anfíbolitas almandínicas.

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

En los granitoides inhomogéneos, sin embargo, la cordierita es mucho más abundante, mien-

tras 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. La espinela suele estar incluida en cordierita.

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.

5.2.1.2. Dominio de los Montes de Toledo

Los materiales paleozoicos aflorantes en la Hoja se localizan en la parte media de la misma, al S del núcleo migmatítico de Toledo, separados por un accidente extensional buzante 30-45° al S (Banda Milonítica, APARICIO YAGÜE, 1971). Estos materiales presentan un metamorfismo regional en grado bajo que afecta al Cámbrico inferior y al Ordovícico inferior (Series Púrpura y Armoricana). Al metamorfismo regional, se sobrepone uno local de contacto producido por la intrusión de los monzogranitos biotíticos de la alineación Mora-Gálvez.

Las rocas pizarrosas muestran una esquistosidad ("slaty cleavage") materializada por la reorientación y/o blastesis 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. 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 grano-lepidoblásticas, en los niveles pizarrosos del Cámbrico inferior, a blasto-psammíticas 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 en facies de esquistos verdes.

5.2.2. Metamorfismo de contacto

Las rocas con metamorfismo de contacto se circunscriben a una aureola de unos 2 km que bordea todo el contacto con los monzogranitos biotíticos. Dentro de la aureola térmica se pueden diferenciar dos envoltentes de diferente grado metamórfico: la más próxima al granito, de 500 m de anchura, que afecta exclusivamente a materiales del Cámbrico inferior y otra más externa que se extiende hasta 2 km.

En la aureola interna se desarrollan corneanas en facies hornbléndicas con texturas grano-blásticas, grano-blásticas esquistosas y esquistoso-moteadas. Las asociaciones minerales: qz + cord + biot \pm mosc \pm and \pm est, y qz + cord + mosc + biot son indicativas de grado medio (corneanas hornbléndicas).

Por otra parte, en dos muestras (SC 9257 y 9270) cogidas en el mismo contacto con el granito, se han encontrado las siguientes asociaciones minerales: qz + plg + cord + feldK + mosc, y qz + biot + plag + cord \pm feldK \pm mosc, respectivamente. La presencia del par cord + feldK es indicativo de condiciones de grado alto (WINKLER, 1976). Sin embargo, es común que cuando se alcanzan estas condiciones la moscovita haya desaparecido según la reacción $\text{mosc} + \text{qz} = \text{feldK} + \text{SiO}_5\text{Al}_2 + \text{H}_2\text{O}$. La presencia de moscovita en estas rocas parece estar justificada por tratarse de productos secundarios de alteración de la cordierita, tal como se deduce por la forma desflecada de los cristales y su asociación con las manchas de cordierita.

De acuerdo con estos datos, la temperatura alcanzada oscilaría en torno a los 610°C en el mismo contacto y 520°C en el dominio de las corneanas hornbléndicas para una presión de 2 Kb.

La parte más externa de la aureola corresponde a corneanas en facies albita-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 la biotita es debida al efecto térmico de contacto.

5.3. GEOQUÍMICA

5.3.1. Rocas de la Unidad Migmatítica

Se han analizado tanto rocas básicas y granitoides como tipos metasedimentarios. Dentro de los tipos plutónicos se han distinguido cuatro asociaciones, que han sido estudiadas por ANDOANEGUI y VILLASECA (1988), ANDONAEGUI (1990), BARBERO Y VILLASECA (1989) y BARBERO *et al.*, (1990). Estas son: 1.- gabros anfibólicos, 2.- granitoides de Argés-Guadamur, 3.- granodioritas cordieríticas de Layos y 4.- leucogranitos con cordierita y granate, cada una de ellas con características químicas contrastadas (Tabla 5.3.1).

Los tipos metasedimentarios estudiados han sido un leucogneises y una anfibolita (Tabla 5.3.1).

Granitoides y rocas básicas asociadas:

Con el objeto de hacer una clasificación geoquímica de estas rocas se ha utilizado el diagrama Q'-An' con parámetros de la norma CIPW de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979), así como el diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE *et al.*, (1980).

Los gabros anfibólicos se proyectan en este último diagrama en el campo de los monzogabros (Fig. 5.3.1), sin embargo en el diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE *et al.*, (1980) (Fig. 5.3.2) estas rocas se proyectan en el campo de gabros, salvo una de ellas, que al ser ligeramente subsaturada, que queda proyectada en el campo de gabros alcalinos (BARBERO *et al.*, 1990). Por lo tanto, siguiendo a estos autores vamos a denominarlas como gabros anfibólicos, al ser este último el mineral máfico predominante. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 5.3.3) estas rocas quedan proyectadas en el dominio metaaluminico, sin que pueda establecerse una pauta de variación concreta.

Se trata de rocas con unos contenidos en álcalis, sobre todo en K₂O, ligeramente elevados por lo que en diagramas SiO₂-álcalis (Fig. 5.3.4) se proyectan cercanas a la línea de división entre el campo alcalino y subalcalino. Es también destacable sus altos contenidos en Ba y Sr.

Las rocas de la asociación de Argés-Guadamur en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.1) varían desde cuarzomonzodioritas hasta granitos (ANDONAEGUI, 1990). No obstante, al proyectar las rocas de esta asociación en el diagrama R1-R2 (Fig. 5.3.2) se comprueba que caen en campos de cuarzodioritas, tonalitas y monzogranitos, siguiendo además pautas intermedias entre las de series calcoalcalinas normales y calcoalcalinas ricas en potasio (BARBERO *et al.*, 1990). En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) (Fig. 5.3.3) puede observarse las tonalitas-monzogranitos de la asociación Argés-Guadamur se proyectan en dominios ligeramente peraluminicos, con pautas de variación de pendiente prácticamente nula.

Esta asociación presenta disminución de Al₂O₃, FeO, MgO y CaO con el aumento del SiO₂, manteniéndose el Na₂O constante y aumentando el K₂O con el grado de diferenciación de la roca. En cuanto a contenidos en elementos trazas se puede destacar que el Ba y Sr en los tipos Argés-Guadamur presentan disminución con el grado de diferenciación (Fig. 5.3.4).

El segundo grupo granítico que aparece en esta hoja es el de las denominadas granodioritas de Layos (ANDONAEGUI y VILLASECA, 1988 y ANDONAEGUI, 1990). En el diagrama de clasificación Q'-An' (Fig. 5.3.1) quedan proyectadas en el campo de granitos. Se trata de rocas pobres en CaO y P₂O₅ y relativamente ricas en Al₂O₃, valores éstos típicos de estos granitos (Fig. 5.3.4). Estos contenidos provocan que los índices de saturación de aluminio (Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O en valores moleculares) sean muy elevados (entre 1.56 y 1.85), así como que sus contenidos en corindón normativo sean superiores al 6%, llegando incluso a valores del 8% (Tabla 5.3.1). Estamos por lo tanto ante una serie granítica fuertemente peraluminica, muy probablemente de tipo S, es decir proveniente de la anatexia mesocrystal de rocas sedimentarias, seguramente de carácter pelítico. Este carácter fuertemente peraluminico queda

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	1	2	3	4	5	6
ANÁLISIS	87092	87198	87197	MP-9164	76915	76913
SiO ₂	50.19	51.81	52.77	55.20	55.52	56.18
Al ₂ O ₃	18.38	18.76	18.37	17.33	18.78	18.96
Fe ₂ O ₃	1.26	1.20	1.39	1.4	0.02	0.04
FeO	7.56	6.72	6.48	6.72	6.64	6.81
MgO	4.94	4.95	4.32	2.55	4.11	3.32
MnO	0.15	0.10	0.11	0.11	0.08	0.09
CaO	8.00	7.27	7.31	4.63	4.58	4.57
Na ₂ O	3.02	3.11	3.03	2.81	3.56	3.10
K ₂ O	2.22	2.82	2.81	3.19	3.63	3.36
TiO ₂	1.91	1.52	1.57	2.35	1.39	1.63
P ₂ O ₅	0.43	0.32	0.33	0.99	0.94	0.60
H ₂ O	1.30	1.36	1.42	1.42	1.23	1.84
TOTAL	99.36	99.94	99.91	98.64	100.48	100.50

Elementos traza

Ba	786	1607	1444	1622	534	1694
Ce	102	146	138	0	73	123
Cr	157	168	186	0	154	167
Ga	19	22	19	0	27	25
La	34	15	33	0	45	55
Li	0	0	0	73	0	0
Nb	10	25	20	19	28	31
Ni	10	19	20	0	5	2
Rb	57	63	66	98	269	181
Sr	578	606	581	461	386	596
Th	4	5	1	0	13	2
V	0	0	0	72	0	0
Y	50	35	28	27	21	11
Zn	0	0	0	115	0	0
Zr	141	141	158	0	239	196

Normas C.I.P.W.

Q	0.00	0.00	0.68	12.27	3.06	7.71
Or	13.12	16.67	16.61	18.85	21.45	19.86
Ab	25.56	26.32	25.64	23.78	30.13	26.23
An	30.04	28.90	28.83	16.51	16.59	18.76
Di	5.62	4.16	4.83	0.00	0.00	0.00
Hi	11.16	11.35	16.75	13.91	20.27	18.22
Ol	6.11	5.82	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.83	1.74	2.02	1.94	0.03	0.06
Il	3.63	2.89	2.98	4.46	2.64	3.10
Ap	1.00	0.74	0.76	2.29	2.18	1.39
C	0.00	0.00	0.00	3.20	2.92	3.35

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	7	8	9	10	11	12
ANÁLISIS	81927	85735	81920	76912	MP-9113	81921
SiO ₂	57.64	59.14	61.25	62.41	62.51	64.26
Al ₂ O ₃	18.54	17.01	16.47	16.28	16.97	16.12
Fe ₂ O ₃	0.53	0.84	0.64	0.32	0.80	0.71
FeO	6.18	5.71	5.31	5.32	4.00	4.28
MgO	3.09	3.12	1.92	3.24	1.79	1.99
MnO	0.10	0.10	0.08	0.08	0.04	0.08
CaO	4.89	4.58	3.66	3.28	3.43	3.02
Na ₂ O	2.94	3.07	2.82	2.95	3.21	2.58
K ₂ O	3.09	3.21	4.34	3.78	3.91	5.00
TiO ₂	1.78	1.59	1.49	1.34	0.95	1.14
P ₂ O ₅	0.50	0.55	0.55	0.53	0.52	0.44
H ₂ O	1.20	1.30	0.95	0.99	1.00	0.60
TOTAL	100.48	100.22	99.48	100.52	99.13	100.22

Elementos traza

Ba	1364	1150	1004	842	1145	949
Ce	46	128	162	106	0	141
Cr	104	428	405	102	0	77
Ga	20	21	22	23	0	26
La	20	24	117	68	0	85
Li	0	0	0	0	32	0
Nb	32	15	16	30	19	20
Ni	1	16	20	4	0	3
Rb	153	138	179	226	156	202
Sr	568	479	359	287	309	320
Th	3	10	29	23	0	24
V	0	0	0	0	50	0
Y	9	17	26	18	27	30
Zn	0	0	0	0	107	0
Zr	278	139	328	272	0	303

Normas C.I.P.W.

Q	11.32	12.73	15.93	17.03	17.96	19.40
Or	18.26	18.97	25.65	22.34	23.11	29.55
Ab	24.88	25.98	23.86	24.96	27.16	21.83
An	21.00	19.13	14.57	12.81	13.62	8.65
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	15.85	15.12	11.69	15.51	9.65	10.49
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.77	1.22	0.93	0.46	1.16	1.03
Il	3.38	3.02	2.83	2.54	1.80	2.17
Ap	1.16	1.27	1.27	1.23	1.20	1.02
C	2.66	1.47	1.79	2.64	2.46	2.03

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	13	14	15	16	17	18
ANÁLISIS	MP-9163	81922	81913	81912	76905	87206
SiO ₃	61.60	64.86	65.79	65.79	67.18	62.65
Al ₂ O ₃	16.58	15.19	15.81	15.67	14.85	17.11
Fe ₂ O ₃	0.98	0.53	0.43	0.51	0.29	0.37
FeO	4.92	4.57	4.10	4.03	3.76	7.48
MgO	2.03	1.74	1.33	1.47	1.30	3.03
MnO	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07
CaO	3.46	2.27	2.14	2.28	1.87	1.15
Na ₂ O	2.85	2.86	2.98	2.87	3.24	2.67
K ₂ O	4.08	4.90	5.37	5.31	4.76	2.61
TiO ₂	1.34	1.26	1.16	1.23	1.00	1.08
P ₂ O ₅	0.43	0.40	0.43	0.35	0.43	0.16
H ₂ O	0.61	0.92	0.82	0.90	0.79	1.68
TOTAL	98.95	99.56	100.41	100.46	99.53	100.06

Elementos traza

Ba	859	731	905	1018	574	685
Ce	0	223	151	159	91	91
Cr	0	174	196	385	158	435
Ga	0	27	25	22	23	23
La	0	101	111	117	117	38
Li	48	0	0	0	0	0
Nb	17	26	15	24	25	22
Ni	0	9	15	17	23	57
Rb	242	260	237	226	247	122
Sr	270	237	284	288	157	169
Th	0	46	76	37	67	16
V	60	0	0	0	0	0
Y	24	32	20	22	33	18
Zn	98	0	0	0	0	0
Zr	0	326	243	437	375	242

Normas C.I.P.W.

