



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MADERUELO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MADERUELO

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

Depósito legal: M. 13122-2007
ISBN: 978-84-7840-660-9
NIPO: 657-07-007-X

Fotocomposición: I.M.G. Impresión Gráfica
Impresión: I.M.G. Impresión Gráfica

La Memoria y el Mapa Geológico de la Hoja de Maderuelo (403), han sido realizados por la Unidad de Estratigrafía, Paleontología y Geología del Petróleo del Departamento de Ingeniería Geológica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Tecnológico Geominero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes titulados superiores:

Cartografía geológica, geomorfológica, hidrogeológica y Memoria:

García Cortés, Dr. Ingeniero de Minas
Torres Pérez-Hidalgo, Trinidad. Dr. Ingeniero de Minas
Mansilla Izquierdo, Hermenegildo. Dr. Ingeniero de Minas
Quintero Amador, Indalecio. Dr. Ingeniero de Minas
Rubio Pascual, Francisco Javier. Ldo. en Ciencias Geológicas

Macropaleontología:

Quintero Amador, Indalecio. Dr. Ingeniero de Minas
Mansilla Izquierdo, Hermenegildo. Dr. Ingeniero de Minas

Micropaleontología:

García Cortes, Angel. Dr. Ingeniero de Minas

Petrología sedimentaria:

Mansilla Izquierdo, Hermenegildo. Dr. Ingeniero de Minas
Torres Pérez-Hidalgo, Trinidad. Dr. Ingeniero de Minas

Petrología ígnea y metamórfica:

Cueto Hinschberger, Raúl. Ingeniero de Minas
Rubio Pascual, Francisco Javier. Ldo. en Ciencias Geológicas

Supervisor del proyecto:

Gabaldón López, Vicente. Dr. en Ciencias Geológicas

En la ejecución de esta cartografía han colaborado, realizando sus Proyectos Fin de Carrera, Francisco Jose Fernández y María Isabel Zamora Francisco, alumnos de 6º Curso de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, así como los alumnos de 5º Curso, Pablo Guerrero Pacheco y Angel Pelaez Martínez.

La documentación complementaria de esta Hoja, archivada en el IGME para consulta pública, consta de los siguientes documentos:

- Plano de situación de muestras
- Colección de muestras con sus informes correspondientes
- Colección de fotografías
- Columnas estratigráficas de detalle
- Cartografía hidrogeológica a escala 1:50.000 e informe hidrogeológico
- Informe sobre Puntos de Interés Geológico

Í N D I C E

1.- INTRODUCCIÓN	9
1.1.- SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICA	9
1.2.- ANTECEDENTES	10
1.3.- ENCUADRE GEOLÓGICO	11
2.- ESTRATIGRAFÍA	11
2.1.- ROCAS METAMÓRFICAS DE ORIGEN ÍGNEO	12
2.1.1.- Ortogneises metagraníticos tipo gneis de Berzosa (3). Ordovícico inferior	12
2.1.2.- Ortogneises glandulares tipo Olla de Sapo (4). Ordovícico inferior	12
2.1.3.- Leucogneises (5)	13
2.1.4.- Leucogranitos (6)	13
2.2.- METASEDIMENTOS	14
2.2.1.- Paragneises (7). Preordovícico	14
2.2.2.- Cuarcitas. Fm Constante (8). Tremadoc	15
2.2.3.- Esquistos. Fm Constante (9). Tremadoc	15
2.2.4.- Alternancias de esquistos y cuarcitas. Fm Constante (10). Tremadoc-Arenig	15
2.2.5.- Cuarcitas en bancos gruesos. Fm. Alto Rey (11). Arenig	16
2.2.6.- Pizarras negras y grises. Fm. Rodada (12). Arenig-Llanvirm	16
2.3.- TRIÁSICO	17
2.3.1.- Areniscas, arenas, conglomerados y arcillas (13). Triásico	17
2.4.- TRÁNSITO TRIÁSICO-JURÁSICO	17
2.4.1.- Carniolas, dolomías y margas dolomíticas intercaladas (14). Rethiense-Hettangiense	17
2.5.- JURÁSICO	18
2.5.1.- Calizas micríticas (15). Sinemuriense	18
2.6.- CRETÁCICO	18
2.6.1.- Gravas, conglomerados, arenas y areniscas. Facies Utrillas (16). Albiense-Cenomaniense medio	18

2.6.2.- Arcillas, arenas, margas y calizas (17). Cenomaniense superior-Turonense inferior	19
2.6.3.- Calizas, dolomías y margas (18). Turonense inferior	20
2.6.4.- Margas y margocalizas (19). Turonense inferior y medio.	20
2.6.5.- Calizas blancas (20). Turonense superior-Coniaciense basal	21
2.6.6.- Margas dolomíticas blanco-amarillentas (21). Coniaciense	21
2.6.7.- Calizas, dolomías, margas y arenas. Unidad cartográfica comprensiva (22). Cenomaniense superior-Coniaciense	21
2.6.8.- Dolomías y calizas masivas (23). Coniaciense terminal-¿Maestrichtiense inferior?	22
2.7.- CRETÁCICO TERMINAL. EN FACIES GARUMNIENSE Y TERCIARIO	22
2.7.1.- Margas dolomíticas, calizas y dolomías (24). Maestrichtiense medio-Paleógeno. Lutitas rojas, conglomerados y areniscas (25). Mioceno superior	22
2.7.2.- Calizas y arcillas (26). Mioceno superior	24
2.7.3.- Gravas, limos y arcillas rojas (27). Mioceno superior-Plioceno.	25
2.7.4.- Gravas de cantos cuarcíticos con matriz areno-arcillosa (28). Plioceno terminal-Pleistoceno basal	25
2.8.- CUATERNARIO	26
2.8.1.- Terraza del Río Bercimuel. Limos con cantos (29). Pleistoceno superior	26
2.8.2.- Limos de fondo de valle (30). Holoceno	26
3.- TECTÓNICA	27
3.1.- OROGENIA HERCÍNICA	27
3.1.1.- Primera fase de deformación hercínica	28
3.1.2.- Segunda fase de deformación hercínica	28
3.1.3.- Tercera fase de deformación hercínica	29
3.2.- EL CICLO ALPINO	29
4.- GEOMORFOLOGÍA	30
4.1.- DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	30
4.1.1.- Encuadre físico general	30
4.1.2.- Rasgos principales del paisaje	30
4.2.- ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	31
4.2.1.- Estudio morfoestructural	31
4.2.1.1.- La Serrezuela de Pradales	31
4.2.1.2.- Las campiñas de Boceguillas y Campo de San Pedro (al SE) y de Aldeanueva de la Serrezuela (al NO)	32
4.2.1.3.- Los páramos de Maderuelo	33
4.2.1.4.- La penillanura del zócalo hercínico y la alineación del Risco ..	33
4.2.1.5.- El macizo de Sepúlveda	33
4.2.2.- Estudio del modelado	33
4.2.2.1.- Formas de ladera	33
4.2.2.2.- Formas fluviales	34
4.2.2.3.- Formas kársticas	35
4.2.2.4.- Formas periglaciares	35
4.2.2.5.- Formas poligénicas	35
4.2.2.6.- Formas antrópicas	36

4.3.-	LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	36
4.4.-	LA EVOLUCIÓN DINÁMICA	36
4.5.-	LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	38
5.-	PETROLOGÍA	38
5.1.-	ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS	42
5.1.1.-	Gneises tipo Berzosa (3)	42
5.1.2.-	Ortogneises glandulares tipo Olla de Sapo (4)	44
5.2.-	ROCAS METASEDIMENTARIAS	44
5.2.1.-	Esquistos y cuarcitas	44
5.2.2.-	Pizarras	45
5.3.-	ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	45
5.3.1.-	Leucogneises (5)	45
5.3.2.-	Leucogranitos (6)	46
5.4.-	ROCAS FILONIANAS	46
5.4.1.-	Pegmatitas (1). Pérmico	46
5.4.2.-	Diques de cuarzo (2)	46
6.-	HISTORIA GEOLÓGICA	46
7.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	49
7.1.-	RECURSOS MINERALES	49
7.1.1.-	Minerales metálicos y no metálicos	49
7.1.1.1.-	Minerales metálicos	49
7.1.1.2.-	Minerales no metálicos	49
7.1.2.-	Rocas industriales	51
7.2.-	HIDROGEOLOGÍA	52
7.2.1.-	Características climatológicas e hidrológicas	52
7.2.2.-	Características hidrogeológicas	53
7.2.2.1.-	Acuífero inferior del Mesozoico	53
7.2.2.2.-	Acuífero superior del Mesozoico	54
7.2.2.3.-	Acuífero detrítico del Neógeno	54
7.3.-	PATRIMONIO GEOLÓGICO	55
7.3.1.-	Cañón del Valle de Tabladillo	55
7.3.2.-	Sinclinal colgado de Navares de las Cuencas	56
7.3.3.-	Falla de la ermita de N ^a S ^a de Hornuez	56
8.-	BIBLIOGRAFÍA	57

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La hoja 1:50.000 núm. 403 “Maderuelo” del Mapa Topográfico Nacional se sitúa entre las coordenadas Greenwich siguientes: 3° 51' 10,5" Longitud Oeste; 41° 20' 04,7" Latitud Norte.

Casi la totalidad de su superficie pertenece a la provincia de Segovia y tan sólo dos pequeños entran al NO de la Hoja pertenecen a la de Burgos.

La Hoja está enclavada en el sector suroriental de la cuenca del Duero y es próxima al Sistema Central (Sierra de Somosierra) del que dista algo más de 20 km.

El rasgo más característico del relieve de la zona que nos ocupa es la existencia de la serrezuela de Pradales que constituye una alineación importante de dirección WSW-ENE, con cumbres de altitud superior a los 1300 m (Peñacuerno, Rubio, Casero, etc...) que resaltan sobre el resto de la superficie de la Hoja, constituida por una penillanura próxima a los 1000 m de altitud. Esta penillanura está accidentada por la existencia de relieves de importancia menor entre los que destacan la alineación del Cerro del Risco, con cumbres de hasta 1200 m y de dirección NW-SE, al Norte de la Hoja y el cañón del Valle de Tabladillo, al SW.

El drenaje superficial de la Hoja se realiza hacia los ríos Durantón y Riaza a través de arroyos de escasa entidad. Los cursos de agua del Centro y Oeste de la Hoja, tanto del flanco septentrional como meridional de la Serrezuela de Pradales, pertenecen a la cuenca del Durantón, mientras que los del Este de la Hoja pertenecen a la cuenca del Riaza.

La población de la Hoja se asienta en numerosos núcleos urbanos, todos ellos inferiores de 500 habitantes, unidos por una red de carreteras y pistas bastante densa aunque no en muy buen estado, exceptuando la autovía N-I que atraviesa el área en estudio de Sur a Norte. La línea férrea Madrid-Burgos surca también el sector oriental de la Hoja.