Q	17.38	19.81	20.11	20.39	23.05	25.24
Or	24.11	28.96	31.74	31.38	28.13	15.42
Ab	24.12	24.20	25.22	24.29	27.42	22.59
An	14.36	7.81	9.03	6.47	4.49	4.44
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	11.20	10.32	8.66	8.70	83.60	19.32
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.42	0.77	0.62	0.74	0.42	0.54
Il	2.54	2.39	2.20	2.34	1.90	2.05
Ap	1.00	0.93	1.00	0.81	1.00	0.37
C	2.21	2.01	2.23	1.89	2.00	8.18

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	19	20	21	22	23	24
ANÁLISIS	MP-9127	87208	87205	MP-9116	81924	87204
SiO ₂	63.43	63.47	64.32	64.49	65.23	66.44
Al ₂ O ₃	16.41	15.73	15.71	16.59	16.43	16.14
Fe ₂ O ₃	1.19	0.35	0.18	1.10	1.36	0.18
FeO	5.97	5.88	4.99	5.49	4.42	4.94
MgO	2.85	2.60	2.03	2.33	2.64	2.01
MnO	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05
CaO	1.03	1.15	0.93	0.84	1.18	1.10
Na ₂ O	2.42	2.88	2.93	2.71	3.00	2.90
K ₂ O	2.97	2.91	2.99	3.12	3.17	2.78
TiO ₂	0.94	0.93	0.72	0.88	0.86	0.77
P ₂ O ₅	0.08	0.14	0.16	0.08	0.17	0.19
H ₂ O	1.62	1.14	1.85	1.19	1.18	1.92
TOTAL	98.97	97.24	96.86	98.89	99.69	99.42

Elementos traza

Ba	432	637	519	479	488	527
Ce	0	90	57	0	65	64
Cr	0	440	298	0	327	299
Ga	0	21	20	0	25	27
La	0	26	21	0	40	22
Li	70	0	0	108	0	0
Nb	9	18	12	10	33	6
Ni	0	52	53	0	53	55
Rb	116	115	117	137	108	104
Sr	130	175	159	113	143	162
Th	0	22	8	0	14	2
V	101	0	0	86	0	0
Y	6	30	26	8	29	31
Zn	109	0	0	103	0	0
Zr	0	232	192	0	202	197

Normas C.I.P.W.

Q	27.87	25.50	27.66	28.16	27.08	30.59
Or	17.55	17.20	17.67	18.44	18.73	16.43
Ab	20.48	24.37	24.79	22.93	25.39	24.54
An	4.59	4.79	3.57	3.65	4.74	4.22
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	15.64	15.56	12.97	13.65	12.24	12.75
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.73	0.51	0.26	1.59	1.97	0.26
Il	1.79	1.77	1.37	1.67	1.63	1.46
Ap	0.19	0.32	0.37	0.19	0.39	0.44
C	7.58	6.09	6.35	7.42	6.32	6.81

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	25	26	27	28	29	30
ANÁLISIS	87201	87202	87196	81926	87203	81916
SiO ₃	69.18	71.64	72.09	72.16	72.45	72.69
Al ₂ O ₃	15.22	14.78	15.08	14.27	14.81	13.94
Fe ₂ O ₃	0.38	0.75	0.01	1.11	0.20	0.39
FeO	0.56	1.12	0.99	2.55	1.01	1.31
MgO	0.25	0.52	0.13	1.08	0.10	0.37
MnO	0.03	0.08	0.01	0.11	0.04	0.07
CaO	0.64	1.06	0.74	1.10	1.06	0.83
Na ₂ O	3.59	3.20	3.75	2.88	3.70	2.84
K ₂ O	5.59	5.89	5.19	2.71	5.47	6.08
TiO ₂	0.14	0.29	0.12	0.59	0.24	0.27
P ₂ O ₅	0.24	0.20	0.17	0.15	0.16	0.16
H ₂ O	0.64	0.31	1.11	1.21	0.60	0.49
TOTAL	96.46	99.84	99.39	99.92	99.84	99.44

Elementos traza

Ba	222	593	381	377	398	1007
Ce	29	66	36	44	51	98
Cr	82	143	256	253	138	167
Ga	21	19	26	21	21	19
La	12	35	4	57	23	32
Li	0	0	0	0	0	0
Nb	1	20	1	9	6	10
Ni	49	45	56	53	46	28
Rb	234	189	173	61	172	187
Sr	126	262	184	148	171	283
Th	8	29	3	16	26	21
V	0	0	0	0	0	0
Y	6	19	10	18	10	13
Zn	0	0	0	0	0	0
Zr	124	141	122	177	161	161

Normas C.I.P.W.

Q	25.59	27.50	28.37	40.13	27.40	30.21
Or	33.04	34.81	30.67	16.02	32.33	35.93
Ab	30.38	27.08	31.73	24.37	31.31	24.03
An	1.61	3.95	2.56	4.48	4.21	3.07
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hi	1.16	2.40	1.95	5.69	1.62	2.69
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.55	1.19	0.01	1.61	0.29	0.57
Il	0.27	0.55	0.23	1.12	0.46	0.51
Ap	0.56	0.46	0.39	0.35	0.37	0.37
C	2.67	1.69	2.35	4.96	1.26	1.56

TABLA 5.3.1
Hoja 657 Sonseca
Rocas de la Unidad Migmatítica

	31	32	33	34	35	36
ANÁLISIS	81925	MP-9108	81915	MP-9134	MP-9084	MP-9033
SiO ₂	74.36	74.47	74.93	71.35	74.88	49.51
Al ₂ O ₃	14.40	14.79	13.72	14.58	14.39	13.50
Fe ₂ O ₃	0.37	0.14	0.18	0.38	0.12	2.09
FeO	0.75	0.69	0.89	1.92	0.61	10.47
MgO	0.40	0.18	0.11	0.51	0.07	6.27
MnO	0.05	0.02	0.03	0.00	0.05	0.21
CaO	1.13	0.74	1.14	0.77	0.60	10.47
Na ₂ O	3.21	4.25	2.58	2.25	3.84	2.89
K ₂ O	4.21	3.55	5.66	6.19	5.00	0.22
TiO ₂	0.06	0.10	0.18	0.43	0.02	1.90
P ₂ O ₅	0.22	0.33	0.11	0.36	0.15	0.09
H ₂ O	0.82	0.64	0.44	0.41	0.41	1.19
TOTAL	99.98	99.90	99.97	99.15	100.14	98.81

Elementos traza

Ba	614	259	829	371	65	36
Ce	49	0	30	0	0	0
Cr	138	0	137	0	0	0
Ga	22	0	22	0	0	0
La	21	0	15	0	0	0
Li	0	189	0	34	71	14
Nb	16	7	8	16	0	0
Ni	41	0	33	0	0	0
Rb	79	257	175	347	214	15
Sr	208	105	274	86	53	99
Th	1	0	3	0	0	0
V	0	3	0	9	3	313
Y	11	5	2	16	8	35
Zn	0	37	0	84	25	104
Zr	87	0	125	0	0	0

Normas C.I.P.W.

Q	36.69	34.77	35.40	32.04	31.95	0.00
Or	24.88	20.98	33.45	36.58	29.55	1.30
Ab	27.16	35.96	21.83	19.04	32.49	24.46
An	4.17	1.52	4.94	1.47	2.00	23.22
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.24
Hi	2.06	1.47	1.52	3.77	1.26	18.83
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Mt	0.54	0.20	0.26	0.55	0.17	3.03
Il	0.11	0.19	0.34	0.82	0.04	3.61
Ap	0.51	0.76	0.25	0.83	0.35	0.21
C	3.03	3.40	1.54	3.64	1.93	0.00

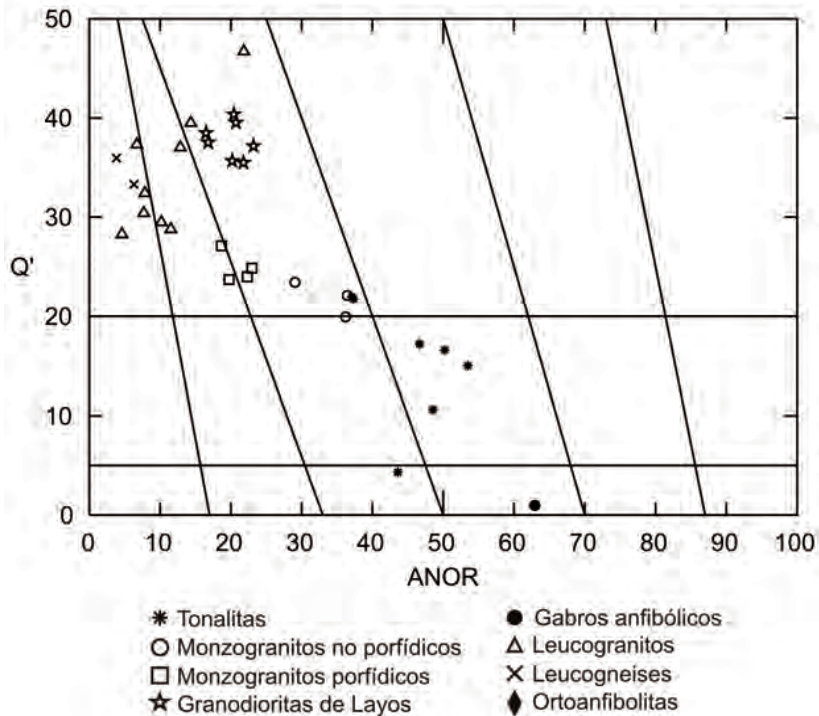


Figura 5.3.1. - Clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) a partir de minerales normativos de las rocas de la Unidad Migmatítica. Simbología: Círculos negros: gabros anfibólicos. Asociación Argés-Guadamur: (Asteriscos: tonalitas; círculos: monzogranitos no porfídicos; cuadrados: monzogranitos porfídicos;). Estrellas: Granodioritas de Layos. Triángulos: leucogranitos. Aspas: leucogneises. Torre: Ortoanfibolita.

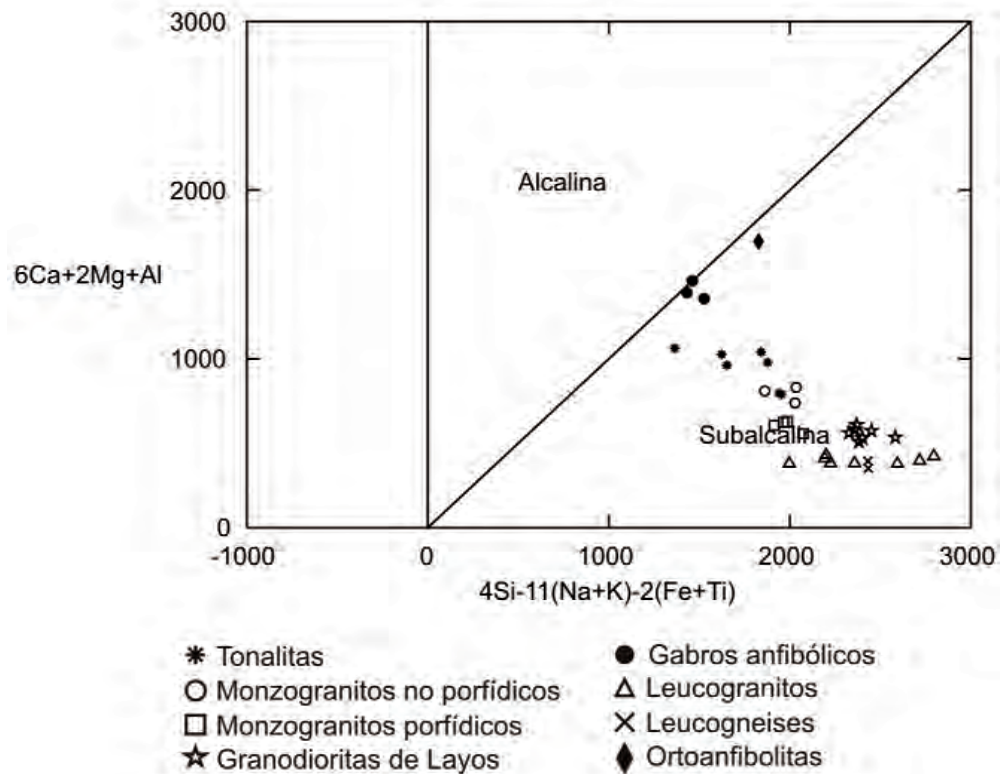


Figura 5.3.2. - Diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE *et al.* (1980) para las rocas de la Unidad Migmatítica. Mismos símbolos que en figura 5.3.1

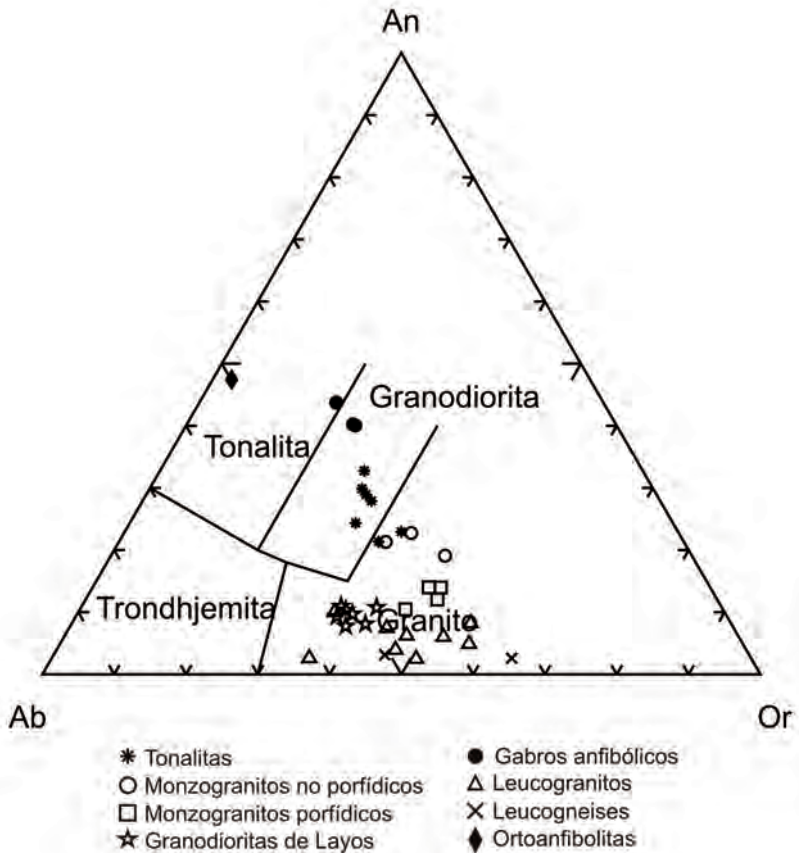


Figura 5.3.3. - Diagrama de clasificación A-B de minerales característicos de DEBON y LE FORT (1983) para las rocas de la Unidad Migmatítica. Misma simbología que figura 5.3.1.