La economía del área es muy poco pujante, reduciéndose a la explotación de los recursos agrícolas, ganaderos y forestales, ninguno de ellos de gran importancia.

1.2. ANTECEDENTES

Pocos trabajos geológicos han tenido por objeto la zona que nos ocupa. En 1877, ARANZAZU PUBLICA SUS "Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara, CORTAZAR (1890) realiza la "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia" en la que trata con detenimiento los materiales aflorantes en la Hoja. No nos consta ningún trabajo específico y digno de consideración en el área en estudio hasta 1955, fecha en que se publica el mapa geológico a escala 1:50.000 (1ª serie) de Maderuelo, confeccionada por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

En 1968, ASENSIO Y SÁNCHEZ publican dos estudios sobre las formaciones detríticas del Triás y del Albense, respectivamente, de la provincia de Segovia haciendo especial hincapié en el primero de ellos en los afloramientos de la Hoja de Maderuelo.

CADAVID et al (1971) establecen las características del plegamiento de la cobertera sedimentaria mesozoica y cenozoica en la región que nos ocupa, plegamiento que obedece a la adaptación de esta cobertera a la fracturación del zócalo por fallas, según los autores, de gravedad.

ALONSO Y MÁS (1977) realizan una interesante investigación sedimentológica sobre la que denominan "Unidad media" del Cretácico de la Sierra de Pradales que se corresponde con nuestra unidad cartográfica (11). En 1981, ALONSO publica su tesis doctoral sobre el Cretácico de la provincia de Segovia, trabajo de índole esencialmente sedimentológico con el que los autores de esta memoria están en cierto desacuerdo en cuanto a las atribuciones cronoestratigráficas de las unidades diferenciadas. Posteriormente, ALONSO y FLOQUET (1981) y ALONSO Y MÁS (1982) continúan sus estudios sedimentológicos y paleogeográficos en el Cretácico del área que nos ocupa.

En cuanto a la estratigrafía de los materiales hercínicos, los primeros trabajos a reseñar son los de SCHROEDER (1930), LOTZE (1945), SCHÄFER (1969), HAMMAN & SCHMIDT (1972), SOERS (1972) Y BISCHOFF et al (1973). A esta etapa de investigadores le suceden CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), FERNÁNDEZ CASALS (1976), CAPOTE et al (1977), GONZÁLEZ LO-DEIRO (1981a), GUTIERREZ MARCO (1985) y GONZÁLEZ CASADO (1987a, 1987 b).

El estudio de la tectónica hercínica del S.C.E. tiene como punto de partida el trabajo de BARD et al (1970) que propone un esquema con dos fases de plegamiento. Con posterioridad se desarrollan modelos con tres fases de deformación: FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1971), CAPOTE (1972 Y 1973), SOERS (1972), FERNÁNDEZ CASALS (1976 Y 1979), GONZÁLEZ LODEIRO (1981a) y CAPOTE et al (1982), y posteriormente GONZÁLEZ CASADO (1987a, 1987b, 1987c, 1987d), GONZÁLEZ LODEIRO et al (1988) y MACAYA et al (1991).

El estudio de la petrología metamórfica e ígnea del área oriental del S.C.E. fue primero abordada por HEIM (1952) y posteriormente por APARICIO Y GARCIA CACHO (1970), GARCIA CACHO (1973), FUSTER et al (1974), LOPEZ RUIZ et al (1975), KILMURRAY (1978), NAVIDAD (1978, 1979), ARENAS et al (1980), ARENAS et al (1982), VILLASECA (1983), PEINADO (1985), CASQUET y NAVIDAD (1985), CASQUET (1986), GONZALEZ CASADO (1987a, 1987b) , MACAYA et al (1991) y más recientemente ESCUDER VIRUETE et al (1996).

Por último, CASCOS (1991) publica su tesis doctoral sobre la geomorfología de la Serrezuela de Pradales.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

La Hoja de Maderuelo está encuadrada en el sector suroriental de la cuenca del Duero. Esta cuenca es la mayor de las depresiones interiores de la meseta Ibérica y está individualizada de la submeseta meridional por el horst que constituye el Sistema Central. Aunque la cuenca del Duero está rellena por materiales terciarios, más o menos afectados por la orogenia alpina, y por materiales cuaternarios, el área que nos ocupa es uno de los pocos asomos internos de la cuenca donde afloran, por causas tectónicas y por denudación materiales del zócalo antiguo y de la cobertera mesozoica. Este zócalo está formado en la Hoja de Maderuelo por materiales preordovícicos y ordovícicos, afectados por la orogenia hercínica que los plegó y por la alpina que provocó su fracturación y compartimentación en bloques escalonados que van elevándose hacia el Sistema Central.

En la primera zonación tectono-estratigráfica del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945), la mayor parte del Sistema Central Español quedaba dentro de la zona galaico-castellana, mientras que sólo los afloramientos más orientales, con un metamorfismo de bajo grado, pertenecerían a la zona astur-occidental. En las modificaciones introducidas por JULIVERT et al (1972), la totalidad del S.C.E. pasaría a formar parte de la zona centro-ibérica, correlacionando sus zonas más orientales con el domicilio del Olla de Sapo. Otros trabajos de índole general a destacar son BELLIDO et al (1981) y CAPOTE et al (1982) que comportan nuevas subdivisiones dentro del S.C.E.

La cobertera mesozoica, que fosiliza el zócalo hercínico, es relativamente delgada aunque contiene, en la zona en estudio, materiales tanto triásico como jurásicos y cretácicos, con predominio de estos últimos. Debido a su escasa potencia, sus deformaciones se adaptan a la disposición tectónica en escalones del zócalo, estructurándose en pliegues ergentes al Norte y frecuentemente en rodilla.

En cuanto a los rellenos cenozoicos correspondientes a la cuenca del Duero, están constituidos por materiales detríticos de origen aluvial y fluvial (conglomerados, gravas, limos y arcillas en la Hoja de Maderuelo) y por calizas formadas, según el área, en medios lacustres, palustres o de "playa-lake" y que en la Hoja de Maderuelo están representados en su mitad oriental.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Maderuelo aflora una amplia gama de materiales correspondientes a edades geológicas muy diversas, comprendidas entre el Preordovícico hasta el Holoceno. La inmensa mayoría de la superficie cartografiada está constituida por rocas sedimentarias y metamórficas, aunque también afloran algunos lentejones pegmatíticos y pegmo-aplíticos de pequeñas dimensiones.

Los materiales más antiguos aflorantes en la Hoja son las rocas metamórficas del macizohercínico de Honrubia, que ocupa parte del borde norte de la Hoja. El macizo está atravesado por numerosos accidentes tectónicos que producen saltos estratigráficos y metamórficos, el más importante de los cuales es el que aflora más al sur del macizo, entre los parajes de Borrassquiles y Cuesta de Vallejuelo, y que tradicionalmente se ha correlacionado con la Zona de Cizalla de la Berzosa, en el borde oriental del Sistema Central. Se trata de un importante accidente dúctil que separa dos dominios de características estratigráficas y tectonometamórficas bien contrastadas, un dominio supracizalla, formado por un conjunto de metasedimentos ordovícicos y ortogneises cámbricos a ordovícicos con metamorfismo de alto grado, equivalente al Complejo de

Guadarrama de CAPOTE et al. (1981 y 1982), o al Dominio Central de BELLIDO et al. (1981), correlacionable con el dominio del Olla de Sapo (JULIVERT et al., 1972), y un dominio infracizalla formado por metasedimentos preordovícicos y rocas metagraníticas con metamorfismo de grado medio a bajo, equivalente al Complejo de Somosierra -Ayllón o al Dominio Oriental, respectivamente, de los citados autores.

2.1. ROCAS METAMÓRFICAS DE ORIGEN ÍGNEO

2.1.1. Ortogneises metagraníticos tipo Gneis de Berzosa (3). Ordovícico inferior

Forman una lámina de unos 300 m de potencia situada a techo del bloque de muro, directamente bajo la zona de roca milonítica que correlacionamos con la Zona de Cizalla de La Berzosa. Por su posición tectonoestratigráfica y características petrológicas correlacionamos estos materiales con los gneises de Berzosa de BISCHOFF et al. (1973), FERNANDEZ CASALS (1974) y CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975).

La variedad más abundante y representativa es una roca leucocrática de abundante matriz cuarzo-feldespática de grano fino a medio, poco micácea, con glándulas feldespáticas de 3 cm, menores que los de los ortogneises tipo Olla de Sapo, y que además suelen ser de plagioclasa. Se encuentran intercaladas también franjas más pelíticas y oscuras, biotítico-moscovíticas, frecuentemente con gruesos granates de hasta 1 cm, y cuerpos menos alargados de leucogneises con granates de 2 a 3 mm y de anfibolitas con o sin granate, que por su reducido tamaño no se han separado cartográficamente.

La fábrica de la roca es milonítica de tipo SC, con los planos de la foliación definidos por las escasas micas de la matriz y por venillas de cuarzo. Las glándulas presentan alargadas colas asimétricas de trituración que dan un sentido de movimiento de techo al SE, concordante con el de las cizallas, que tienen carácter de ECC.

En cuanto a su protolito, para BISCHOFF et al. (1973), FERNANDEZ CASALS (1974) y GONZALEZ CASADO (1986), se trataría de rocas de origen volcano-sedimentario, mientras que para ARENAS et al. (1982), las facies glandulares poco micáceas de tipos gneísicos semejantes (tipo Gneis de Rianza) tendrían un origen plutónico. Para nosotros, las características petrológicas de la facies principal son más compatibles con un origen granítico, aunque no pueda descartarse la posibilidad de que incluyan protolitos de diverso origen, dadas las locales variaciones de facies y la presencia de algunos tipos muy micáceos. Facies consideradas equivalentes, como el Gneis de Antofita en Hiedelaencina, han aportado edades de 500 ± 26 Ma (VIALETTE et al., 1986; método Rb-Sr en roca total) o de 500-560 Ma (BISCHOFF et al., 1986; método U-Pb en zircones) y los más cercanos gneises de Riofrío de Rianza han sido datados en $468 \pm 16 - 8$ Ma (U-Pb en zircones, VALVERDE-VAQUERO, 1997), por lo que edades del Ordovícico inferior, posteriores a las de los metasedimentos encajantes, son las más posibles para el protolito ígneo de estos gneises.

2.1.2. Ortogneises glandulares tipo Olla de Sapo (4). Ordovícico inferior

Estos materiales afloran en el núcleo del anticlinal de Honrubia de La Cuesta y en el pequeño anticlinal asociado de Villavilla de Montejo, ambos en el norte de la Hoja. Su base no es visible en todo el Macizo de Honrubia, aunque al hallarse separado mediante accidentes extensionales del

conjunto de paragneises, metareniscas y ortogneises precámbricos (?) estructuralmente infrayacentes que afloran más hacia el sur, su posición estratigráfica debe quedar probablemente por encima de estos materiales.