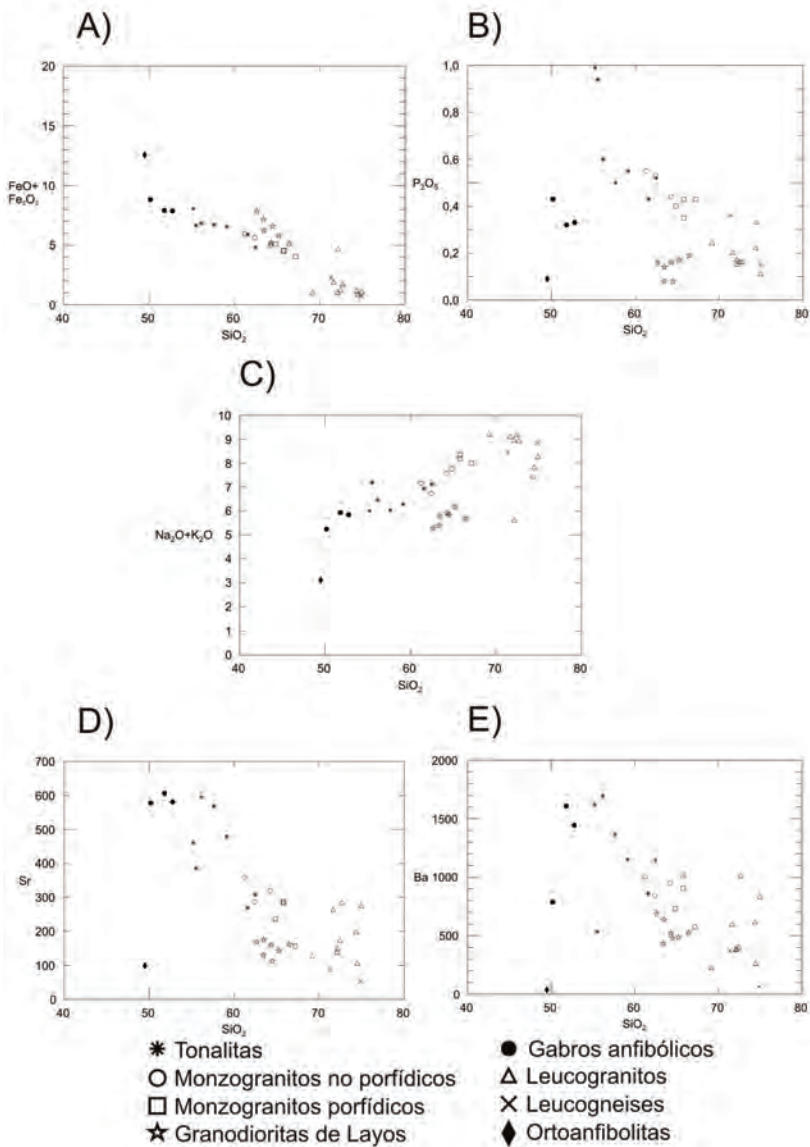


Figura 5.3.4. - Diagramas de Harker con SiO_2 como índice de diferenciación frente a distintos elementos de las rocas de la Unidad Migmatítica. Mismos símbolos que en la figura 5.3.1.

también de manifiesto en el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) en donde las rocas se proyectan en la parte alta del campo peraluminico, con valores del parámetro A superiores a 100 (Fig. 5.3.3).

En cuanto a su contenido en elementos trazas presentan valores relativamente bajos en Ba, Rb y Sr con respecto al resto de los granitoides del área (Fig. 5.3.4).

El último tipo de granitoides del que se ha muestreado corresponde a leucogranitos en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.1). Son los tipos más diferenciados del área y, en general, presentan una gran dispersión en cuanto a elementos mayores, distinguiéndose de los tipos anteriores por su mayor contenido en SiO₂, y menor en FeO, MgO, CaO y TiO₂ (Fig. 5.3.4).

En los leucogranitos llama la atención los altos valores de Sr, poco frecuentes en rocas de este carácter, y los valores relativamente bajos en Rb, lo que provoca que la relación entre estos dos elementos es próxima a 1. Tipos metasedimentarios

En los diagramas de elementos mayores los leucogneises quedan proyectados siempre próximos a los leucogranitos, pues sus contenidos todos estos elementos son muy similares. La ortoanfibolita, por el contrario queda muy separada de todos los grupos graníticos analizados por sus menores contenidos en Al₂O₃, K₂O y P₂O₅ y mayores en FeO, MgO y CaO (Fig. 5.3.4).

Por lo que se refiere a los elementos traza los leucogneises presentan el mismo comportamiento anterior, mientras que la ortoanfibolita es muy pobre en todos ellos.

5.3.2. Granitos del Plutón Mora-Gálvez

Los granitos tardíos de esta hoja forman parte del Plutón Mora-Gálvez que se extiende en las Hojas 656, 658, 684 y 685 (ANDONAEGUI, 1990).

Se han muestreado tres tipos de granitos: 1.- granitos de grano grueso (tipo Mora-Menasalbas), que son los que ocupan mayor extensión; 2.- leucogranitos (tipo Torcón) localizados en el área de Mazarambroz; 3.- granitos con biotita, moscovita y andalucita; 4.- por último también se ha muestreado un dique de pórfido granítico (Tabla 5.3.2).

Los granitos de grano grueso (tipo Mora-Menasalbas) se clasifican en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.5) como granitos, quedando todos ellos representados en un campo de variación pequeño. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) quedan proyectados en el dominio peraluminico con pautas de variación de tipo aluminocafémico (Fig. 5.3.6).

Presentan disminución de Al₂O₃, FeO, MgO y CaO con el aumento de la SiO₂, manteniéndose el Na₂O constante y aumentando ligeramente el K₂O (Fig. 5.3.7).

En cuanto a la variación de los elementos traza los más significativos son el Ba, que presenta disminución con el aumento de diferenciación de la roca, lo cual puede ser debido a la cristalización fraccionada de plagioclasa y biotita, y el Rb que muestra en cambio una pauta ascendente. El Sr y el Y presentan valores dispersos (Fig. 5.3.7).

TABLA 5.3.2

Rocas del plutón Mora-Gálvez

	1	2	3	4	5	6
ANÁLISIS	SC-9266	80210	EC-9243	80211	EC-9218	78840
SiO ₂	68.21	69.15	69.62	70.27	70.30	70.90
Al ₂ O ₃	15.77	14.87	14.33	14.87	14.89	14.74
Fe ₂ O ₃	0.51	0.47	0.41	0.36	0.43	0.35
FeO	2.56	2.60	2.06	2.55	2.15	2.22
MgO	0.93	1.37	0.73	0.88	0.76	0.71
MnO	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05
CaO	2.08	2.12	1.84	2.18	1.53	1.55
Na ₂ O	3.38	3.26	3.22	3.14	3.31	3.33
K ₂ O	4.08	4.01	5.11	4.24	4.29	4.54
TiO ₂	0.42	0.44	0.34	0.42	0.34	0.36
P ₂ O ₅	0.16	0.24	0.15	0.24	0.19	0.20
H ₂ O	1.20	0.90	1.18	0.65	1.27	1.08
TOTAL	99.35	99.49	99.04	99.86	99.50	100.03

Elementos traza

Ba	430	491	377	449	148	339
Ce	0	54	0	52	0	42
La	0	24	0	51	0	30
Li	173	0	112	0	156	0
Nb	9	25	9	11	5	13
Ni	0	20	0	20	0	23
Rb	203	211	218	216	381	222
Sr	107	139	93	115	86	123
V	21	0	22	0	0	0
Y	17	26	17	24	11	24
Zn	55	0	54	0	37	0
Zr	0	176	0	168	0	153

Normas C.I.P.W.

Q	25.86	27.21	25.37	28.74	29.34	28.84
Or	24.11	23.70	30.20	25.06	25.35	26.83
Ab	28.60	27.59	27.85	26.57	28.01	28.18
An	9.27	8.95	8.15	9.25	6.35	6.38
Hi	6.00	7.18	4.79	5.99	5.00	5.05
Mt	0.74	0.68	0.59	0.52	0.62	0.51
Il	0.80	0.84	0.65	0.80	0.65	0.68
Ap	0.37	0.56	0.35	0.56	0.44	0.46
C	2.39	1.89	0.52	1.73	2.47	2.01

TABLA 5.3.2

Rocas del plutón Mora-Gálvez

	7	8	9	10	11	12
ANÁLISIS	SC-9283	80213	SC-9273	80214	78836	78839
SiO ₂	70.98	71.04	71.19	71.24	71.30	71.36
Al ₂ O ₃	15.16	14.49	14.77	14.85	14.65	14.50
Fe ₂ O ₃	0.41	0.54	0.39	0.30	0.30	0.32
FeO	2.07	2.03	1.96	2.38	2.32	2.22
MgO	0.69	0.76	0.65	0.91	0.83	0.85
MnO	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
CaO	1.88	1.73	1.96	1.80	1.82	1.67
Na ₂ O	3.19	3.27	3.13	3.23	3.40	3.20
K ₂ O	4.15	4.08	4.38	4.12	4.25	4.44
TiO ₂	0.34	0.34	0.32	0.37	0.37	0.35
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.16	0.20	0.23	0.23
H ₂ O	0.33	0.96	0.59	0.83	0.95	0.93
TOTAL	99.40	99.52	99.55	100.28	100.47	100.13

Elementos traza

Ba	360	380	313	400	348	359
Ce	0	47	0	43	43	44
La	0	41	0	27	37	23
Li	141	0	141	0	0	0
Nb	9	9	5	21	11	9
Ni	0	23	0	26	22	21
Rb	197	238	196	248	220	229
Sr	87	153	90	107	119	114
V	19	0	18	0	0	0
Y	14	23	13	23	23	22
Zn	48	0	53	0	0	0
Zr	0	163	0	156	161	158

Normas C.I.P.W.

Q	30.58	30.95	30.21	30.48	29.18	30.02
Or	24.53	24.11	25.88	24.35	25.12	26.24
Ab	26.99	27.67	26.49	27.33	28.77	27.08
An	8.28	7.08	8.68	7.62	7.53	6.78
Hi	4.69	4.66	4.46	5.67	5.56	5.48
Mt	0.59	0.87	0.57	0.78	0.43	0.43
Il	0.65	0.65	0.61	0.70	0.70	0.66
Ap	0.37	0.53	0.37	0.46	0.53	0.53
C	2.39	2.10	1.70	2.28	1.70	1.94

TABLA 5.3.2

Rocas del plutón Mora-Gálvez

	13	14	15	16	17	18
ANÁLISIS	EC-9205	78838	78505	80212	SC-9275	EC-9216
SiO ₂	71.62	71.96	72.86	72.92	75.73	72.21
Al ₂ O ₃	14.54	14.51	14.48	14.54	15.09	15.50
Fe ₂ O ₃	0.36	0.31	0.32	0.46	0.65	0.28
FeO	1.78	2.23	1.89	1.65	0.13	1.40
MgO	0.56	0.64	0.44	0.52	0.09	0.13
MnO	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10
CaO	1.45	1.88	1.47	1.37	0.41	0.80
Na ₂ O	3.25	3.29	3.28	3.22	3.58	3.48
K ₂ O	4.26	4.15	4.42	4.46	4.28	4.04
TiO ₂	0.26	0.35	0.29	0.27	0.05	0.08
P ₂ O ₅	0.14	0.20	0.23	0.23	0.12	0.31
H ₂ O	0.89	0.80	0.65	0.79	0.94	1.21
TOTAL	99.15	100.37	100.38	100.48	101.12	99.54

Elementos traza

Ba	296	337	317	312	6	6
Ce	0	45	31	45	0	0
La	0	23	33	21	0	0
Li	172	0	0	0	144	145
Nb	4	16	8	8	7	9
Ni	0	26	24	26	0	0
Rb	244	221	241	251	352	377
Sr	71	115	99	88	5	10
V	11	0	0	0	3	0
Y	13	25	21	26	8	7
Zn	51	0	0	0	39	39
Zr	0	145	147	139	0	0

Normas C.I.P.W.

Q	31.67	31.00	32.42	33.01	30.85	37.33
Or	25.18	24.53	26.12	26.36	24.58	25.29
Ab	27.50	27.84	27.76	27.75	26.74	30.29
An	6.28	8.02	5.79	5.30	7.54	1.25
Hi	4.01	4.94	3.92	3.59	4.64	1.36
Mt	0.52	0.46	0.46	0.67	0.55	0.19
Il	0.49	0.66	0.55	0.51	0.65	0.09
Ap	0.32	0.46	0.53	0.53	0.30	0.28
C	2.28	1.67	2.18	2.47	2.32	2.79

TABLA 5.3.2

Rocas del plutón Mora-Gálvez

	19	20	21	22	23
ANÁLISIS	EC-9219	EC-9204	EC-9206	EC-9235	EC-9207
SiO ₂	75.07	69.50	69.58	72.40	69.24
Al ₂ O ₃	13.38	16.44	15.35	15.09	15.04
Fe ₂ O ₃	0.17	0.39	0.48	0.26	0.83
FeO	0.85	1.94	2.38	1.31	4.14
MgO	0.14	0.59	0.73	0.37	0.51
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.13
CaO	1.01	1.29	1.50	0.83	0.65
Na ₂ O	3.27	3.00	3.02	3.11	2.66
K ₂ O	4.32	4.39	4.60	4.88	4.64
TiO ₂	0.05	0.26	0.32	0.20	0.14
P ₂ O ₅	0.05	0.28	0.39	0.30	0.13
H ₂ O	1.93	1.28	1.59	1.39	1.69
TOTAL	100.29	99.41	99.99	100.18	99.80

Elementos traza

Ba	448	330	291	284	91
Ce	0	0	0	0	0
La	0	0	0	0	0
Li	79	131	138	168	45
Nb	10	8	9	12	10
Ni	0	0	0	0	0
Rb	225	270	279	402	358
Sr	115	67	62	60	28
V	20	10	6	4	4
Y	23	13	14	10	17
Zn	60	54	50	70	52
Zr	0	0	0	0	0

Normas C.I.P.W.

Q	34.38	31.07	29.59	33.27	31.07
Or	23.88	25.94	27.18	28.84	27.42
Ab	29.45	25.39	25.56	26.32	22.51
An	1.95	4.57	4.90	2.16	2.38
Hi	2.72	4.37	5.36	2.86	8.20
Mt	0.41	0.57	0.70	0.38	1.20
Il	0.15	0.49	0.61	0.38	0.27
Ap	0.72	0.65	0.90	0.70	0.30
C	4.69	5.08	3.61	3.90	4.77

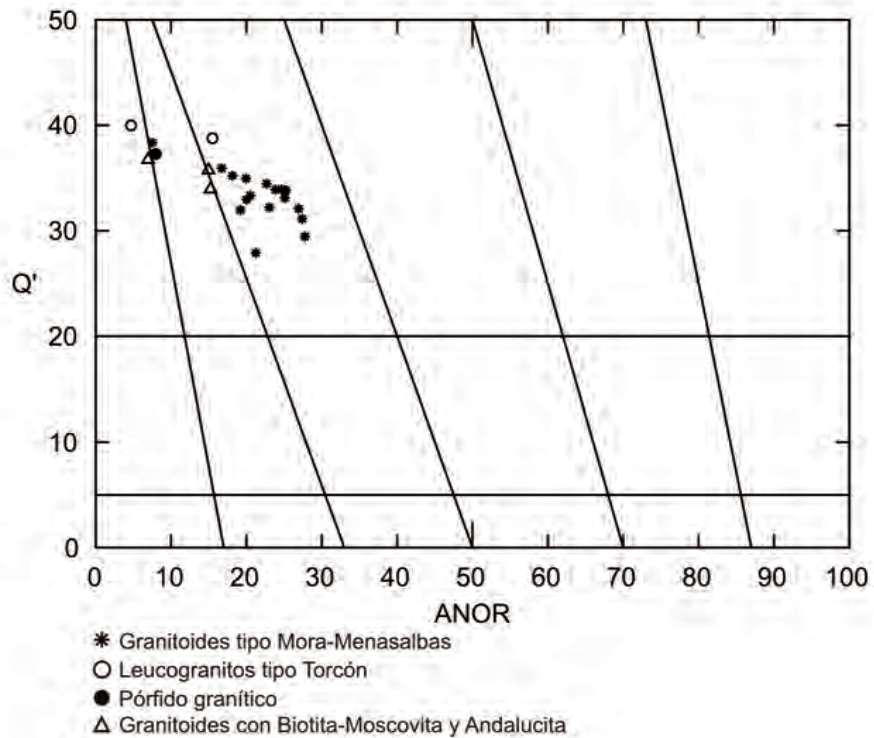


Fig. 5.3.5. - Clasificación de STRECKEISEN y LE MAITRE (1979) a partir de minerales normativos. Simbología: Asteriscos: granitoides de tipo Mora-Menasalbas. Círculo: leucogranito tipo torcón. Triángulos: granitoides con biotita, moscovita y andalucita. Círculo negro: pórfido granítico.

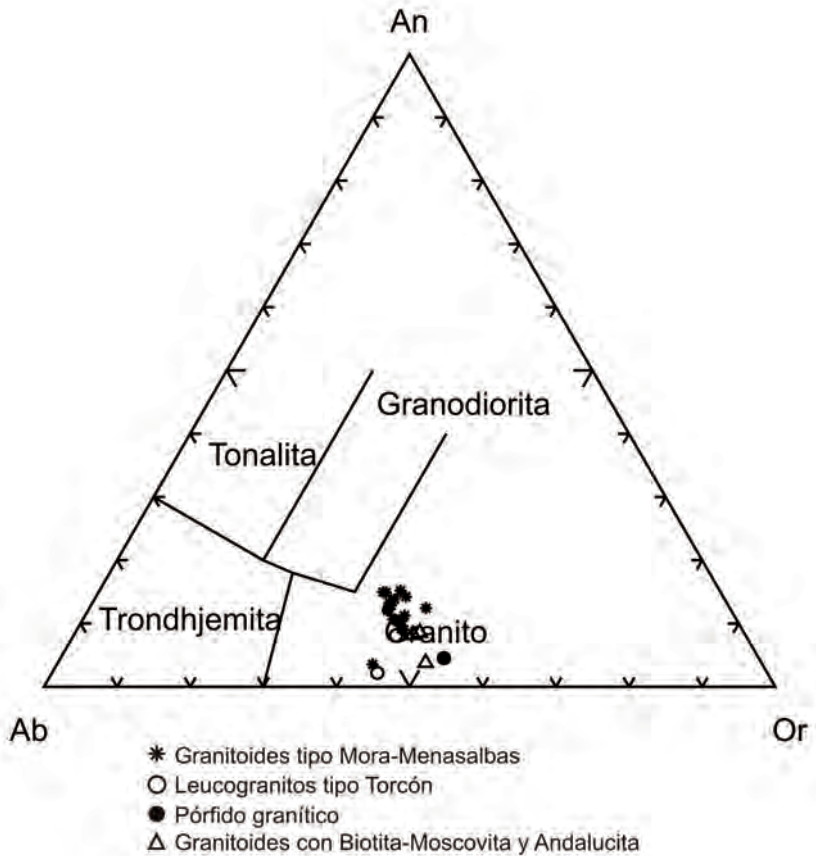


Fig. 5.3.6. - Diagrama A-B de minerales característicos de DEBON y LE FORT (1983) para las rocas del Plutón de Mora-Gálvez. Mismos símbolos que en figura 5.3.5.

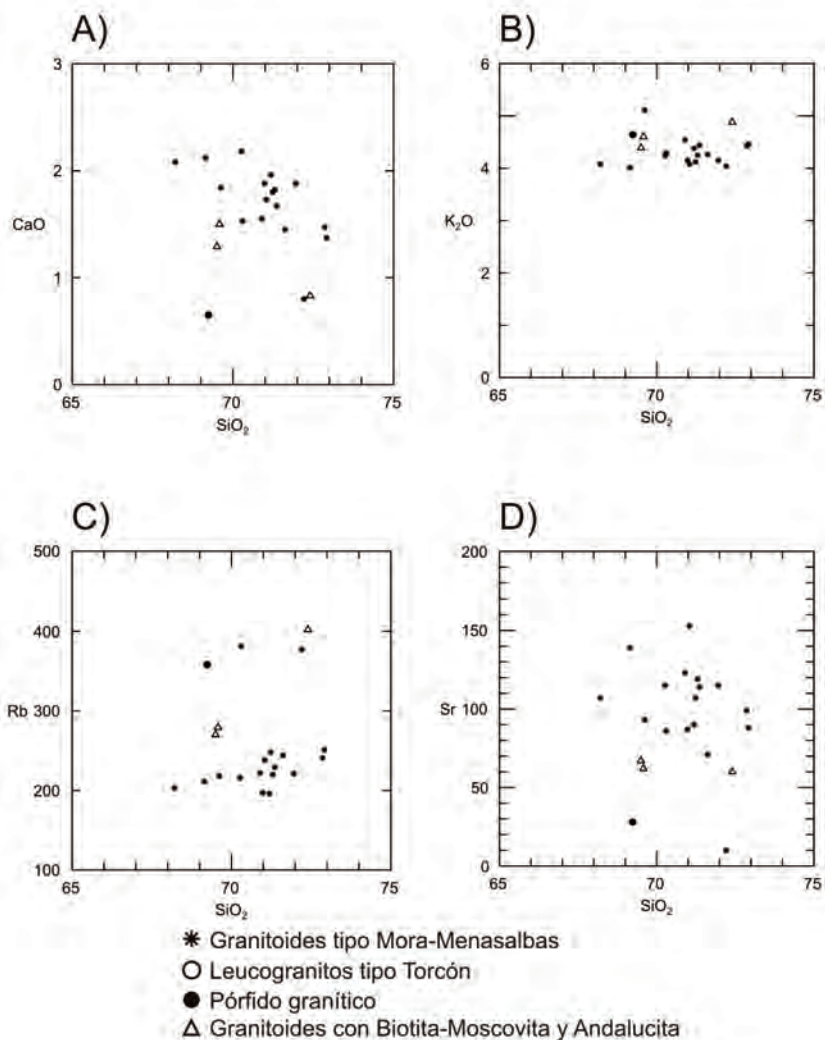


Fig. 5.3.7. - Diagramas de Harker SiO₂ frente a distintos elementos para las rocas del Plutón de Mora-Gálvez.

De leucogranitos tipo Torcón tan sólo se dispone de una muestra. Esta queda clasificada como granito de feldespato alcalino en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.5). Presenta caracteres similares a los descritos para este tipo de rocas por ANDONAEGUI (1990), y a los descritos en la memoria de la Hoja 656.

Los granitos con biotita, moscovita y andalucita se clasifican en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.5) como granitos y granitos de feldespato alcalino, no pudiéndose precisar de manera exacta cual es su rango de variación. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983) quedan representados en el dominio peraluminico con valores de parámetro A ligeramente elevados, por lo que se trata de rocas más peraluminicas con respecto al resto de los granitoides del plutón (Fig. 5.3.7). Este carácter más peraluminico está además avalado por sus altos contenidos en corindón normativo (entre 3.6 y 5.0%) (Tabla 5.3.2), así como por la presencia de minerales aluminicos como moscovita y andalucita.

En cuanto a contenidos en elementos mayores cabe destacar sus ligeramente elevados valores de Al_2O_3 y bajos en CaO, apuntando ambos elementos pautas descendientes con la diferenciación. En lo que se refiere a elementos mayores son rocas relativamente pobres en Ba y Sr y ricas en Rb con respecto al resto de los granitos del plutón (Fig. 5.3.7).

El análisis que se dispone de pórfido granítico corresponde a los más diferenciados del sector (ANDONAEGUI, 1990). Destacan en él sus bajos contenidos en CaO y Na_2O , que condicionan su índice de peraluminicidad, presentando contenidos en corindón normativo del 4.77% (Tabla 5.3.2). Estas características químicas hacen que en el diagrama Q'-An' (Fig. 5.3.5) se proyecte en el campo de granitos de feldespato alcalino, dado su bajo contenido en parámetro An'. En cuanto a los elementos trazas destacan sus bajos contenidos en Ba y Sr y altos en Rb, si los comparamos con otros pórfidos graníticos del sector (ANDONAEGUI, 1990).

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 situado entre Guadamur y Argés. 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 otras series del Macizo Hercínico. Con anterioridad a la Orogenia Hercínica intruyen en estas rocas los protolitos de las anfibolitas y de los 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 Variscico 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 Francés, 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 Solera.

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 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, intruye el

granito de Mora-Las Ventas, en condiciones epizionales, 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 se relaciona con 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, ésta debió existir. Por comparación con los datos conocidos del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991) y teniendo en cuenta los obtenidos por BARBERO y VILLASECA (1988) esta etapa debió de desarrollarse en un régimen de presiones intermedias, pudiendo haberse alcanzado al final de la misma condiciones de la facies de las granulitas, durante la D_2 a 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 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 marcado por una intensa alteración de las rocas expuestas tras la denudación de la Cadena Hercínica. Esta zona estuvo probablemente emergida desde tiempos permotriásicos hasta el Cretácico medio, con un relieve muy maduro y bajo etapas de ambiente tropical.

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 escarpes de falla y basculamientos, producidos durante la estructuración del borde sur de la Cuenca del Tajo.

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 enclavada presenta un clima Mediterraneo Seco Fresco, según la clasificación agroclimática de J.PAPADAKIS. La temperatura media anual es de 14° a 15°C, aumentando esta hacia el extremo occidental de la hoja.

De los datos del Plan Hidrológico de la cuenca se deduce que, la pluviometría media en el área (<400 mm/año), es inferior a la media registrada en la totalidad de la cuenca (640 mm/año). La precipitación total en las cuencas presentes en la hoja es de 622 Hm³, equivalente al 1.7% del total de precipitaciones registradas en la cuenca del Tajo.

La distribución de estas precipitaciones tiene un máximo en los meses de Noviembre a Marzo y un mínimo en la época estival de Julio y Agosto.

La distribución espacial de las precipitaciones refleja una tendencia decreciente hacia el centro de la hoja. La isoyeta de 400 mm, roza los límites Sur, Norte y este de la hoja, (Vease figura 7.1).

En la hoja, la precipitación máxima en 24 horas es de 50 mm y debe considerarse una zona de mínimas precipitaciones, situada en el extremo meridional de la cuenca del Tajo.