La potencia mínima de estos materiales en el Macizo de Honrubia es de unos 3000 m, teniendo en cuenta que se haya duplicada por efecto de un gran pliegue de segunda fase hercínica, D₂, pero que no llega a aflorar el contacto con sus formaciones infrayacentes. Se trata de una roca de tonos grises, con una marcada foliación definida por planos donde dominan los filosilicatos (moscovita y biotita) que alternan con dominios cuarzo-feldespáticos. Destaca la abundante presencia de porfiroclastos de feldespato potásico, idiomorfos, de 3 a 12 cm. de diámetro mayor y no muy elongados, siendo el tamaño medio de 5 - 6 cm. Los porfidoclastos son envueltos por la foliación dando al gneis una característica textura en *augen*. Son también frecuentes los porfiroclastos centimétricos de cuarzo azulado.

Por sus características petrológicas y posición estructural, estos ortogneises se consideran correlacionables con los tipos "de grano grueso" del anticlinal de Hiendelaencina y con otros semejantes del Dominio del Olló de Sapo (GONZALEZ CASADO, 1987a). Los protolitos ígneos de estos ortogneises han sido frecuentemente interpretados como granitoides calcoalcalinos de emplazamiento subvolcánico, formando parte de un extenso batolito originado en un contexto de arco magmático. En cuanto a su edad, existe cierta controversia, ya que varios autores han defendido dataciones U - Pb en zircones que han aportado edades precámbricas para el protolito (WILDBERG et al., 1989; GEBAUER et al., 1993) frente a otros que apoyan edades del Ordovícico inferior (VIALETTE et al., 1986; 1987; AZOR et al., 1992; VALVERDE-VAQUERO, 1997). La posición estratigráfica de estos materiales, invariablemente por debajo de la cuarcita armoricana y por encima de los gneises del tipo Berzosa - Ríaza o Antoñita, o la presencia de interdigitaciones con los sedimentos y rasgos volcanosedimentarios en algunas de las facies más finas, apoyan edades del Ordovícico inferior para estos gneises, que además implicarían la no existencia de una discordancia importante entre el Olló de Sapo y las serie suprayacente.

2.1.3. Leucogneises (5)

Intercalados en la serie de paragneises y cuarcitas del dominio SO aparecen numerosos cuerpos de leucogneises de entre 10 y más de 100 m de espesor, de los que se han representado en la cartografía únicamente los de mayor potencia. Se trata de rocas cuarzo-feldespáticas de tonos blancos a rosados, deformadas concordantemente con la foliación principal, con moscovita, biotita, turmalina y granate como minerales accesorios visibles en afloramiento y texturas de grano medio a pegmatoides. Por su parecido petrológico con los tipos no deformados que afloran estructuralmente más hacia abajo y que aparecen desde cortando a la foliación regional a girando e intruyendo concordantemente con ella, es posible suponerles una edad hercínica, relacionada con la inyección de fundidos generados en niveles estructuralmente inferiores durante la deformación extensional, y en cierto modo, al igual que los tipos no deformados, correlacionables con los pegmatoides de FERNANDEZ CASALS (1976) y de CAPOTE et al. (1981).

2.1.4. Leucogranitos (6)

Aparecen como cuerpos alargados de espesores hectométricos, que estructuralmente hacia arriba aparecen intruidos concordantemente con la foliación regional y que estructuralmente hacia

abajo se hacen más potentes y giran cartográficamente hasta direcciones E-O, oblicuas a la foliación regional, a la que aparecen claramente cortando. Se trata de rocas cuarzofeldespáticas de tonos claros, con moscovita, biotita, turmalina y pequeños granates como accesorios, que principalmente responden a tipos graníticos de grano medio, con bandeados de origen ígneo y minoritariamente, aunque más abundantes en los niveles superiores, tipos pegmatoides. El sentido de giro de las inyecciones leucograníticas es coherente con el movimiento de bloque de techo hacia el SE de la Zona de Cizalla de La Berzosa. Son correlacionables en parte con los pegmatoides de FERNANDEZ CASALS (1976) y de CAPOTE et al. (1981), que los relacionan directamente con el funcionamiento de la Falla de la Berzosa, o a los granitos del Macizo de Honrubia de GONZALEZ CASADO (1987), quien sin embargo, relaciona su emplazamiento con momentos tempranos de la tercera fase.

En nuestra opinión, el conjunto de leucogneises y leucogranitos compone un conjunto magmático-filoniano desarrollado durante (leucogneises) y con posterioridad (leucogranitos) a la tectónica dúctil extensional (D2) de la Zona de Cizalla de la Berzosa.

2.2. Metasedimentos

Existen en la Hoja de Maderuelo dos principales conjuntos metasedimentarios, de edad, características litológicas y metamórficas muy diferentes, el situado en el Dominio SO, por debajo del accidente correlacionable con la Zona de Cizalla de La Berzosa, que corresponde a rocas paragneísicas más antiguas, preordovícicas, que ocupan una posición estructural más baja y han sufrido un metamorfismo en condiciones de mayor grado, y el conjunto de rocas cuarcíticas y pelíticas ordovícicas del Dominio NE, que afloran en los flancos del Anticlinal de Honrubia y presentan una recristalización metamórfica en grado algo más bajo.

2.2.1. Paragneises (7). Preordovícico

Los materiales de origen sedimentario más antiguos que aparecen en la Hoja de Maderuelo corresponden al Dominio SO, situado por debajo de la zona de cizalla y de los ortogneises tipo Berzosa. Se trata de al menos unos 2000 m de paragneises pelítico-grauváquicos afectados por la deformación regional de segunda fase en condiciones metamórficas de zona de sillimanita sin-D2. GONZALEZ CASADO (1987) cita la presencia de distena sin-D1, pero en las muestras observadas al microscopio sólo se ha podido constatar una intensa recristalización sin-D2. Están formados por dominios filoníticos ricos en moscovita y biotita, con sillimanita fibrolítica, alternando en bandeados centimétricos con dominios samíticos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Presentan abundantes intercalaciones de cuarcitas, la mayor de las cuales se ha separado en cartografía (a), muy recristalizadas, de areniscas gruesas microconglomeráticas, de areniscas biotíticas y de rocas de silicatos cálcicos en niveles decimétricos. Son también muy abundantes, aumentando hacia las zonas estructuralmente inferiores de la serie, las intercalaciones de leucogneises y leucogranitos. La roca milonítica de la ZCB está formada en gran parte por una roca pelítico-grauváquica con abundante moscovita, biotita, estauroлита, sillimanita, cuarzo, FK y plagioclasa, con abundantes venas y boudins decimétricos de cuarzo blanco. Su composición hace pensar que en buena parte la cizalla ha adelgazado parte de la serie paragneísica, que de este modo se extendería entre los niveles más competentes, y por lo tanto más preservados, aunque muy adelgazados, del gneiss Rianza a la base y las cuarcitas de base del Tremadoc a techo. Un pequeño afloramiento aparece también 1 km al SE de Orueñas, en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

2.2.2. Cuarzitas. Fm Constante (8) Tremadoc

Las cuarzitas de la base de la Fm Constante presentan un afloramiento continuo de menos de 100 m de potencia en el flanco sur del sinclinal de El Risco, por encima de la ZCB que las adelgaza tectónicamente, y de unos 300 m en su flanco norte invertido, donde se apoya mediante un contacto probablemente discordante sobre los ortogneises Ollo de Sapo del núcleo del anticlinal de Honrubia. Están formadas por cuarzitas claras en bancos decimétricos, con algunos niveles pelíticos intercalados entre los bancos. GONZALEZ CASADO (1987) cita la presencia de microconglomerados en estos niveles basales, hecho que no ha podido confirmarse. Este nivel se ha relacionado históricamente con la discordancia sárdica por encima de los materiales al menos pre-Arenigienses. Aunque este punto no se ha podido constatar, tan sólo la paraconformidad sobre los materiales volcánicos a subvolcánicos del Ollo de Sapo, su edad, en base a las dataciones en estos gneises y otros tectonoestratigráficamente correlacionables (c 480 Ma) permite datarlos como del Tremadoc.

2.2.3. Esquistos. Fm Constante (9) Tremadoc

Por encima de las cuarzitas de base afloran unos 200 m de esquistos con estaurilita, de un característico color plateado debido a los grandes cristales de moscovita que marcan la estructura foliada de la roca. En el flanco sur del sinclinorio de El Risco la potencia de este miembro se halla triplicada por efecto de un repliegue menor. En esta zona, además, los cristales de estaurilita alcanzan gran tamaño y son muy numerosos, orientados según la lineación de estiramiento regional N130±E subhorizontal, como efecto de una segunda blastesis de estaurilita sin-D2, acompañada de sillimanita en roca a la base o de andalucita en venas de cuarzo como en todo el Ordovícico al sur del Anticlinal de Honrubia. Los esquistos son homogéneamente pelíticos y no presentan apenas intercalaciones samíticas. Se interpretan como sedimentos profundos, por debajo del nivel de base del oleaje. Su edad, por encima de los primeros niveles ordovícicos y por debajo de las alternancias de transición al Arenig, es considerada como del Tremadoc.

2.2.4. Alternancias de esquistos y cuarzitas. Fm. Constante (10). Tremadoc- Arenig

Está representada en la Hoja de Maderuelo por unos 200 m de alternancias decimétricas a métricas de areniscas con turmalina y cuarzitas oscuras, organizadas en bancos delgados separados por *joints* o nivelillos de esquistos plateados en su mitad inferior y de filitas oscuras en su parte superior. El conjunto aparece teñido en superficie por óxidos de hierro que le confieren un característico color rojizo oscuro. La base de la unidad es observable únicamente en el flanco norte del sinclinorio de El Risco, donde la serie aparece invertida y replegada por efecto de la segunda fase de deformación.

La presencia de la Formación Constante (SCHÄFER, 1969) en el Macizo de Honrubia fue ya reconocida por CAPOTE et al. (1981), GONZALEZ CASADO et al. (1984) y GONZALEZ CASADO (1987). Según SCHÄFER (1969), en el Sistema Central la unidad está formada por 350 - 600 m de cuarzitas, pizarras y metaconglomerados con una notable variabilidad de espesores, que se disponen de forma discordante sobre el basamento preordovícico, rellenando los paleorelieves generados durante los pulsos distensivos de la fase sárdica. Para SOERS (1972), en su equivalente Formación Bornova resulta posible distinguir un miembro inferior, con niveles microconglomeráticos y de areniscas arcóscas y un miembro superior formado por alternancias de areniscas, pizarras y bancos de cuarcita.