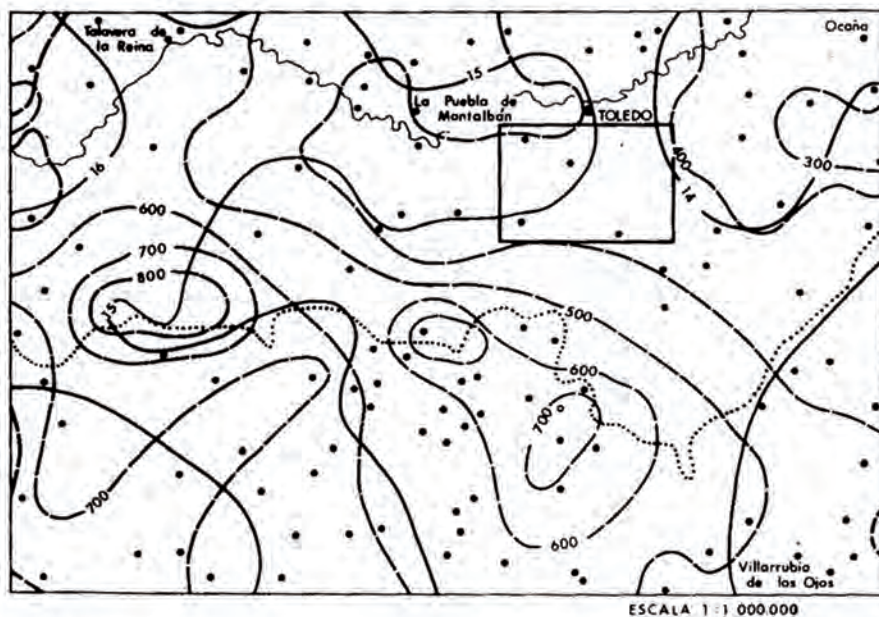
La evapotranspiración potencial, resulta de capital importancia a la hora de determinar los recursos hídricos de la zona, permitiendo junto a la pluviometría establecer un balance hídrico teórico. Dicha evapotranspiración potencial media, es de 805 mm/año, lo que equivale a 1.260 hm³/año (según el método de Thornthwaite, realizado en función de la situación geográfica, altura y T^a media de cada mes, para un periodo de tiempo comprendido entre 1.955 a 1.980).

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son tributarias del río Tajo, a través de los arroyos Guazaleta y Guajaraz y afluentes de los mismos. Dichos arroyos atraviesan la hoja de Sur a Norte, el Guajaraz en su zona central y el Guazaleta en la zona oriental.

En el arroyo de Guajaraz, se encuentra el embalse del mismo nombre, cuyas aguas reguladas se destinan al abastecimiento de Toledo. La cuenca regulada por el embalse tiene una superficie de 375 km², siendo la capacidad total de este embalse de 25 Hm³ totales, útiles 17 Hm³, dispone de un aliviadero con una capacidad de 450 m³/sg.

Con respecto a la calidad de las aguas superficiales, hay que decir que no existe ninguna estación en la hoja para determinar el Índice de Calidad General (I.C.G.) de las aguas, aunque extrapolando datos de áreas cercanas, se puede estimar como de una calidad intermedia.



- Isoyeta media anual (mm) . Período 1.940/80
- Isoterma media anual (°C) . Período 1.940/85
- Límite de cuenca hidrográfica
- Estación de medida

Fig. 7.1. - Mapa regional de isoyetas e isotermas. (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo).

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en la margen meridional de la cuenca del Tajo, justo al Sur del "Sistema Acuífero Nº 14", denominado, "Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Caceres". (Vease figura 7.2)

Las características hidrogeológicas de los materiales representados, no son las mas idoneas para localizar acuíferos de importancia. Esto, unido a la baja demografía y a la ausencia de regadio, ha traído como consecuencia la no realización de investigaciones hidrogeológicas a nivel regional en el área. De escasa importancia hay que considerar los materiales paleozoicos (cuarcitas, areniscas y pizarras), consideradas como impermeables, dada su propia naturaleza.

No obstante existen terrenos cuaternarios y terciarios que pueden tener cierto interés hidrogeológico a la hora de resolver problemas locales, asi como, las rocas ígneas y el "*lehm* granítico", producto de alteración de las mismas, son elementos a tener en cuenta.

Los materiales terciarios que pueden tener un relativo interés hidrogeológico, debido a su porosidad intergranular, son depósitos detríticos miocenos, con un alto contenido en arcillas y limos, pero la presencia de facies canalizadas, conglomeráticas, hacen que éstos se puedan considerar como un acuífero; si bien dada su escasa extensión y potencia su interés es muy bajo, además de encontrarse colgados sobre una superficie constituida por rocas impermeables o de muy baja permeabilidad.

Dentro del Cuaternario, las terrazas aluviales asociadas a los ríos, tienen un escaso desarrollo en el área, su máxima expresión se encuentra en el Avº del Judío, al Sureste de la hoja, su permeabilidad se debe a porosidad intergranular. Mayor desarrollo, encunanto a extensión lateral, presentan las formaciones de coluviones y glacis, constituidas por aglomerados con porosidad intergranular; si bien su escasa potencia, hace que el interés de estas sea prácticamente nulo.

En los granitos y granitoides, al igual que los materiales paleozoicos, la permeabilidad está asociada al desarrollo de fracturas y/o a la presencia de diques. Esto ocurre con relativa importancia en la franja central en la hoja, con dirección E - W, donde la fracturación es muy intensa y potente, debido a la presencia de un accidente tectónico como es la "Banda Milonítica".

Por lo que se refiere al "*lehm* granítico", este se encuentra sobre las rocas ígneas como producto de alteración y debe su permeabilidad a porosidad intergranular. Se puede considerar como un acuífero de interés local. Igualmente se puede considerar como un acuífero de interés local los haces de diques Este-Oeste, denominados en la zona "Riscaleras".

La alimentación de las facies permeables se debe a la infiltración del agua de lluvia, los aportes por escorrentía superficial procedentes de formaciones impermeables (rocas ígneas y paleozoico), asi como, de alimentación de formaciones permeables que se encuentran colgadas (coluviones, glacis, etc.).

Los afloramientos paleozoicos se consideran impermeables, únicamente debido a su fractu-

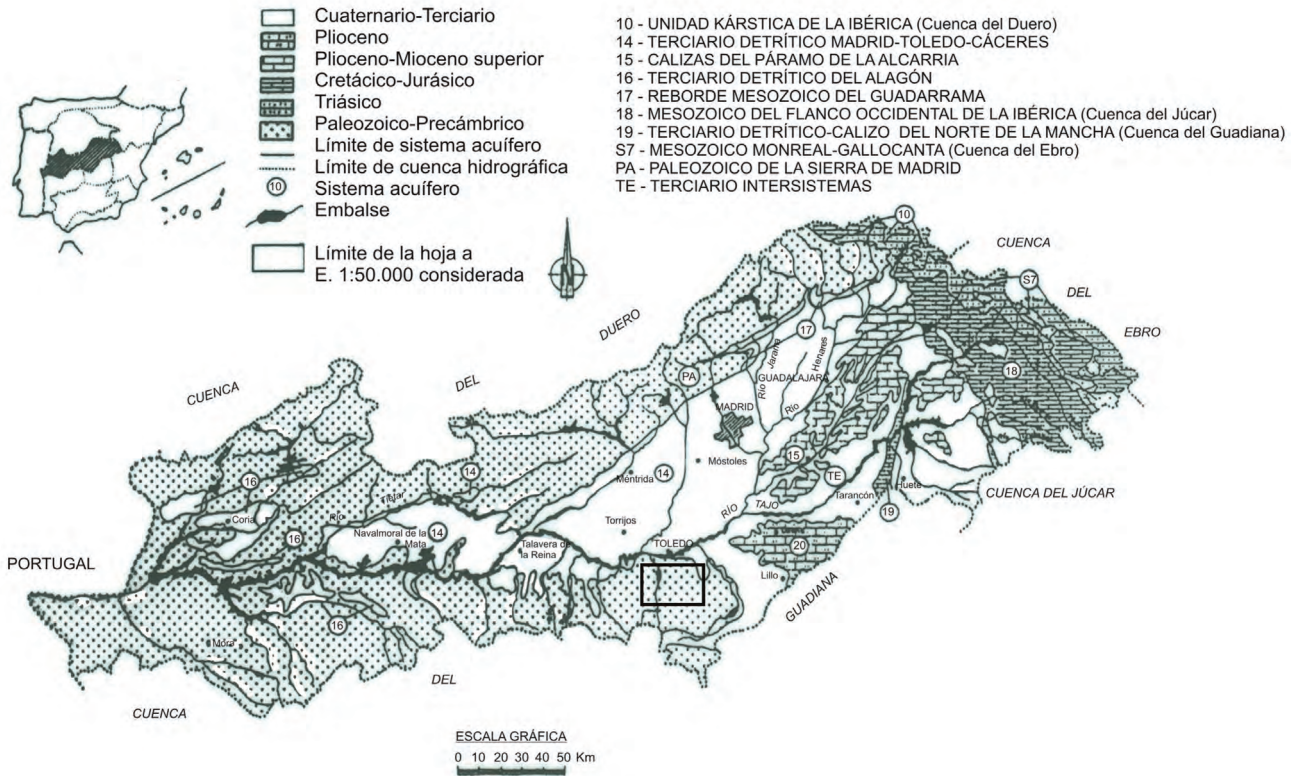


Figura 7.2. - Mapa de situación de los sistemas acuiferos de la Cuenca del Tajo de la Hoja de Sonseca.

ración, pueden dar lugar a emergencias que en la mayoría de los casos coinciden con épocas de alta precipitación.

Existen gran cantidad de captaciones de agua en forma de pozos domesticos, en su gran mayoría de gran diámetro, utilizados para el abastecimiento de casas de labranza. Casi todos estos se encuentran principalmente en el "lehm granítico", asociados a la banda de fracturación E - W y sobre los terciarios permeables.

En la hoja no existía hasta la realización de esta memoria, ningún punto de agua inventariado por el ITGE por lo que se han seleccionado seis puntos de agua donde se han recogido muestras para hidroquímica. (Vease Cuadro resumen del inventario de puntos de agua).

Se dispone de la analítica realizada en la hoja, en la que se han recogido seis muestras, tres en granitos, una en granitoides y dos en pizarras paleozoicas.

Nº PUNTO	pH	Conductividad (µS/cm)	FACIES
182631	7.84	761	Bicarbonatada - Cálcida
182651	7.57	1134	Bicarbonatada - Cálcida
182652	7.97	770	Bicarbonatada - Cálcida
182671	7.63	825	Bicarbonatada - Cálcida
182881	7.96	1601	Clorurada - Sódica
182682	7.67	808	Bicarbonatada - Cálcida

En la figura 7.3., puede observarse el campo de variación de los parámetros analizados representado en diferentes diagramas.

En el diagrama de Schoeller, gráfico 1 de la figura, se observa que todas las aguas quedan dentro de un rango de variación muy restringido, (B). Tan solo la muestra 182681, queda fuera de este campo B, siendo la responsable del límite superior del área A, igualmente queda desplazada en los demás diagramas. Esto puede deberse a contaminación por vertidos de industrias ganaderas presentes en la zona.

El diagrama de Piper, gráfico 2 de la figura, refleja que la mayoría de las aguas analizadas son de tipo bicarbonatadas-cálcicas, a excepción de la muestra ya mencionada (182681), que es de tipo clorurada bicarbonatada-sódico-cálcica, con un contenido en nitratos de 73.3 mg/l. Hay que señalar que en lo referente al contenido en cationes existen dos muestras (182651 y 182671), que por sus mayores contenidos en calcio, se desplazan del resto; esto puede deberse a intercambios iónicos Mg-Ca, lo que indicaría una mayor evolución de estas aguas.

Los valores de la conductividad como puede apreciarse son elevados, lo que indica un elevado contenido en sales en estas aguas, siendo pues aguas duras a moderadamente duras. El alto contenido en nitratos de estas aguas las hace no potables, según la Norma Española de

CUADRO RESUMEN INVENTARIO PUNTOS DE AGUA SONSECA 18 - 26 (657)

Nº PUNTO	NAT (1)	Prof. obra (m)	USOS (2)	Nivel Piez. (msnm)	CAUDAL (m³/h)	Litolg.	Conduct. (µh/cm²)	Residuo Seco (gr/l)	Ph	Origen document.	Fecha
182631	P	----	C	644.0	----	Granito	761	0.65	7.84	ADARO	1.990
182651	M	----	R	750.0	----	Granito	1134	0.88	7.57	ADARO	1.990
182652	P	----	C	668.5	----	Pizarras	770	0.68	7.97	ADARO	1.990
182661	M	----	C	----	----	Pizarras	----	----	----	ADARO	1.990
182671	P	----	R	757.0	----	Granito	825	0.68	7.63	ADARO	1.990
182672	M	----	C	----	----	Granito	1658	----	----	ADARO	1.989
182673	M	----	C	----	----	Conglomerados	445	----	----	ADARO	1.989
182681	P	----	G	709.7	----	Granito	1601	1.28	7.96	ADARO	1.990
182682	P	----	R	737.0	----	Pizarras	808	0.60	7.67	ADARO	1.990

(1) NATURALEZA:

Manantial
Pozo

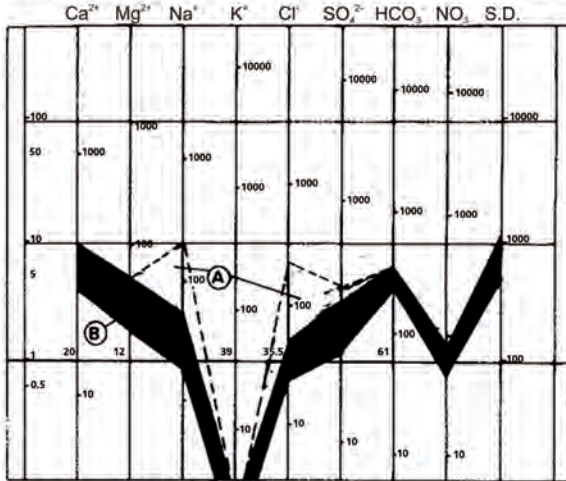
M
P

(2) USOS:

Riego
Desconocido
Ganadería

R
C
G

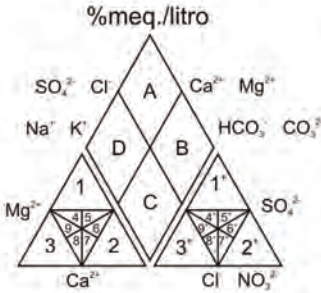
1. DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER (Modificado)



S.D.= Sólidos Disueltos

NOTA: Los parámetros están expresados en mg/l

2. DIAGRAMAS DE PIPER



CLASE
 A=Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
 B=Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
 C=Bicarbonatadas sódicas.
 D=Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.

TIPO
 1=Tipo magnésico 2=Tipo sulfatado.
 2=Tipo sódico 2'=Tipo clorurado.
 3=Tipo cálcico. 3'=Tipo bicarbonatado.

SUBTIPO
 4=magnésico-cálcico. 4+=sulfatado-bicarbonatado.
 5=magnésico-sódico. 5+=sulfatado-clorurado.
 6=sódico-magnésico. 6+=clorurado-sulfatado.
 7=sódico-cálcico. 7+=clorurado-bicarbonatado.
 8=cálcico-sódico. 8+=bicarbonatado-clorurado.
 9=cálcico-magnésico. 9+=bicarbonatado-sulfatado.

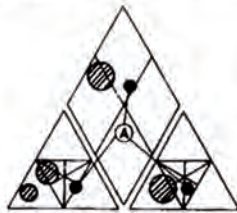


Figura 7.3. (1 y 2) - Campo de variación de los parámetros analizados.

3. GRÁFICOS AGRÍCOLAS

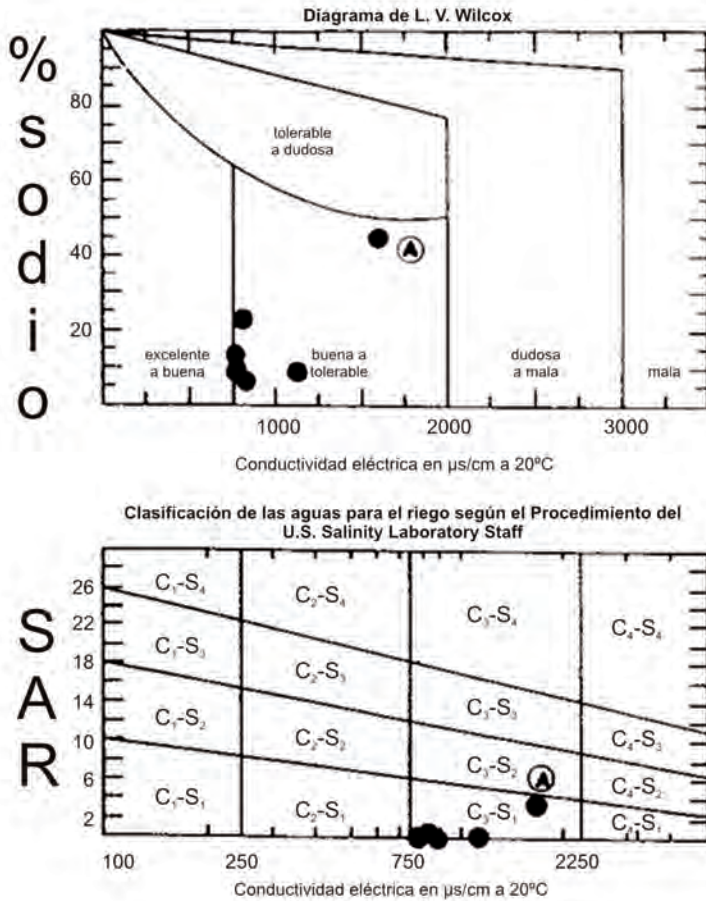


Figura 7.3. (3) - Campo de variación de los parámetros analizados.

Septiembre de 1.990. Si son aptas para su uso agrícola con algunas precauciones por su alto contenido en sales, aunque no exista riesgo de impermeabilización del suelo.

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

La minería de esta región es muy antigua, aunque nunca haya llegado a ser importante, con la excepción del grupo minero de Mazarambroz que, dentro de la minería del plomo-zinc, ha sido el más famoso de la provincia de Toledo y, por supuesto, de la presente Hoja.

La zona está constituida por tres unidades geológicas principales, que son: Complejo migmatítico al Norte, Sedimentos paleozoicos según una banda central y Granitoides tardíos al Sur. Las mineralizaciones existentes en estas tres unidades son morfológicamente análogas: yacimientos del tipo filones, a excepción de los indicios de grafito. Las naturalezas de las metalizaciones, sin embargo, son diferentes: en el Complejo migmatítico son de plomo, bario, hierro y grafito; en la Unidad central paleozoica de plomo, zinc y plata; y en los Granitoides tardíos de cobre, fundamentalmente.

Mineralizaciones en el Complejo migmatítico: en los términos municipales de Nambroca, Guadamur y Almonacid de Toledo aparecen mineralizaciones, siempre del tipo filones, de cuarzo y barita con abundantes óxidos de hierro y escasa o nula metalización de galena. Las labores son siempre superficiales, poniendo al descubierto que se trata de rellenos de fisuras por soluciones mineralizadoras de baja temperatura, todo lo cual indica su escaso interés.

Solamente los indicios de grafito, a pesar de su baja ley, pueden tener cierta importancia atendiendo a su buena calidad, como es el caso del indicio que aparece al NE de Guadamur (paraje de "Cerro Gordo") y muy próximo a la carretera de Toledo a Navahermosa, donde existen unas antiguas explotaciones de grafito, inactivas desde hace varios años. Las labores consisten fundamentalmente en explotaciones a "cielo abierto" con un desarrollo, las mayores, de 100 m de largo, por 20 a 30 m de ancho y 15 a 20 m de profundidad. También existen algunas labores subterráneas y multitud de calicatas en una longitud de 1 km. El grafito, originado probablemente por metamorfismo de sedimentos con un elevado contenido en carbono, se presenta diseminado en las migmatitas en forma de polvo y escamas. Una muestra seleccionada de las escombreras y analizada por el IGME dió un contenido en grafito del 12,08%.

Mineralizaciones en sedimentos paleozoicos: estos sedimentos paleozoicos están constituidos por esquistos, pizarras, calizas, areniscas y cuarcitas. En zonas próximas al contacto de estos metasedimentos paleozoicos con las migmatitas al Norte y los granitoides tardíos al Sur, es donde se encuentran ubicados todos los indicios minerales conocidos, por lo general yacimientos del tipo filones en los que la ganga dominante es el cuarzo y en menor proporción piritita, calcita y barita.

Al Este de Pulgar y a 3,5 km por el camino de Mazarambroz, existen unas minas de plomo, conocidas con el nombre de minas del "Tío Cobos", en el contacto paleozoico-granito. Las

labores existentes ponen al descubierto, en una corrida de 400 m, la existencia de un filón de cuarzo, de 0,6 a 1 m de potencia, de dirección E-O y buzamiento 60-70° N. Sobre este filón hay cuatro pozos de aproximadamente 15 m de profundidad, espaciados unos 100 m, en los que se han observado galerías en dirección. En las escombreras se ha observado galena argentífera (“ojo de perdiz”), cuarzo, pirita, óxidos de hierro y barita. Una muestra seleccionada de las escombreras y estudiada por el IGME ha dado el siguiente análisis: Pb - 16,23%; Ag - 623 g/Tm; Zn - 0,09%; Cu - 0,63%; Au - no se aprecia.

Por último, en el contacto paleozoico-migmatitas, se asientan las Minas de Guajaraz que, por su interés, volumen de explotación e importancia económica, merecen ser objeto de un apartado especial (7.2.1.1.).

Mineralizaciones en Granitoides tardíos: estos granitos, que se extienden por el Sur hasta las estribaciones de los Montes de Toledo, desde el punto de vista minero son de poco interés. Las mineralizaciones son fundamentalmente de cobre, presentándose en sus compuestos carbonatados, en indicios o labores superficiales, sin revestir la menor importancia.

7.2.1.1. Minas de Guajaraz

a) Historia minera

Este grupo minero tuvo su origen en una antigua mina de plomo (Siglo XIX) que fue explotada hasta 150 m de profundidad. El volumen de las escombreras de aquella época puede cifrarse en 25.000 m³, es decir, quizás las 80.000 Tm de todo-uno, con una ley media del 1-1,5%.

A partir de 1945, estas minas se ponen nuevamente en explotación, extendiéndose las labores entre séptima y novena plantas, con una producción inicial baja. Y es a partir de 1956 cuando se intensifica la explotación, de manera continuada, hasta la mitad de la década de los 80. En la actualidad, la actividad minera de la zona se encuentra totalmente paralizada, permaneciendo abandonadas todas las instalaciones de la mina.

b) Situación y accesos

La superficie total del Grupo, constituido por seis concesiones, es aproximadamente de 1.530 Ha. Afecta a los términos municipales de Mazarambroz, Noez y Casasbuenas.

Dista de Toledo unos 20 km a través de la carretera local a Layos y Pulgar, desde la cual, cerca del cruce de ésta con la de Casasbuenas, parte una pista hacia el Sur que llega hasta el pozo principal denominado “La Unión”.

c) Características geológicas

Geológicamente, el Grupo minero se sitúa en el borde Sur de la Unidad Migmatítica, dentro del entorno de la Banda Milonítica. La formación migmatizada, de menor resistencia a la erosión que las calizas (Cámbrico) y cuarcitas (Ordovícico) que la flanquean, forma un pequeño valle de aproximadamente 400 m de cuerda, y es en ella donde arman las mineralizaciones más interesantes de minas de Guajaraz.

d) Características mineralógicas

Mineralógicamente, la zona se caracteriza por una serie de filones ubicados con preferencia en los gneises, aunque también, pero con menos frecuencia, en los granitos. Aquellos que arman en granitos presentan una paragénesis de barita-galena-calcita y los ubicados en los gneises presentan galena-blenda-cuarzo-fluorita. En ambos casos son muy argentíferos, aunque, como ocurre en la mayor parte de estas mineralizaciones, los contenidos en plata disminuyen en profundidad.

En los paquetes de calizas muy silicificadas, enclavadas en las facies gneísicas, además de la galena aparecen masas muy ricas en marmatita (esfalerita ferrífera).

e) Características estructurales

Los filones tienen, en el mejor de los casos, una longitud de mil metros y aparecen en forma de vetas o pequeñas vetillas dispersas entre una brecha milonítica.

El filón principal se encuentra sobre sedimentos paleozoicos migmatizados. Tiene una dirección N 80° E y potencia de 30-40 cm. El buzamiento es variable: en superficie 75° S, entre 2ª y 5ª planta se pone 80° N, y, finalmente, entre 5ª y 10ª su buzamiento es de 80° S.

En 9ª planta, el filón se encuentra metalizado hacia el Oeste en una corrida de 450 m de un modo uniforme, y hacia el Este en una corrida de 170 m, aunque con una metalización inferior.

En superficie, el filón arma en pizarras y areniscas cuarcitosas, afectadas por fenómenos de migmatización, y se encuentra muy próximo a la base de las cuarcitas masivas existentes inmediatamente al Sur. En los primeros niveles se observa gradualmente el fenómeno de migmatización en los sedimentos, para pasar, en profundidad, a una secuencia de gneises superiores y otra de gneises inferiores, siendo éstos mucho más cuarcíticos que los primeros.

Otros filones (menos abundantes) toman direcciones N 20° - 30° E, correspondiendo a fallas conjugadas con las Este-Oeste (dominantes).

Además de estas mineralizaciones filonianas, existen masas o cuerpos tabulares mineralizados (hasta con 10 m de espesor), rellenando cavidades y fracturas de algunos paquetes de calizas silicificadas, insertas en las facies gneísicas y buzando unos 30° al Sur.

f) Hipótesis genética

En cuanto a hipótesis posibles para la génesis del plomo, en el caso filoniano sería de origen hidrotermal, como lo demuestra la alteración existente en los hastiales de las vetas mineralizadas, cuyas salbandas se presentan generalmente argilitizadas.

Respecto a los cuerpos de calizas silicificadas que aparecen dentro de la secuencia neísica (migmatitas), para las masas tabulares mineralizadas que contienen (metalizaciones ricas en Zn) se pueden establecer dos hipótesis:

- Es un horizonte estratiforme con mineralizaciones de reemplazamiento metasomático, o bien.

- Sólo aparece la mineralización en las proximidades del filón, y es una consecuencia de la mineralización filoniana que se ha extendido, aprovechando la discontinuidad normal que siempre produce un cambio de litología.

g) Leyes, producciones y reservas

Los trabajos mineros más importantes se centraron en el pozo maestro situado en el registro minero "La Unión", donde las labores de explotación sobre el filón principal alcanzaron una profundidad de 380 m.

La ley en plomo y zinc del todo-uno que se extraía era muy baja: apenas el 2% de Pb y el 2% de Zn; por lo que fue necesario concentrar los minerales a bocamina. Se obtuvieron así concentrados de plomo con ley media del 70%, y de zinc con leyes del 51,5%. Las producciones anuales eran de 700 Tm de Pb y 750 Tm de Zn. Ya en 1977 la mina tenía una producción de 1.500 toneladas de todo-uno/mes con el 6,7% de Pb + Zn.