En cuanto a su edad, las dataciones del techo y parte central de la unidad permiten atribuir estos materiales al Ordovícico inferior (SOERS, 1972; ARCHE et al., 1977; GONZALEZ LODEIRO, 1981a, 1981b; ADELL et al., 1981a; 1981b; 1982). Para FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985), la posición estratigráfica de la Formación Constante, entre la discordancia sárdica y la Cuarcita de Alto Rey (cuarcita armoricana), así como la presencia de cruzianas y skolithos, indica que su edad podría corresponder al Tremadoc y parte del Arenig.

Los materiales fueron estudiados desde el punto de vista sedimentológico por ARCHE et al. (1977), correspondiendo, en términos generales, a un medio de plataforma siliciclástica dominada por tormentas.

2.2.5. Cuarcitas en bancos. Fm. Alto Rey (11). Arenig

Aparentemente concordante sobre la formación anterior se encuentran las cuarcitas de la Formación Alto Rey, equivalente en esta zona a la cuarcita armoricana, que en el sector oriental del Sistema Central están representadas por 70 - 130 m de ortocuarcitas claras en bancos gruesos (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985). Su edad, en base a los icnofósiles y bivalvos hallados en la formación, es arenigiense (PRADO, 1864; SCHÄFER, 1969; BISCHOFF et al., 1980; ADELL et al., 1981a; 1981b).

En la Hoja de Maderuelo la formación Alto Rey se halla bien representada (unos 100-150 m) en el sinclinorio de El Risco, al sur del anticlinal de Honrubia, y muy adelgazada debido a causas tectónicas, no superando los 30 m de potencia, en el flanco norte de este anticlinal, por encima de la Falla de Honrubia. En el flanco sur las cuarcitas aparecen como bancos gruesos con estratificación cruzada de surco de amplia escala, con laminación horizontal de alta energía y retoques de ripples a techo, formando pliegues similares cuspidados a cilíndricos lobados con engrosamiento en charnela y atravesados por una esquistosidad de plano axial que es la regional S2. En el flanco norte, debido al intenso estiramiento de la serie las cuarcitas pueden aparecer como grandes lentejones aboudinados o llegar incluso a faltar, apoyándose entonces las pizarras de la formación suprayacente directamente sobre la Fm. Constante. Está formada por dos paquetes de cuarcitas blancas separados por un tramo más pelítico de color verde (11a), de unos 30 m de espesor. El aspecto de las cuarcitas es bastante masivo. Las principales estructuras sedimentarias observables son estratificaciones cruzadas planares y de tipo hummocky, con joints de esquistos y nivelillos cuarcíticos con laminación ondulada, correspondiendo a barras arenosas de una plataforma somera por encima de la acción de base del oleaje y con retoques por tormentas.

2.2.6. Pizarras negras y grises. Fm. Rodada (12). Arenig - Llanvirn

La formación Capas de Rodada (SCHÄFER, 1969) es aproximadamente equivalente a la formación Esquistos de Prádena (SOERS, 1972; GONZALEZ LODEIRO, 1981a; 1981b; BELLIDO et al., 1981) o al Grupo Rodada (GUTIERREZ MARCO et al., 1984). Para estos autores, concordantemente por encima de la cuarcita arenigiense se sitúa un primer tramo de transición de 20 a 100 m de alternancias de cuarcitas y pizarras, todavía de edad arenig. Sobre las capas de transición y probablemente ya perteneciente al Llanvirn, se encuentra la serie pelítica de las Pizarras de Prádena, formada por hasta 300 - 400 m de pizarras grafitosas masivas.

En el Macizo de Honrubia están representadas únicamente en el flanco normal o norte del anticlinal de Honrubia. Salvo en aquellos puntos donde falta tectónicamente la formación Alto Rey, aparecen sobre las cuarcitas en facies armoricana unos 50 m de pizarras oscuras, de grises a negras, lajasas, seguidas por un delgado tramo de areniscas micáceas amarillas (8 m) y sobre éstas, algunos metros de pizarras negras. Faltaría, respecto a la sucesión tipo, el tramo de transición (alternancias), probablemente también debido al fuerte estiramiento de los materiales durante la deformación hercínica.

Se interpretan como depósitos de un ambiente de plataforma distal, en condiciones profundas y anóxicas, por debajo del nivel de base del oleaje. En cuanto a su edad, GUTIERREZ MARCO et al. (1984) señalan la presencia de huera de trilobites, braquiópodos y bivalvos de edad llanvirniense hacia la base de la unidad, mientras que el límite con el Llandeilo quedaría próximo a su techo (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985), por lo que la edad de la columna presente en la Hoja de Maderuelo podría ir del Arenig más superior al Llanvirn, sin llegar a aparecer términos más altos.

2.3 TRIÁSICO

2.3.1. Areniscas, arenas, conglomerados y arcillas. Triásico (13)

Al Norte de la Serrezuela de Pradales, los materiales triásicos se apoyan discordantemente sobre todos los anteriores y comienzan por un conjunto de conglomerados, areniscas y arcillas, con una potencia total de 200 m. En la base de esta unidad abundan los bancos de conglomerados, gravas y arenas de color rojizo, aunque estas últimas también pueden presentar colores blanquecinos. Los cantos de las gravas y conglomerados son de cuarcita y están bien redondeados. A medida que asciende en la serie, los sedimentos de mayor granulometría van desapareciendo dando paso a una sucesión de areniscas, arenas y arcillas, en general rojizas pero con abundantes niveles blanquecinos en las arenas.

En las areniscas son frecuentes las estratificaciones cruzadas en surco, propias del medio de depósitos de estos que es claramente fluvial.

En cuanto a la edad de estos materiales, si bien la facies que presentan es claramente Buntsandstein, es muy posible que en ellos esté representado gran parte del Trías inferior, medio y superior; al no llegar hasta el área que nos ocupa la transgresión del Triásico medio, la sedimentación debió continuar hasta el Rhetiense con características muy parecida a las del Trías inferior, dando lugar a unos depósitos de facies Bunt.

2.4 TRÁNSITO TRIÁSICO-JURÁSICO

2.4.1. Carniolas, dolomías y margas dolomíticas intercaladas. Rhetiense-Hettangiense (14)

En paraconformidad con los niveles detríticos anteriores, se indica un tramo dolomítico con una potencia próxima a los 60 m, si bien en algunas zonas la erosión producida tras los movimientos aústricos dismanteló por completo estos materiales.

Esta unidad cartográfica comienza por un primer nivel de 18 m de dolomías (dolosparitas) de aspecto acarniolado y estratificación masiva, con colores grises, rosas o rojizos. Un segundo nivel, que presenta potencias del orden de los 8 m, estaría compuesto por dolomías detríticas (dolcosparitas) rojas, con estratificaciones cruzadas en surco muy marcadas (de hasta 30°). Sobre el nivel anterior aparecen entre 6 y 8 m de margas dolomíticas blanco-amarillentas y ocreas. A techo de la unidad aparece un cuarto nivel de 25 m de potencia constituido por dolomías y tableadas (dolomicritas) de color amarillento. Las laminaciones son de claro carácter criptalgal.

El medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales debió consistir en una plataforma carbonatada muy somera y restringida originada tras la transgresión del Triásico terminal que dió paso al ciclo sedimentario jurásico. En esta plataforma restringida inicial se depositarían las dolomías y evaporitas que dieron lugar al primer nivel carnioloide. Una pequeña profundización de la plataforma, fruto de la dinámica transgresiva, debió originar el depósito de las barras de dolosparitas con estratificación cruzada; por último, una pulsación regresiva final y transitoria debió motivar el depósito en un ambiente más somero, supra e intermareal, de las margas dolomíticas y las dolomicritas con laminación algal.

Todos estos sedimentos, aunque no presentan restos fósiles, son atribuibles por facies al Rhetiense-Hettangiense.

2.5. JURÁSICO

2.5.1. Calizas micríticas. Sinemuriense (15)

Al Oeste de la Hoja, en el cerro de Casera y sus proximidades aparecen unos pocos metros (15 a lo sumo) de calizas de grano fino (micritas) de color crema en estratos decimétricos; son calizas muy poco fosilíferas en las que tan solo se observan fantasmas de espículas, en lámina transparente. En la parte superior de este tramo se intercalan niveles de hasta 15 cm de calizas detríticas y bioclásticas (intra biomicritas) con una microfauna compuesta de Ostrácodos, Gasterópodos, Lagénidos, Lingulina sp. Y fragmentos de algas, Equinodermos y Lamelibránquios. Esta microfauna indicaría una edad Sinemuriense para la unidad cartográfica.

Como consecuencia de la dinámica transgresiva existente en el Jurásico inferior, estos materiales se generarían en una plataforma carbonatada en vías de profundización y con mayor lámina de agua que la que existía durante el Rhetiense-Hettangiense. Los niveles detríticos y bioclásticos de la parte superior de este tramo se atribuyen a episodios de tempestad (tempestitas) en los que se acarrearía hasta este medio clastos y microfauna de medios más someros.

2.6. CRETÁCICO

2.6.1. Gravas, conglomerados, arenas y areniscas. Faciles Utrillas. Albiense-Cenomaniense medio (16)

Esta unidad se apoya en discontinuidad estratigráfica e incluso en suave discordancia angular sobre materiales del Triásico detrítico, del Rhetiense-Hettangiense y del Sinemuriense. Está constituida por gravas, conglomerados, arenas y areniscas, con predominio de las dos primeras litologías

en la parte inferior del tramo. La potencia total alcanza los 250 m en las inmediaciones de Navares de las Cuevas, aunque es extremadamente variable, con valores mínimos en el área en estudio de unos 80 m. Esto es debido a que esta unidad se depositó sobre un paleorelieve preexistente, por lo que las variaciones de espesor son a veces muy bruscas.

Las gravas y conglomerados son de cantos de cuarcita bien redondeados. Las arenas son bastante heterométricas, aunque predominan los tamaños de arena media a muy gruesa. Están compuestas de cuarzo y, en menor proporción, de feldespato. La matriz arcillosa es bastante escasa. Son frecuentes los restos carbonosos microscópicos. Los colores que presentan estas arenas varían del rojo al blanco.

Las estructuras sedimentarias observadas son, en los conglomerados, la estratificación cruzada planar y, en las arenas, las estratificaciones cruzadas en surco y planares. Todo parece indicar que el medio de depósito de estos materiales fue un medio fluvial anastomosado ("braided").

No se han encontrado restos fósiles que permitan datar directamente esta unidad pero su correlación con las arenas del Utrillas y la presencia en la unidad suprayacente de fauna del Cenomaniense superior y nos permite atribuir estos materiales al Albiense-Cenomaniense medio.