El contenido en plata variaba entre 50 y 120 gramos por tonelada de todo-uno, lo que se traducía en unos concentrados con leyes de 1.500 a 3.000 gramos de Ag por tonelada/concentrado.

En las últimas plantas, además de la explotación de la estructura filoniana que venía trabajándose desde cotas superiores, procedieron al beneficio de las menas de zinc que aparecen intraestratificadas en las calizas silicificadas, incluidas en las facies neísecas. Se ha estimado que la reserva potencial de este paquete de calizas (tipo "*flat lying*") sería de 4-10 millones de toneladas, con unas leyes del 10% de Zn, 0,5% de Pb y 130 g/Tm de Ag.

Por último, es digno de resaltar que una muestra de cuarzo, analizada por el IGME en 1974, dió como resultado 2 g/Tm de Au.

7.2.2. Rocas Industriales

En general, la actividad extractiva de rocas industriales se reduce a pequeñas y aisladas explotaciones de poco significado. El bajo precio de la mayor parte de los productos obtenidos hace que la ubicación de las explotaciones sea próxima a los centros de consumo, al no poder soportar el encarecimiento que significaría un transporte prolongado.

Milonitas: En el término municipal de Almonacid de Toledo y al SO de dicha población, existen dos canteras a cielo abierto y activas. Ambas se sitúan en la Banda Milonítica, donde se benefician los granitoides biotíticos inhomogéneos de la Unidad Migmatítica.

Una de estas canteras, denominada "Cerrojones", tiene una producción anual aproximada de 181.188 toneladas, con una ley aprovechable del 95%. Para la otra, más reciente, denominada "La Oliva", se estima una producción anual de 144.000 toneladas, con una ley del

90%. Todos los materiales extraídos se utilizan en la construcción de vías férreas, carreteras, hormigones y aglomerantes. Las reservas se pueden considerar prácticamente inagotables.

Mármoles: Todas las explotaciones de la Hoja se encuentran inactivas (Niveles calco-dolomíticos del Cámbrico inferior, al N.NE de Pulgar), 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.

Unicamente funciona, de manera intermitente, un yacimiento de mármol dolomítico que se encuentra al Oeste de Almonacid de Toledo, cuyo material beneficiado se utiliza para la fabricación de terrazas y, en ocasiones, para áridos. La explotación se sitúa a los metasedimentos calcáreos de la Unidad Migmatítica.

Granitos: En algunos puntos de la Hoja, tanto del Norte (Leucogranitoides y granitoides biotíticos inhomogéneos de la Unidad migmatítica) como el Sur (Granitos tardíos de grano medio-grueso), se han empleado estas rocas para áridos de hormigón o para la fabricación de adoquines, peldaños, bordillos, etc., pero se han explotado de forma artesanal en pequeñas canteras de vida efímera. Hoy día, todas ellas se encuentran abandonadas.

Por último, en cuanto a feldespatos, sillimanitas, arcillas, cuarzos, cuarcitas, etc., que figuran en el plano como indicios, se reducen a pequeñas y aisladas explotaciones de uso local 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 Sonseca se han distinguido tres áreas y diez 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 16

AREA II

ZONA II₁: Tramo 17, 19 y 21

ZONA II₂: Tramo 18 y 20

ZONA II₃: Tramos 22

ZONA II₄: Tramos 23

AREA III

ZONA III₁: Tramos 24 y 25

ZONA III₂: Tramos 26 y 27

ZONA III₃: Tramo 28

ZONA III₄: Tramo 29

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 pórfidos graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 2-6 m en las aplitas y de unos 100 m en los pórfidos.

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 16)

Se incluyen en esta zona a las rocas ígneas de la Hoja, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a trece 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 escorrentía superficial.

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

7.3.1.2. 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.

- ZONA II₁ (Tramos cartográficos 17, 19 y 21)

Corresponde a pizarras, limolitas, esquistos y metaareniscas con alguna intercalación cuarcítica.

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, diaclasas y pizarrosidad), podrá tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

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

- ZONA II₂ (Tramo cartográfico 18 y 20)

Lo constituyen niveles de carbonatos, mármoles y rocas calcosilicadas aflorantes en distintos puntos de la Hoja.

Estos materiales 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 II₄ (Tramo cartográfico 23)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) que 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, constituyen 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.

Las características mecánicas son favorables, ya que tienen capacidad de carga alta y no pre-

sentan problemas de asientos. Estas rocas no son ripables. Pueden presentar problemas de caídas de bloques.

- ZONA II₃ (Tramos cartográficos 22)

Está constituida por pizarras, cuarcitas y areniscas que se sitúan bajo los sedimentos cuarcíticos (tramo 23).

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 asientos. Pueden producirse caídas de bloques cuarcíticos y/o deslizamientos a favor de planos de S_0 .

7.3.1.3. Area III

Se agrupan en este área cuatro zonas con características diferentes, incluidas todas ellas dentro del Terciario y Cuaternario.

- ZONA III₁ (Tramos cartográficos 24 y 25)

Corresponden a conglomerados, arcillas y arenas que presentan una morfología plana con ligera inclinación hacia el N o el S. En general, no plantean problemas geomorfológicos.

Es una formación impermeable o con algún acuífero aislado, condicionado por la potencia del tramo y la ausencia de arcilla en su matriz. En conjunto el drenaje es malo, por lo que se producen abundantes zonas encharcadas.

La ripabilidad es buena, con capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

- ZONA III₂ (Tramos cartográficos 26 y 27)

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 paleozoicos como graníticos.

Dada la morfología de los mismos, presentarán 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 escorrentía.

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

- ZONA III₃ (Tramo cartográfico 28)

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 son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

- ZONA III₄ (Tramo cartográfico 19)

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

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

Como riesgo mayor en esta zona se encuentran las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectará 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 índole cultural, que debe ser protegido ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta que es, en definitiva, nuestra propia historia como seres vivos.

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 Geológico y Minero de España (I.G.M.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 Sonseca se han inventariado un total de tres puntos en los que se resaltan aspectos característicos de algunos de los materiales aflorantes. Dos de ellos presentan una influencia local, mientras el dedicado a la Falla Normal de Toledo (“Banda Milonítica”) tiene una influencia de interés nacional. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- Leucogranitos moscovíticos (Mazarambroz)
- Filón de cuarzo (Cerro del Guijo)
- “Banda Milonítica” al NE de Pulgar.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS P.I.G.

8.2.1. Leucogranitos moscovíticos (Mazarambroz)

Este afloramiento merece ser destacado por el tipo de yacimiento; se trata de un cuerpo “tabular-estratoide” en forma de cúpula, emplazado subhorizontalmente en el granito (monzogranito) biotítico ± cordierita, tipo Mora-Mensalbas en una etapa de relajación de los esfuerzos ascensionales de los monzogranitos.

Por su interés, este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- | | |
|----------------------|------------|
| . Petrológico: | Bajo |
| . Científico: | Bajo |
| . Didáctico: | Bajo-medio |
| . Por su influencia: | Local |

8.2.2. Filón de cuarzo del Cerro Guijo

Se ha seleccionado este punto por ser el más representativo de la actividad filoniana hidrotermal asociada al plutonismo de la alineación Mora-Gálvez. Este filón se extiende desde la finca del Castañar hasta el NO de Mazarambroz, a lo largo de 8,5 km, con una dirección N55°E. La potencia varía de 2 a 30 m en el Cerro del Guijo (NE de Mazarambroz). Se trata de cuarzo masivo sin sustancias metálicas asociadas.

Desde el punto de vista de su interés, la clasificación es:

- | | |
|-------------------|------|
| . Petrológico: | Bajo |
| . Minero: | Bajo |
| . Geomorfológico: | Bajo |

. Científico:	Bajo
. Didáctico:	Bajo
. Económico:	Alto
. Por su influencia:	Local

8.2.3. Banda milonítica

La Falla Normal de Toledo (“Banda Milonítica”), es un importante accidente tardihercínico que pone en contactos dos dominios de caracteres tectono-metamórficos diferentes. Al Norte, el Dominio Migmatítico de Toledo, formado por materiales gneísicos con intercalaciones marmóreas 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 vedes). Por otro lado, también pone en contacto a los materiales del Dominio Migmatítico con los granitos tardihercínicos 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 fue de gran magnitud, dado el contraste tectono-metamórfico de los materiales que separa.

Por su interés, se clasifica como sigue:

. Tectónico:	Alto
. Petrológico:	Alto
. Minero:	Alto
. Científico:	Alto
. Didáctico:	Alto
. Económico:	Alto

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos se han seguido los criterios dados por el IGME 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 IGME como información complementaria a la memoria para su consulta por cualquier persona o entidad interesada en los mismos.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". 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 néisica 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.
- ALLEGRET, A. (1983).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.).- 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. París.
- ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1986).- 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. París.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MOTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J.y SOLE, J.(1988).- "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbricos-cámbricos de la mitad suroriental de la zona centro-ibérica". Comunicaciones II Congr. Geol. España Granada, Vol.1, pgs. 19-22.
- ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984).- "Petrología de dos series graníticas peraluminicas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroja (Toledo)". Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 95: 59-77.
- ANDONAEGUI, P. e IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)". Memorias II Congreso de Geogúmica de España. 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. Univ. Complutense de Madrid.

- APARICIO YAGÜE, A. (1970). "Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo". *Estud. Geols.*, 26: 281-283.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Estud. Geol.* 27, 369-414.
- APARICIO, A; BELLIDO, F; BRANDLE, J.L.; GARCÍA, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español". *Estud. Geol.* 39, 271-306.
- APARICIO YAGÜE, A. y GIL CID, M^a 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. E. 1:50.000 (2^a ser.)*, 659: 17 págs.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del; PEDRAZA, J.; VILLASECA, C.; BARDAJÍ, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J.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, G. de (1991 a).- Segovia. *Inst. Tecnológ. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a ser.)*, 483: 135 págs.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; OLMO SANZ, A. del; PINEDA, A.; VILLASECA, C.; BARDAJÍ, T.; CAPOTE, R.; CENTENO, J.D.; ESCUDER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MERLO, A.; RUIZ GARCÍA, M.T.; SANZ, M.A. y VICENTE, G. de (1991 b).- Turégano. *Inst. Tecnológ. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a ser.)*, 457.
- AZOR, A.; CASQUET, C.; MARTÍN PARRA, L.M.M.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del; PEINADO, M.; PINEDA, A.; VILLAR ALONSO, P. y VILLASECA, C. (1991).- Prádena. *Inst. Tecnológ. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a ser.)*, 458.
- BABÍN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (en prensa): "Middle Ordovician (Llanvirn-Llandeilo) bivalve molluscs from Spain". *Palaeontology*.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988).- "Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo". *Geogaceta*, 5: 66-68.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988).- "Caracterización geoquímica de las rocas gabroideas del área de Toledo (Región central del Hercínico Ibérico). III Congr. Geoquím. Esp., 1: 97-107.
- BASTIDA, F. (1981).- La esquistosidad primaria, una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11: 35-54.
- BELLIDO, F.; CASQUET, C.; ESCUDER, J.; KLEIN, E.; NAVIDAD, M.; OLMO SANZ, A. del y PEINADO, M. (1991).- Buitrago. *Inst. Tecnológ. Geomin. Esp., Mapa Geol. Nac. E. 1:50.000 (2^a ser.)*, 484.
- BELLIDO, F.; CASQUET, C.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; NAVIDAD, M. y OLMO SANZ, A. del (en prensa).- Torrelaguna. *Inst. Tecnológ. Geomin. Esp., Mapa Geol.*

Nac. E. 1:50.000 (2ª ser.), 509.

- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).- Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. Abstracts of the Int. Conf. on Iberian Terranes and their Reg. correlation, Oviedo: p. 39.
- BONJOUR, J.L.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. y CORNICHE, J. (1988): "U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale". Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 72, pp. 329-336.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". Memorias del IGME. 73, 1-273.
- BRASIER, M.D., PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979).- "Discovery of an importante fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". Estud. Geol., vol. 35, pp. 379-383.
- BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia". Can. Soc. Pet. Geol., Mem. II:241-255.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). "Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la prov. de Cáceres". Boletín del IGME. 82, 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". Estud. Geol. 27.
- CARBO, A.; BERGAMIN, J.F.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; SANTA TERESA, I.; DE VICENTE, G. y ZORITA, M.C. (1987). "Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica". Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Ed. Rueda.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo". Bul. Soc. Géol. France. 212, 3-24.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856). "Memoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo". Bul. Soc. Géol. France (2). 12, 182-204.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonic and granite emplacement in the Spanish Central System". European Geotraverse (EGT) Project. Commission of the European Communities. pp. 62-76. Strasbourg.
- CHAUVEL, J. (1980): "Données nouvelles sur quelques Cystoides Diploporites (Echinodermes) du Paléozoïque Armoricaín". Bull. Soc. Géol. et Min. Bretagne (c), 12, pp. 1-28.
- CHAUVEL, J. y MELÉNDEZ, B. (1978): "Les Echinodermes (Cystoides, Astérozoaires, Homalozoaires) de l'Ordovicien moyen".