2.6.2. Arcillas, arenas, margas y calizas. Cenomaniense superior-Turonense inferior (17)

Sobre las arenas del Utrillas superpone en toda la superficie de la Hoja una unidad de naturaleza mixta detrítico-carbonatada, con la que se inicia la transgresión marina del Cretácico superior. Comienza por un nivel muy continuo, de calizas amarillentas y con estratificación ondulada, cuyas características varían lateralmente aunque no así su color; en efecto, si hacia las zonas más nororientales de la Hoja estas calizas presentan una abundantísima fauna de *Exogyras*, a medida que nos desplazamos hacia el SO esta fauna va haciéndose mucho más escasa hasta llegar a desaparecer y la caliza va dolomitizándose y cargándose en intraclastos de cuarzo.

Por encima de este nivel carbonatado, de unos pocos metros de potencia, se desarrolla una serie de casi 70 m de arcillas, margas y arenas con alguna intercalación carbonatada (calizas y dolomías). Las margas y las arcillas presentan coloraciones amarillentas y verdosas, mientras que las calizas (biointramicritas) son de color amarillento o gris y las dolomías (dolomicritas algales y dolointramicrocritas) son de color rosado. Las arenas son muy parecidas a las del Utrillas infrayacente y en ellas se aprecian estratificaciones cruzadas tanto en surco como planares.

La macrofauna encontrada en esta unidad cartográfica se ha clasificado como *Euomphaloceras* sp., *Vascoceras gamai* CHOFF., *Leoniceras luciae* (PERVINQ), *Hoplitoides ingens* (KOEN), *Exogyra flabellata* GOLDF. Var. *Flabellata*, *Tylostoma punctatum* SHARPE, *T. Depressum* (PICT et CAMP.), *T. Globosum* (SHARPE), *Cyprina* sp., *C. elongata* D'ORB., *C. oblonga* D'ORB., *Phasianella supra-cretacea* D'ORB., *Ostrea ouremensis* CHOFF., *Rostrocithium* cf. *Plicatum* (SOW), *Hemiaster verneuilli* DESOR., *Tetragramma variolare* (BRONG.), *Pycnodonta biauriculata* (LAM.), *Isocardia* cf. *Cryptoceras* D'ORB., *Janira* cf. *Aequicostata* D'ORB., *J. Quinquocostata* D'ORB., *Area mailledina* D'ORB., *Cardium moutonianum* D'ORB., *Arca passyana* D'ORB., *Lima* cf. *Ovata* (ROEM), *Nerinea regularis* D'ORB. Esta asociación indica que algunas muestras recogidas dentro de esta unidad cartográfica pertenecen al Cenomaniense superior, otras al Turonense inferior y otras quedan indeterminadas en este intervalo cronoestratigráfico. La conclusión es que la edad del tramo con-

siderado es Cenomaniense superior-Turoniense inferior. En cuanto a la microfauna, aunque ha resultado menos determinante que la macrofauna, también apunta hacia la edad anteriormente indicada, con la presencia de Praeglobotruncana sp., Daxia sp., Miliólidos, Rotálidos, Nodosáridos, Valvulínidos, Lituólidos, Briozoos, Ostrácodos, Gasterópodos, radiolas y restos de Equinodermos, Carofitas, etc....

El modelo sedimentario de esta unidad correspondería a una plataforma interna que se implantó de modo generalizado pero con pulsaciones y donde se diferenciarían subambientes mareales, de "lagoon" y de mar más abierto; los tramos arenosos se depositarían en las zonas de "lagoon" con influencia fluvial. Es de resaltar que estos niveles arenosos presentan mucho mayor desarrollo hacia el SO de la Hoja, lo cual indicaría una mayor proximidad a la línea de costa.

2.6.3. Caliza, dolomías y margas. Turoniense inferior (18)

En concordancia con la unidad anterior, aparece un tramo de 10 a 15 m de potencia (según las zonas) de calizas y margas que se inicia por un nivel dolomítico de color rosado a "beige", con laminaciones algales y espesores, en general, inferiores a los 5 m. Por encima de estos primeros materiales dolomíticos, continúan unos diez metros de calizas bioclásticas (biomicritas, intrabiomicritas e intrabiosparitas) en ocasiones oolíticas, de color "beige" claro; se presentan en estratos de 40 cm de potencia media (donde no son raras las estratificaciones cruzadas) a veces con intercalaciones margosas. En esta parte alta de la unidad aparecen, en ocasiones, niveles dolomíticos rosados, similares a los de la base, aunque de potencia inferior a medio metro. Más raros son los niveles arenosos, que aparecen de forma lantejona en la parte alta de la secuencia.

La macrofauna hallada en esta unidad ha sido clasificada como Neoptychites? Cf. Cephalotus (COUTILLER), Spathites cf. Depressus (WIED.), Hoplitoides cf. Ingens (KOEN.), Pycnodonta biauriculata (LAM.), Cyprina ligeriensis (D'ORB.), Phasianella sp., P. Supracretacea D'ORB., Turritella granulata SOW., Ostrea ouremensis CHOFF., Tylostoma sp., y Pecten sp., esta asociación característica al Turoniense inferior. La microfauna está constituida por organismos poco representativos como Meliólidos, Textuláridos, Lituólidos, Rotálidos, Valvulínidos, Ostrácodos, anélidos y fragmentos de Briozoos, de Gasterópodos y, a techo de la unidad, de Rudistas.

Con todos estos datos puede deducirse que durante el depósito de estos materiales siguió avanzando la transgresión, pasándose de un medio todavía mareal para la base de la unidad a un medio de plataforma interna afectada por el oleaje y más o menos abierta.

2.6.4. Margas y margocalizas. Turoniense inferior y medio (19)

Un potente tramo de 25 a 30 m de margas y margocalizas blancoamarillentas se superpone en continuidad estratigráfica a la unidad anterior. En general, se trata de un nivel muy fosilífero, donde se ha encontrado Pseudotissotia sp., Natica pseudobulbiformis CHOFF., Chenopus ouremensis CHOFF., C. servesensis CHOFF., Pseudodiadema alcantarense P. DE LOR., Hemiaster scutiger FORBES, H. Tumidosus P. DE LOR., Cardium moutonianum D'ORB., Neithea quinquecostata (D'ORB.), Vola aequicostata (LAM.), Pycnodonta biauriculata (LAM.) y Arca ligeriensis D'ORB., del Turoniense inferior y medio.

El medio sedimentario donde se sedimentaron estos materiales debió corresponder a un medio tranquilo de plataforma interna, no afectado ya por el oleaje ni las mareas, pero con no demasiada profundidad.

2.6.5. Calizas blancas. Turoniense superior-Coniaciense basal (20)

Sobre la unidad cartográfica anterior y mediante un contacto normal y neto, aparecen 50 m de calizas claras que destacan en campo por su aspecto blanquecino y por el importante resalte topográfico que suelen producir. Se trata de biomicritas y bioesparitas, en ocasiones intraclásticas y con estratificaciones cruzadas de gran escala ("megaripples"); algunos niveles están dolomitizados, aunque esto no es frecuente. Los estratos tienen un espesor medio próximo al medio metro, aunque en coasiones la estratificación es masiva. El color es predominantemente blanquecino aunque también pueden aparecer coloraciones rosadas. El contenido paleontológico de esta unidad está constituido por Biradiolites angulosus D'ORB., de edad Turoniense superior y presente en la parte alta de estos materiales, junto con la siguientes asociación micropaleontológica: Marginotruncana cf. Sigali (REICH), Dicyclina cf. Schlumbergeri MUNIER-CHALMAS, Vidalina cf. Hispanica SCHLUMB., Ostrácodos, fragmentos de Equinodermos, de Lamelibranquios y de Rudistas, Miliólidos, Lituólidos, Valvulínidos y Briozoos. Estas faunas nos permiten atribuir esta unidad cartográfica al Turoniense Superior, sin descartar al Coniaciense inferior.

En cuanto al medio de depósito, tanto la fauna como las litologías y las características sedimentológicas apuntan hacia una plataforma de escasa profundidad y alta energía por la presencia y el crecimiento de edificios arrecifales y cuerpos pararrecifales que constituyen la mayor parte de los materiales de esta unidad cartográfica.

2.6.6. Margas dolomíticas blanco-amarillentas. Coniaciense (21)

Sobre la unidad anterior descansan una decena de metros de margas dolomíticas blanco amarillentas que constituyen un buen nivel guía cartográfico, por su menor resistencia a la erosión que las formaciones supra e infrayacentes y por su continuidad lateral. Estas margas solomíticas son muy pobres desde el punto de vista paleontológico. No se ha encontrado macrofauna y la única microfauna está constituida por Ostrácodos, entre los que se ha clasificado Pterygocythere pulvinata DAMOTTE, especie cuya distribución cronoestratigráfica abarca desde el Turoniense superior hasta el Santoniense, si bien es más frecuente en el Coniaciense. Esto, unido a la posición estratigráfica de la unidad, nos permite atribuirle al Coniaciense.

En cuanto al medio de depósito de estos materiales, sus características litológicas y paleontológicas indican un medio mucho más restringido que el de la unidad anterior, conforme con la dinámica regresiva que debió iniciarse en el Turoniense superior o Coniaciense basal.

2.6.7. Calizas, dolomías, margas y arenas. Cenomaniense superior-Coniaciense. Unidad cartográfica comprensiva. (22)

Al sur de la localidad de Urueñas, la verticalidad de las capas y la escala de la cartografía han impedido la representación en el mapa de las unidades (17), (18), (19), (20) y (21), dada la relativamente escasa potencia de las mismas. Por ello se han agrupado en un tramo comprensivo. Las

características del mismo vienen dadas por la descripción efectuada anteriormente de las unidades que comprende.

2.6.8. Dolomías y calizas masivas. Coniaciense terminal ¿Maestrichtiense inferior? (23)

A las margas dolomíticas de la unidad (21) sucede un potente tramo de calizas y dolomías. Su potencia alcanza en algunas zonas los 80 m aunque en muchas otras la erosión ha desmantelado parte de la serie. Las calizas (biomicritas, intrabiomicritas y biosparitas) sólo están presentes en los 15 m inferiores de la unidad, aunque de forma lentejona pueden aparecer algo más arriba, preservadas de la dolomitización; presentan coloraciones claras y se disponen en estratos en general gruesos (de medimetro a un metro de espesor) aunque también existen niveles decimétricos. Las dolomías (dolomicritas y doloesparitas) también son claras y se disponen en bancos gruesos o de forma masiva. Hacia el techo de la unidad pueden aparecer niveles con laminación algo así como brechas originadas por la disolución de materiales evaporíticos.

En general el estudio de las características sedimentológicas y paleontológicas de esta unidad ofrece grandes dificultades, debido a la intensa dolomitización y recristalización que ha sufrido. No obstante, pueden observarse estratificaciones cruzadas de gran escala, originadas por la migración de "megaripples", de pequeña escala e incluso "ripples".