- DABRIO, C.J. (1988). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de la Hoja 685 (Los Yébenes)". MAGNA. Informe Interno ITGE.
- DABRIO, C.J. (1990). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de las Hojas 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo)". MAGNA. Informe Interno ITGE.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1982). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1983). "Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca". *Studia Geol. Salmanticensis*, 18, 65-80. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1986). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensis*, 52, 162 págs.. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M^a A. y FOURNIER VINAS, Ch. (1981). "Hallazgo de acritarcos en el Complejo Esquisto-Grauváquico al Sur de Salamanca". *Acta Geol. Hisp.*, 16(3), 131-134.
- DÍEZ BLADA, M^a A; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN LÓPEZ, C.; NOZAL MARTÍN, F; PARDO ALFONSO, M.V. y ROBLES CASAS, R. (1990). "Nuevos datos acerca de la estratigrafía y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2), 117-126.
- FARIAS, P; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALAN, 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 Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular (Porto 1985). *Actas e comunicações. Univ. Porto. Fac. Ciênc. 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 granitífero de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 388-390.
- GIL CID, D. (1970) .- "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Estud. Geol.*, 26, 285-295.
- GIL CID, D. (1972 a).- "Nota sobre algunos Calymenáceos (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Estud. Geol.*, 27, 285-295.
- GIL CID, D. (1972 b).- "Sobre algunos Asaphidae (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Estud. Geol.* 28, 89-101.
- GIL CID, D. (1988).- "Redlichiiidae del Cámbrico Inferior de los Navalrallos (Toledo)". *Bol. Geol. Min.* 99 (4), 584-591.

- GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976).- "El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque. Gualija (Prov. de Cáceres, España)". Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal. 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M.D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.D. de (1976).- "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterrae*, vol, 13, pp. 1-19.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914a).- "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 14, 383-385.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914b).- "Excursión geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 14, 385-388.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. del Mus. Nac. de Ciencias. Nat. (Ser. Geol.)*, 15, 5-74.
- 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. (1984).- "Una interesante señal de actividad biológica en el Ordovícico de los Montes de Toledo". *COL-PA*, 39, 17-25.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986).- "Graptolitos del Ordovícico español". Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid 701 pp. (inéd.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983).- "Estudio de los monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central)". *Estud. Geol.*, 39, 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO NOGUEIRA, M. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1984).- "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibér.*, 9, 287-319. (1984a).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984).- "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estud. Geol.*, 40, 421-453.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1976).- Microstructural evolution of quartz-feldspatic rocks as a result of increasing strain in Toledo Milonite (Spain). Tesis, Imperial College, Univ. 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. (1911).- "Itinerario geológico de Toledo a Urda". Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Ser. Geol.). 1, 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.
- HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. de y VILAS, L.(1977). "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". Estud. Geol., 33 (4): 327-342.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988). "Mapa geomorfológico E.1:50.000 (Toledo-Sonseca)". Memoria. Univ. Complutense/Inst. Geográfico Nacional. 3-39.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1978).- "Contrasts between I and Stype Granitoids of the Kosciusko Batholith". J. Geol. Soc. Australia, 25:134-219.
- HUNTER, R. E., y CLIFTON, H. E. (1981).- "Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon". J. Sediment. Petrol. 52 (1):127-143.
- HUNTER, R.E., CLIFTON, H.E. y PHILLIPS, R.L. (1979).- "Depositional processes, sedimentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast". J. Sediment. Petrol. 49 (3): 711- 726.
- IGME (1950).- "Hoja geológica y memoria a E. 1/50.000, nº 655 (Los Navalmorales)".
- IGME (1951 a).- "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 656 (Gálvez)".
- IGME (1951, b).- "Mapa geológica de España a E. 1/50.000 hoja nº 658 (Mora)".
- IGME (1952).- "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 686 (Turleque)".
- IGME (1972).- "Mapa geológico de España a E. 1/200.000, hoja nº 53 (Toledo)".
- IGME (1971).- "Hoja geológica y memoria a E. 1/50.000, nº 52 (Talavera de la Reina)".
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983).- "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar José M^a Ríos. 1, 192-246.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1972).- "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000". Inst. Geol. Min. Esp.: 113 págs.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983).- "La estructura de la extensión S.E. de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado". Libro Jubilar José M^a Ríos. 1, 477-490.

- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- "Cuenca de Madrid". In: COMBA, J.A. (Coord.).- "Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España". Inst. Geol. Min. Esp., 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. (Eds.).- Nouveau 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.
- LEVEQUE y LANCELOT, J.R. (1985).- In: ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (Eds.).- Nouveau 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.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1984).- "Los micromamíferos fósiles de la Cuenca del Tajo". Inf. complementario paleont. 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. (1956).- "Über Sardische Belegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur asystischen. Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille". Stuttgart 128-139.
- LOTZE, F. (1960a).- "El Precámbrico en España". Vol. y Com. del IGME vol. 60, pp 227-239.
- LOTZE, F. (1960b).- "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 Comunicaciones del IGME. 61, 137-161.
- LUJAN, F. de (1850).- "Estudios y observaciones geológicas relativos a los terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y 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 archéenne 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 présence d'une discordance précambrien 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 caractères morphotectoniques de la dis-

- cordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". C.R. Somm. Soc. Géol. France. 7:220-221.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991).- Continuous deformation, ductile thrusting and back-folding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of Central Spain, In: 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.
- MARCELT RIBA (1928).- "Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo". Mem. R. Acad. Cienc. Artes Barcelona, 20 (16).
- MARRE, J. (1982).- "Méthodes d'analyse structurales des granitoides". B.R.G.M. Orleans cedex. France.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971).- "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.). 69, 261-265.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974).- "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976).- "Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (Cámbrico Sup.?) en los Montes de Toledo S. Orientales". Estud. Geol. 33, 591-613.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Nuevos datos sobre el Ordovícico inf. El límite Cámbrico-Ordovícico y Fases Sárdicas en los Montes de Toledo". Cons. Geotec. Estud. Geol. 33, 57-58.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977).- "Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena en la Meseta Central española. Tecniterrae, 20: 8-22.
- MARTÍN ESCORZA, C. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1978).- "Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo". Estud. Geol., 34: 33-43.
- MARTÍN HERRERO, D.; IGLESIAS PELÁEZ, A. y GRACIA PRIETO, J. (1990).- Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 654 (17-27) Navahermosa. ITGE.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M^a; NOZAL MARTÍNEZ, F. y PARDO ALONSO, M.V. (1988).- "Mapa geológico de España a E. 1/50.000. Hoja nº 527 (12-21). Sequeros". I.T.G.E.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1986).- "Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque)". I.T.G.E.

- MARTÍN-SERRANO, A. (1988).- "Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la meseta. El papel morfoodinámico de la Raña". *Comun. 2º Congr. Geol. Esp.*, 1: 395-398.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988).- Sobre la posición de la raña en el contexto morfoodinámico de la Meseta. *Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Bol. Geol. Min.*, 99(6): 855-870.
- MELÉNDEZ, B. (1958): "Nuevo Cistideo del Ordoviciense de los Montes de Toledo". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 50, pp. 323-329.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J. y DOLLASE, W.A. (1981).- Composition of plutonic muscovite: ceogenetic implications. *Cand. Miner.*, 19: 25-34.
- MONTESERIN, V. (1981).- "Mapa geológico de España E. 5º.0000. Hoja 682 (Sevilleja de la Jara)". *MAGNA. Mapa Geológico Nacional de España. IGME.*
- MONTESERIN, V. (1984).- "Cartografía geológica y Memoria de las hojas MAGNA nºs 15-27. (Sevilleja de la Jara); 14-26 (Valdeverdeja); 13-26 (Jarraicejo)". *Mapa Geológico Nacional. IGME.*
- MOLINA, E. y ALEIXANDRE, T. (1978).- "Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie pliocena del Tajo". *Granada, Proceedings of the 5th Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology*, 501-521.
- MOLINA, E. (1980).- "Alteración relictiva y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Studia Geol. Salmanticensia.* 16, 15-25.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A., PELLITERO, E.; CANTANO, M. (1986).- "Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif". *International Geomorphology, 1986. John Wiley and Son.* 2, 957-978.
- 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". *Studia Geol. Salmanticensia*, XX, 115-126.
- MORENO, F. (1977).- "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.*
- MORENO, F. (1977).- "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticl. de Valdelacasa y el Valle de Alcadia". *Studia Geológica.* 12, 123-136.
- MORENO, F. (1981).- "Memoria explicativa de la Hoja nº 711 (Las Guadalerzas) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie)". *Inst. Geol. Min. España*, 31 pp.
- MORENO, F. y GÓMEZ, V. (1985).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº 683 (Espinoso del Rey)". *I.T.G.E.*
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976).- "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas

- relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticl. de Valdelacasa (M. Toledo)". *Brevioria Geol. Astúrica*, 1, 8-16.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976).- "Los Montes de Toledo". Dpto. Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J.S. Elcano (CSIC).
- NAVIDAD, M. (1973).- "Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo)". *Estud. Geol.*, 29: 543-548.
- NELSON, C.H. (1981).- "Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems". *J. Sediment. Petrol.* 52 (2): 537-545.
- NICOD, J. y VAUDOUR, J. (1985).- "Geomorphologie du fossé du Tage moyen. *Ann. Géogr.*, XCIV, 524, 452-456.
- NOZAL, F. (1981).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 708 (Minas de Santa Quiteria)". Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME.
- NOZAL, F. (1984).- "Cartografía geológica y Memoria de las hojas E. 1:50.000 (15-28), Sta Quiteria; (14-27), Castañar de Ibor; (18-27), Aldeacentenera". Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME.
- NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1988).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº (16-28) Anchuras". MAGNA. IGME.
- 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.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982).- "The Lower Ordovician transgression in South-West Europe. *Palaeont*". *Contr. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PEDRAZA, J. (1984).- "Domas graníticas de exhumación en la rampa de Cadalso de Los Vidrios (Sistema Central Español)". I Congr. Esp. Geol., T.1, 535-552.
- PEÑA, A. de la (1876).- "Reseña geológica de la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 3: 329-331.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F.; VEGAS, R. (1976).- "Datación de las calizas del Cámbrico inf. de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos". *Brevioria Geol. Astúrica*, 20, 33-46.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979).- "El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, C.S.I.C.*, nº 9, 23-36.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982).- "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones

- con la cuenca del Tajo". Edit. de la Universidad Complutense 179/82. 1-787.
- 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.
- RÁBANO, I. (1985).- "Precisiones sobre los trilobites del Arroyo Acebrón (Ventas con Peña aguilera, Toledo)". COL-PA 40, pp. 9-17.
- RÁBANO, I. (1989a).- "El género Uralichas DELGADO, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". Bol. Geol. Min., 100 (1), pp. 21-47.
- RÁBANO, I. (1989b).- "Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroeuropea española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". Bol. Geol. Min., 100 (4), pp. 307-308.
- RÁBANO, I. (1989c).- "Idem. Parte II. Agnostina y Asaphina". Bol. Geol. Min., 100 (4), pp. 541-609.
- RÁBANO, I. (1989d).- "Idem. Parte III. Calymenina y Cheirurina". Bol. Geol. Min., 100 (5), pp. 767-841.
- RÁBANO, I. (1989e).- "Idem. Parte IV. Phacopina, Scutelluina, Odontopleurida y Lichida". Bol. Geol. Min., 100 (6), pp. 971-1032.
- RAMSAY J.F. (1967).- "Folding and fracturing of rocks". Mc Graw- Hill. Book. Company.
- ROBLEDO RANA, J.L. (1973).- "Metamorfismo de contacto en las Sierras de San Pablo y Navahermosa (Toledo)". Tesis de licenciatura: Univ. Complutense de Madrid. (Inédito).
- ROIZ, J.M. (1979).- "La estructura y la sedimentación herciniana en especial el Precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano". Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926).- "Sobre la geología de los alrededores de Toledo". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26: 217-219.
- SAN JOSÉ LANCHAS, M.A. de (1969).- "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de los Montes de Toledo". Cuad. Geol. Ibérica. 1, 335-345.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P. (1974).- "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo". Boletín del IGME. 85, 21-31.
- SANTA TERESA, I. (1982).- "Estudio en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos". Tesis de licenciatura; Univ. Complutense de Madrid. (Inédito).
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; (1983).- "Geometría en profundidad del gra-

- nito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Studia Geol. Salmanticensia*, 18, 237-250.
- SARG, J.F. (1988).- "Carbonate sequence stratigraphy". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 155-181.
- SDZUY, K. (1971).- "Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica". I congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica (II) 1: 753-766.
- TAMAIN, G. (1972).- "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena oriental (Espagne)". These. Univ. Paris Sud. (Centre d'Orsay).
- TEMPLADO, D.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y MESEGUER, J. (1944).- "Toledo". *Inst. Geol. Min. Esp., Mapa Geol. Nac. E.* 1:50.000 (1ª ser.), 629.
- UBANELL, A.G. (1975).- Localización de una depresión terciaria en el curso alto del Alberche (Sistema Central Español). *Bol. Geol. Min.*, 86(5), 478-484.
- VAN WAGONER, J.V., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F. LOUTIT, T.S. y HANDERBOL, J. (1988).- "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 39-45.
- VAUDOUR, J. (1979).- "La región de Madrid. Alterations, soils et paleosoils". Ed. Ophrys. 5-390.
- VÁZQUEZ, F.; DE MIGUEL, J.M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988).- "Mapa Geológico de España E. 1/50.000. Hoja nº 685 (18-27). Los Yébenes". *I.T.G.E.*
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. (1979).- "La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (c. Luso-or-alcu)". *Tecniterrae*. 8, 1-5.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1981).- Posible contribución de la geofísica al conocimiento de la evolución geodinámica de la Meseta Ibérica (Macizo Hespérico). IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica; *Com. Nac. Geol. y Geof.*, 389-396.
- VIDAL BOX, C. (1944).- "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas". *Las Ciencias*. 1, 82-111.
- VILANOVA, J. (1857).- "Correría geológica por la provincia de Toledo". *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 4: 89-93.
- VILLASECA, C. (1983).- Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid: 1-331.
- WINKLER, H.G.F. (1976).- *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer-Verlag.) Ed. esp: *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. H. Blume Eds.: 346 págs., 1978).
- ZAMARREÑO, I; VEGAS, R.; MORENO, F. (1976). "El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo Occ". *Brevioria Geol. Astúrica*. 20, 4-56.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-820-7



9 788478 408207