En los tramos calizos basales así como en los lentejones superiores preservados de la dolomitización, se ha encontrado la siguiente microfauna: *Rugoglobigerina* sp., *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Marginotruncana sigali* (REICHEL), *Archaeoglobigerina bosquensis* PESSAGNO, *Idalina antiqua* D'ORB., Rotálidos, Miliólidos, Lituólidos, Valvulinidos, raiolas de Equinodermos, Ostrácodos, Briozoos, Carofitas y fragmentos de Lamelibranquios; las asociaciones presentes en los niveles inferiores de la unidad suministran una edad Coniaciense superior-Santonense, mientras que la microfauna de la muestra más alta indica una edad Campanense-Maestrichtiense medio. Por todo ello, esta unidad cartográfica se atribuye al Coniaciense terminal-Maestrichtiense medio

El medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales, sería una plataforma carbonatada somera y de alta energía por la que migrarían barras calcareníticas que dejarían entre sí espacios con menor agitación y sedimentos más finos. El conjunto formaría una secuencia somerizante, dentro de la dinámica regresiva implantada desde el Turonense superior, lo que junto a la aridez del clima facilitaría el depósito de dolomías criptalgales y evaporitas (brechas de disolución) en la parte alta de la unidad.

2.7. CRETÁCICO TERMINAL, EN FACIES GARUMNIENSE Y TERCIARIO

2.7.1. Margas dolomíticas, calizas y dolomías. Maestrichtiense medio-Paleógeno (24)

Los materiales de esta unidad han sido poco tratados en trabajos previos, de manera que sólo aparecen descritos de manera informal como formación de Dolomías y margas del Valle de Tabladillo, ALONSO (1981), y con carácter formal de Formación Dolomías y margas del Valle de Tabladillo en FLOQUET, ALONSO y MELENDEZ (1982), quienes la sitúan en el Campanense.

Esta unidad se apoya en discordancia estratigráfica aparente sobre los materiales cretácicos definidos como Calizas y dolomías masivas (23), aunque el contacto no resulta fácilmente observable; normalmente está cubierto por coluviones.

Sus características litológicas varían mucho entre zonas relativamente vecinas, reflejando la compartimentación existente al final del último ciclo cretácico. En todas las zonas donde aflora, se aprecia que la serie se inicia por un potente tramo de dominancia lutítica, que generalmente se identifica por una vallonada visible en campo y foto aérea. No obstante, en uno de los cortes realizados (003-valle de Tabladillo), a unos 500 m del vértice SO de la hoja, se ha podido observar con cierto detalle, de manera que aparecen más de treinta metros de margas dolomíticas, relativamente ricas en paligorskita, en las que se intercalan finas pasadas de calizas intraclásticas con yeso y moldes de lamelibranquios, poco frecuentes, así como niveles decimétricos de dolomías sacaroideas que al microscopio se presentan como esparitas equigranulares de textura media.

El resto de la unidad, hasta su techo visible marcado por la discordancia angular y erosiva de la base del Neógeno, suele presentar un carácter totalmente carbonatado; en el corte del Valle de Tabladillo aparecen unos sesenta metros de dolomías en bancos decamétricos a la base y métricos a techo, ocasionalmente estratocrecientes; su estratificación en muchos casos es bastantes difusa presentado un aspecto masivo. A techo del tramo aparece una brecha carnolar, calizas con nódulos bandeados de sílex y calizas con yeso, que podrían corresponder, o al menos equivaler sedimentológicamente, a un nivel de yeso alabastrino (anhidrita?), de varios metros de espesor que se ha explotado mediante labores de interior en el margen septentrional del propio Valle de Tabladillo, que en superficie se manifiesta como una banda de silicificación (30 cm).

En el corte del Valle de Tabladillo, la serie es prácticamente azóica aunque algunos aniveles presentan porosidad móldica por disolución de conchas muy finas de lamelibranquios. En lámina transparente se presentan como dolomicritas y/o doloesparitas de textura fina-media.

En el corte de Urueñas NE (UP-TT-03) la unidad comienza con un tramo blando totalmente recubierto, que podría compararse al ya descrito, pero la parte superior carbonatada está representada por unos cincuenta metros de calizas micríticas, pelmicritas en ocasiones, intraclásticas a veces, con restos esporádicos de fósiles, que en afloramiento se comprueba que están disueltos, de forma que ocasionalmente las calizas tienen hasta un 30% de porosidad móldica. Los moldes corresponden a gasterópodos, lamelibranquios, los más frecuentes, radiolas de equinodos, girogonitos de caráceas y unadudosa impresión de Ammonitido. En algún caso ha aparecido laminación criptalgal.

Un aspecto que diferencia netamente este corte del ya descrito es que la serie culmina hasta la discordancia de la base del Neógeno, con unos cincuenta metros predominantemente detríticos; lutitas rojas azóicas, casi siempre recubiertas, y niveles conglomeráticos, disponiéndose todo el conjunto en perfecta concordancia sobre los materiales carbonatados anteriormente descritos.

Los conglomerados aparecen siempre como cuerpos tabulares de base poco erosiva, excepto una ocasión, con esqueleto quebrantado (fanglomerados) y abundante matriz arenoso lutítica. Los cantos son de naturaleza calcárea con un redondeamiento bastante elevado y esfericidad media; son frecuentes los cantos blandos de lutitas rojas. Por sus características podrían provenir de zonas cercanas ya emergidas, pero depositados bajo lámina de agua por sistema tipo "fan delta". Todo este tramo es azóico.

Todos estos depósitos configuran un ambiente en mosaico con episodios de “sabkha” costera y llanura mareal carbonatada somerizante en la que se desarrollaban canales de marea (con oncolitos) en su parte más proximal y se identaban pequeños sistemas de “fan delta” en las zonas más distales.

La edad apuntada por Floquet, Alonso y Melendez (op. cit.) que sitúan esta unidad en el Campaniense, en opinión de los autores no es acertada, pareciendo más apropiado situar la base de la misma en el Maastrichtiense; no se tienen datos sobre la posición estratigráfica de los tramos más altos que podrían alcanzar en la base del Paleógeno.

Ante la ausencia de datos paleontológicos, por criterios regionales es una edad Cretácico terminal-Paleógeno inferior.

2.7.2. Lutitas rojas, conglomerados y areniscas. Mioceno superior (25)

Los materiales que constituyen la base local del Neógeno aparecen extensamente representados en lamidad oriental y meridional de la hoja. Se trata, generalmente de materiales rojos, entre los que destaca una fina banda blanquecina de depósitos químicos que será descrita en el apartado siguiente.

Por debajo del nivel de carbonatos (26) se pueden observar hasta veinte metros de materiales predominantemente lutíticos, que tienen una coloración rojiza intensa, localmente interrumpida por bandas blanquecinas irregulares que representan horizontes de suelos calcimórficos o depósitos palustres de escasa entidad. Estos materiales suelen estar intesamente labrados y se observan muy mal.

Por encima del nivel de carbonatos, y en toda la hoja, se detecta la llegada brusca de detríticos, marcando una ruptura sedimentaria de gran importancia. Estos materiales detríticos de unos sesenta metros de espesor, tienen una dominancia de materiales tamaño lutita, rojos, con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

Las lutitas rojas presentan manchas de decoloración hidromórfica (pseudogleys) y nódulos; ocasionalmente aparece arena dispersa.

Las gravas, masivas, polimícticas y con matriz arenosa, están fuertemente cementados por carbonato cálcico. Se presentan en niveles de hasta 2 m de potencia, con carácter canalizado y base fuertemente erosiva, en ocasiones con huellas de carga, corte de Cerro Retuerta (UP-TT-06), donde un litosoma de 2 m de potencia tiene granoselección positiva.

En ocasiones, los niveles gravelosos, corte de Valdevarnés (UP-TT-05), finalizan con un episodio de encostramiento o con una pasada de gránulos dispersos en abundante matriz lutítica. Predominan los cantos de naturaleza cuarcítica (70%) bien rodados y con buena esfericidad, sobre los calcáreos (30%); los primeros son de origen poligénico y provienen de la resedimentación de las gravas de la Facies Utrillas. Los cantos calizos proceden de la erosión de las calizas del Mesozoico.

Estos materiales detríticos se interpretan como sedimentos de abanico aluvial de baja eficiencia de transporte, poco penetrativos, situados en su parte media-distal, donde predominan el transporte canalizado, baja sinuosidad, sobre el realizado en masa, lutitas, con gránulos dispersos.

2.7.3. Calizas y arcillas. Mioceno superior (26)

Bajo esta denominación se engloban los depósitos químicos, que forman una banda blanquecina que destaca netamente en el paisaje de la diagonal SE de la hoja.

En general están bien representados en toda la zona y poseen continuidad cartográfica, aunque su espesor y litología varía de forma muy marcada y se puede considerar que el depocentro de estos materiales se situaba hacia el vértice NE de la hoja, hacia el interior de la Cuenca del Duero.

Una serie característica de zona de borde estarían representados en el corte de Cerro Retuerta (UP-TT-06), en el que aparece una costra que se desarrolla sobre areniscas, que lateralmente pasa a calizas muy yesificadas con niveles oncolíticos.

Estos depósitos de borde también estarían representados en la cantera de Redondo (UP-TT-07) al SO de Maderuelo, donde en la base aparecen trece metros de arcillas (paligorskitas) blancas y rojas en alternancia con un nivel de silicificación de casi un metro de potencia; estando el conjunto coronado por unos cinco metros de calizas micríticas brechoides, tobáceas hacia la base.

El corte de Maderuelo (UP-TT-08), realizado a menos de 1 km al NE del pueblo de Maderuelo, ligeramente fuera de la hoja, representa en sus cincuenta metros de espesor la máxima potencia medible de estos depósitos. Excepto en la base donde hay una intercalación de lutitas rojas y verdes, todo el conjunto es calcáreo, con estratificación difusa (excepto en los bancos inferiores) y de color blanco; calizas micríticas, oquerosas, en ocasiones con porosidad móldica (gasterópodos) y con huellas de tallos de plantas. A techo hay un tramo potente de micritas intraclásticas con trazas de paleokarstificación.

Estos depósitos corresponden a una zona palustre, en condiciones de aridez extrema, con áreas tipo “sabkha” continental en la zona de borde, en las que se depositan los sulfatos y se producen arcillas de neoformación, paligorskitas. A los periodos de desecación corresponden las calizas intraclásticas con paleokarstificaciones.

No se poseen datos sobre la edad de estos depósitos, ni de la de los materiales detríticos rojos entre los que se intercalan, pese a que se han buscado micromamíferos. Por criterios regionales todos se sitúan en el Mioceno superior.

2.7.4. Gravas, limos y arcillas rojas. Mioceno superior-Plioceno (27)

Esta unidad cartográfica está constituida por ciclos de gravas, limos y arcillas rojas, con una potencia total de hasta 60 m y se apoya sobre la unidad (25) mediante una discontinuidad estratigráfica de carácter paraconforme.

Las gravas son de cantos casi exclusivamente cuarcíticos, en general bien redondeados y bastante heterométricos. Los limos y arcillas presentan coloraciones anaranjado-rojizas muy intensas y están exentas de niveles calcimorfos por lo que se distinguen fácilmente de las arcillas rojizas del techo de la unidad (25).

Estos materiales se corresponden con abanicos aluviales que se debieron implantar a consecuencia de una reactivación de la erosión por causas probablemente climáticas (la desaparición de los niveles calcimorfos indicaría un incremento de las precipitaciones unida a una mayor regularidad de las mismas).

El área fuente de estos abanicos fueron los relieves circundantes de la actual Serrezuela de Pradales, relieves que suministrarían el material cuarcítico de las gravas de esta unidad por el desmantelamiento del Utrillas, del Triás y del Paleozoico. De este modo aparecen dos sistemas de abanicos divergentes: uno hacia el Norte de la Serrezuela y otro hacia el Sur. En ambos pueden observarse, en los niveles de gravas, buzamientos de origen deposicional con valores de unos pocos grados, hacia el NO en los de la ladera Norte de la Serrezuela y hacia el SE en los de la ladera Sur; también se observan estos buzamientos hacia el SE en los materiales pertenecientes a esta unidad situados al Este de Boceguillas. Si excluimos basculamientos neotectónicos (hecho poco probable en esta zona) hay que admitir que estos materiales se relacionan con los abanicos del borde Sur de la Serrezuela de Pradales.

Por lo que se refiere a la edad de esta unidad cartográfica es de difícil determinación, dada la ausencia de dataciones. No obstante su posición estratigráfica, a techo de la unidad (25) y a muro de la raña, permite atribuir la al intervalo Mioceno superior-Plioceno.

2.7.5. Gravas de cantos cuarcíticos con matriz areno-arcillosa. Plioceno terminal-Pleistoceno basal (28)

Sobre los abanicos aluviales anteriores y constituyendo el techo de los mismos, aparece una formación de cantos cuarcíticos y de cuarzo, con una matriz areno-arcillosa de coloración más clara que los limos y arcillas de la unidad anterior, probablemente por fenómenos de hidromorfismo. Dada la dinámica disectiva que ha imperado durante el Cuaternario en el área que nos ocupa, esta unidad tan sólo se conserva al N-NE de Aldeanueva de la Serrezuela. Su potencia es de unos pocos metros y su génesis se atribuye a depósitos aluviales de piedemonte.

La edad, por correlación con el resto de los depósitos de la raña de la Cuenca del Duero, se considera coincidente con el límite Plioceno-Pleistoceno.

2.8. CUATERNARIO

2.8.1. Terraza del río Bercimuel. Limos con cantos. Pleistoceno superior (29)

Desde el punto de vista cartográfico, los depósitos de terraza fluvial son prácticamente inexistentes en la Hoja de Maderuelo. Tan sólo alcanzan dimensiones considerables los del Arroyo de Bercimuel, al SE de la Hoja. Se trata de una terraza en gran parte desmantelada, constituida por limos con cantos de cuarcita situada a unos 4 m por encima de la actual llanura aluvial del río. Por correlación con los niveles de terrazas de la cuenca del Duero, su edad podría corresponder al Pleistoceno superior.

2.8.2. Limos de fondo de valle. Holoceno (30)

Los principales arroyos de la Hoja transcurren de forma lenta por fondos de valle en los que la litología predominante son los limos con algún que otro canto de cuarcita o de cuarzo. Sus espesores son muy modestos, inferiores siempre a los 5 m. Se trata de depósitos de edad holocena.

3. TECTONICA

Las estructuras tectónica observadas en la Hoja de Maderuelo son consecuencia de la orogenia hercínica, así como de la orogenia alpina, afectando la primera a los materiales precámbricos y paleozoicos, y la segunda a todos los terrenos aflorantes excepto a los del Mioceno terminal y más modernos.

3.1. OROGENIA HERCINICA

La existencia a la base de la serie ordovícica de una discordancia cartográfica prehercínica, asimilable a la deformación sárdica no queda patente debido a la intensidad de la deformación de segunda fase hercínica, D_2 , que mecaniza el contacto entre los gneises glandulares y la cobertera sedimentaria. La Orogenia Hercínica es responsable de las principales deformaciones y de los procesos metamórficos que afectan a los materiales ordovícicos y preordovícicos que afloran en la Hoja. La deformación tiene lugar bajo condiciones dúctiles que tardíamente evolucionan a dúctil-frágiles. Se reconocen tres principales episodios de deformación, de los cuales el primero, D_1 , debió generar un importante engrosamiento, como se desprende del metamorfismo barroviense de M_1 , pero del que no se conservan estructuras a la macroescala. El segundo episodio, D_2 , es el responsable de las estructuras de escala cartográfica presentes en la Hoja. Está relacionado con el adelgazamiento del segmento cortical previamente engrosado y comprende tanto un primer momento de deformación dúctil que produce grandes pliegues de vergencia aparente al SO, con una esquistosidad de plano axial que es la foliación regional de la zona, como accidentes dúctiles a dúctil-frágiles sustractivos (detachments) de gran escala. El tercero, D_3 , es responsable de estructuras de plegamiento de pequeña escala, con vergencia al suroeste.

3.1.1. Primera fase de deformación hercínica

La primera fase de deformación tiene un carácter compresivo y se relaciona con los estadios iniciales del engrosamiento orogénico (FERNANDEZ CASALS, 1979; MACAYA et al., 1991). En el Macizo de Honrubia, la intensidad del estiramiento asociado a la segunda fase de deformación ha borrado las posibles macroestructuras de D_1 , quedando únicamente atestiguada por algunas estructuras de mesoescala conservadas, como pliegues de capas de cuarcitas atravesados por una esquistosidad S_2 no de plano axial o la S_1 crenulada por S_2 en las zonas de charnela D_2 y por estructuras de microescala, como la esquistosidad interna $S_1=S_1$ incluida en minerales sin- D_1 envueltos por S_2 , pero sobre todo por la zonación metamórfica barroviense sin- D_1 , adelgazada pero no borrada por D_2 , que implica un importante engrosamiento orogénico del área.

3.1.2. Segunda fase de deformación hercínica

La segunda fase de deformación hercínica tiene carácter descompresivo en buena parte del sector oriental del Sistema Central (HERNAIZ HUERTA et al., 1996). La deformación de D_2 es la responsable de las principales estructuras de escala cartográfica del Macizo de Honrubia.

En un primer estadio, D_2 genera pliegues de escala cartográfica, siendo los principales el sinclinal de El Risco (Hoja de Maderuelo), en cuyo núcleo afloran las cuarcitas arenigienenses de la formación Alto Rey, y el anticlinal de Honrubia, cuyo núcleo lo constituyen los ortogneises glandulares en facies de Ollo de Sapo. Los pliegues visibles en los bancos de cuarcitas de la vecina Hoja

de Maderuelo pertenecen a las clases 1c, 2 y 3 de RAMSAY (1967), ya constatado en GONZALEZ CASADO et al., 1984, es decir, se trata de pliegues con flancos adelgazados y charnelas engrosadas. Los ángulos interflancos son pequeños, tendiendo los flancos a paralelizarse y a tener igual desarrollo en ambos, lo que indica una importante componente de aplastamiento en su desarrollo. Los ejes de los pliegues de D_2 definen una lineación de direcciones entre $N110^\circ-130^\circ E$ y disposición subhorizontal, paralela a la lineación de estiramiento mineral. Esta disposición de los pliegues "en vaina" implica una fuerte rotación de sus ejes hasta paralelizarse a la dirección de transporte tectónico; esta rotación es patente en algunos pliegues de cuarcitas con una lineación de estiramiento sobre sus flancos que es ligeramente oblicua a los ejes de los pliegues y que en las zonas de charnela se incurva de forma asintótica hasta hacerse paralela a estos.

Los pliegues de D_2 presentan una esquistosidad de plano axial, S_2 , que en las zonas de charnela de los pliegues es una esquistosidad de crenulación sobre S_1 y en los flancos es una esquistosidad penetrativa, con total trasposición de la fábrica anterior; la intersección de S_2 con S_0 en las zonas de charnela genera una lineación muy marcada, subparalela a la definida por los ejes de los pliegues. Además de la fábrica planar principal, D_2 genera una importante lineación de estiramiento mineral, L_2 , de dirección en torno a $N120^\circ E$ y subhorizontal, definida por la orientación de minerales o de sus colas de trituración; en la Hoja de Maderuelo, principalmente visible en las glándulas feldespáticas y en los cuarzos de origen ígneo de los ortogneises Ollo de Sapo. Esta fábrica planolinar está especialmente desarrollada en la Falla de Honrubia (CAPOTE et al. 1981; GONZALEZ CASADO, 1987), un accidente sustractivo que, entre esta localidad y la de Villalvilla, pone en contacto tramos altos de la formación Constante con los ortogneises glandulares tipo Ollo de Sapo, produciendo además un abrupto salto postmetamórfico de las zonas metamórficas sin- D_1 . El bajísimo ángulo con el que la zona de cizalla corta a los materiales suprayacentes unido a la presencia de una lineación de estiramiento subhorizontal, indica que se trata de un detachment subhorizontal posteriormente basculado hacia el NE. El detachment viene marcado por el desarrollo en los ortogneises de unos 20 metros de milonitas S - L, donde los porfidoclastos de feldespato y de cuarzo violáceo se orientan según una L_2 horizontal de dirección $N 120^\circ$, con colas de trituración que indican movimiento de bloque de techo hacia el ESE. Hacia el contacto con el Ordovícico suprayacente las glándulas de feldespato terminan por desaparecer, pasando a formar pequeños granos elongados en la matriz, y los cuarzos violáceos recrystalizan como "rods" de cuarzo blanco con un alto índice de estiramiento. Sobre estas rocas se encuentra apenas 1 m. de milonita cuarcítica que representa la roca asociada al movimiento de la falla en condiciones ya de transición dúctil-frágil. En los metasedimentos ordovícicos y silúricos D_2 produce un fuerte estiramiento NO - SE de las estructuras, con desarrollo de boudines asimétricos en las capas cuarcíticas competentes y de "foliation boudines" en los tramos más esquistosos. En momentos tardíos de D_2 se desarrolla una esquistosidad de crenulación extensional, (ECC's de PLATT & VISSERS, 1980) de dirección $N 170^\circ E$ y buzamientos altos al E, y fallas de tendencia lítrica, paralelas a esta dirección, que se enraízan en el plano de detachment con cuyo movimiento son sintéticas. Tanto la lineación de estiramiento L_2 como los detachment indican una dirección del transporte tectónico asociado al colapso extensional, que es paralela a las directrices principales del orógeno, al igual que ha sido descrito en otras áreas de la Zona Centroibérica (ESCUDER VIRUETE et al., 1994; DIEZ BALDA et al., 1995; ESCUDER VIRUETE et al., 1996).

Tardi a post- D_2 y relacionado con la descompresión inducida por los accidentes sustractivos se produce el levantamiento por rebote isostático del sector cortical adelgazado (ESCUDER VIRUETE et al., 1998). Este abombamiento localizable hacia el S y el O, en lo que ahora son las áreas axiales intruidas por granitoides de la Zona Centroibérica, lleva asociado el basculamiento de sus

áreas marginales, basculamiento hacia el NE que en el Macizo de Honrubia afecta a todas las estructuras, incluyendo las zonas de cizalla de D_2 , del mismo modo que es descrito en las Hojas de Riaza y Tamajón (HERNAIZ HUERTA et al., en prensa a, b).

3.1.3. Tercera fase de deformación hercínica

La fase D_3 es responsable de un débil replegamiento retrovergente en el Macizo de Honrubia. Genera pliegues asimétricos de mesoescala a microescala, de tendencia paralela y planos axiales de dirección variable en torno a NO-SE y suave vergencia SO. Los pliegues afectan principalmente a los niveles esquistosos, produciéndose crenulaciones por arrastre entre los bancos de cuarcita. Es posible que esta deformación también colabore a la verticalización de las estructuras pre- D_3 .

3.2. EL CICLO ALPINO

Las deformaciones acaecidas durante el ciclo alpino son el resultado del proceso de convergencia y/o colisión de la placas Ibérica, Europea y Africana, y han originado la actual morfoestructura de la Hoja de Maderuelo.

En un principio las deformaciones alpinas se consideraron fruto de una dinámica epirogénica diferencial del zócalo a través de fallas subverticales, que repercutía directamente en la cobertera mesozoica y cenozoica provocando pliegues de gravedad y fenómenos asociados (ALIA, 1960, 1972 y 1976, ALIA et al., 1980, CADAVID et al., 1971 y MARTIN-ESCORZA, 1976). Posteriormente PORTERO y AZNAR (1984), VEGAS et al., (1990) y Warburton y Alvarez (1989) han propuesto otros modelos que defienden la existencia de fallas inversas y no verticales en los bordes del Sistema Central, como consecuencia de una tectónica tangencial, hecho comprobado mediante la interpretación de perfiles sísmicos por RACERO (1988).

La cartografía realizada en el área permite reconocer como las deformaciones de la cobertera se adaptan perfectamente a la presencia de una serie de fallas inversas del zócalo, de rumbo E-O a NE-SO. Estas fracturas dan lugar a una serie de escalones del zócalo, y coincidiendo con ellos, a pliegues de la cobertera fuertemente disimétricos, en rodilla y vergentes al Norte, tales como los anticlinales y sinclinales consecuentes de Urueñas, Valle de Tabladillo, Castroseracin y Navares de las Cuevas. Cuando el salto de la falla inversa de zócalo alcanza valores similares a los del espesor de la cobertera, ésta también se fractura, como es el caso de la falla del Valle de Tabladillo, cuyo carácter inverso puede apreciarse en campo desde la carretera de Hinojosa del Cerro a Burgomillado. Más al Norte, los pliegues se hacen más suaves y menos disimétricos (sinclinal de Caseros y anticlinal de Torreadrada), indicando una situación menos emergente o más profunda de la correspondiente falla inversa del zócalo.

Otro tipo de deformaciones que pueden apreciarse en la Hoja de Maderuelo son pequeñas y frecuentes fracturas transversales, posteriores a las anteriores, así como el importante desgarre de la Ermita de N^a S^a de Hornuez, de carácter sinistorsorso y dirección N-120°, ligada claramente también con la dinámica del zócalo.

Es difícil, dada la ausencia de dataciones, precisar la edad de estas deformaciones alpinas. Posiblemente la mayor parte de ellas acaecieron durante el Mioceno Inferior o medio, aunque sin

duda debió de producirse otra pulsación más tardía (mioceno superior), localizada en el frente septentrional de este tren de fallas inversas (Sector de la Serrezuela). Con posterioridad no hay indicios de movimientos tectónicos en el ámbito de la Hoja.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

4.1.1 Encuadre físico general

Como ya se indicó en el Capítulo 1. INTRODUCCIÓN, la Hoja de Maderuelo está situada en el sector suoriental de la Cuenca del Duero, próxima por el Norte a las estribaciones de la Sierra de Ríaza o de Somosierra, perteneciente ésta última al Sistema Central.

Se trata de una comarca con una altitud media superior a los 1000 m, por lo que el clima en invierno es muy frío, con más de 70 días de heladas. Las fechas más frecuentes de la primera helada son en la segunda quincena de Octubre y las de la última los últimos días de Abril. La temperatura media mensual en el mes de Enero es de 2°C, con temperaturas mínimas medias en torno a los 0°C y temperaturas máximas medias de unos 5°C; las mínimas absolutas pueden alcanzar los -17°C. El verano, en cambio, es agradable, con noches frescas y gran oscilación térmica diurna. La temperatura media mensual en el mes de Julio es de 21°C, con temperaturas mínimas medias de 29°C; las máximas absolutas pueden alcanzar los 39°C.

En cuanto a las precipitaciones, gracias al relieve de la Hoja y a la proximidad del Sistema Central, los valores son algo más altos que en las comarcas adyacentes de la Cuenca del Duero y suelen superar los 550 mm, con un máximo de precipitación en Mayo y Diciembre y un mínimo en Agosto y Julio, como es característico en un clima mediterráneo; no obstante es de resaltar el carácter regular de las precipitaciones ya que durante el mes más lluvioso (Mayo) éstas apenas si alcanzan el 13% del total anual, estando comprendidas durante el resto de los meses (exceptuando Julio y Agosto) entre el 7 y el 10%.

Los vientos dominantes son del O y NO, siendo el primero de ellos el más lluvioso.

Como consecuencia de este clima, la vegetación espontánea está constituida, en el estrato arbóreo y en terrenos calizos, por sabinas (Juniperus thurifera), y en los terrenos silíceos por rebollos (Quercus pyrenaica) y pinos rodeno (Pinus pinaster) y negral o laricio (P. Nigra), éste último introducido por repoblación en las cotas más altas de la Hoja. En cuanto a la vegetación espontánea arbustiva y herbácea, abundante las carrascas (Quercus coccifera), los espliegos (Lavandula sp.), tornillos (Thymus sp.), el romero (Rosmarinus officinalis), el asfodelo o gamón (Asphodelus alba), el majuelo (Crataegus monogyna), las zarzas (Robus sp.), la estepa (Cistus laurifolius), la aliaga (Genista scorpius) y, en las zonas altas y silíceas la brechina (Calluna vulgaris).

4.1.2. Rasgos principales del paisaje

El rasgo más sobresaliente del paisaje de la zona en estudio es la Serrezuela de Pradales, importante alineación montañosa que atraviesa la mitad Norte de la Hoja en dirección OSO-ENE. En

esta serrezuela se ubican las culminaciones del relieve de la comarca: Peñacuerno (1377 m), Chorra (1363 m), Rubio (1314 m), Casero (1310 m), Cerro Lucas (1295 m) y Valdelizar (1260 m).

Otra alineación montañosa, de mucha menor entidad es la Sierra del Risco, donde se sitúan los vértices Cueto (1251 m), Piedra del Alto (1228 m), Cerro del Cotorrón (1173 m) y Cerro del Risco (1170 m); su dirección es NO-SE y diverge de la Serrezuela de Pradales por su flanco septentrional.

Hacia el NO de la Serrezuela, y con la excepción de la alineación del Risco, el relieve va pasando paulatinamente, mediante superficies cóncavas de cotas inferiores a los 1000 m, a la horizontalidad de los páramos de Valtiedas a Haza, ya fuera de la Hoja.

Hacia el SE de la Serrezuela, su relieve se amortigua para dar paso a las campiñas onduladas del Campo de San Pedro, al Este de la Hoja. Y de Boceguillas, en el límite meridional; se trata de suaves llanuras situadas entre los 900 y 1000 m, donde los desniveles entre los amplios valles y los interfluvios apenas superan los 50 m. En el extremo NE de la Hoja, cerca de Maderuelo, estas campañas se van transformando en paisajes de páramos, con la aparición de las típicas mesas de niveles calizos.

El límite de la Serrezuela por el SO puede situarse en el camón del arroyo del Valle de Tabladillo; al otro lado de este límite, comenzaría el macizo de Sepúlveda, diferenciable tanto de las campiñas de Boceguillas con de la Serrezuela por sus modestas alineaciones E-O y por su altitud media que se sitúa en torno a los 1060 m.

Los ríos y arroyos de la Hoja pertenecen a las cuencas hidrográficas del Riaza y del Duratón. A éste último dirigen sus aguas los cursos que recorren la mitad suroccidental de la Hoja, mientras que los de la mitad nororiental son de la cuenca de Diaza. Estos cursos de agua son de poco o moderado caudal y acarrean muy escasos sedimentos, recorren valles en general amplios y abiertos salvo cuando atraviesan relieves o macizos calcáreos tanto los del Mioceno superior (páramos de Maderuelo) como los del Cretácico, especialmente en estos últimos, los ríos se encajan frecuentemente en profundos cañones como el del Valle de Tabladillo, Navares, de la Hoz, de la Retuerta, etc.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudios morfoestructurales

Desdel el punto de vista morfoestructural, la Hoja de Maderuelo presenta una marcada originalidad con respecto al marco en el que se encuadra (Depresión del Duero), debido a la existencia de la Serrezuela de Pradales, relieve que imprime el carácter de la comarca.

En el área que nos ocupa cabe diferenciar 5 unidades morfoestructurales:

4.2.1.1. La Serrezuela de Pradales

Esta unidad morfoestructural está constituida por los relieves originados por litologías competentes del Mesozoico (básicamente las dolomías y calizas del Rethiense, del Turoniense superior y del

Santoniense-Maestrichtiense). En la Serrezuela, estas litologías buzan generalmente y de manera suave al S-SE (al margen de la existencia de algún que otro pliegue), por lo que la característica principal del relieve es la aparición de escarpes estructurales hacia el N-NO. De todos estos escarpes estructurales, el de mayor entidad (alcanzando en ocasiones los 200 m de desnivel) es el de la línea de cumbres de la Serrezuela, especialmente entre las localidades de Pradales y Torreadrada. La importancia de este escarpe, formado por las dolomías del Rethiense, con respecto a los restantes (en calizas y dolomías del Cretácico superior), no se debe a factores endógenos ya que la tectónica es similar en ambos casos y las litologías son incluso algo menos competentes; se debe por contra a factores exógenos de carácter azonal, dada la mayor capacidad disectiva de los cursos de agua que drenan la ladera norte de la Serrezuela frente a los cursos de agua que drenan la ladera sur. Esta disección más energética en la ladera septentrional se debe, a su vez, al hecho de que los cursos de agua desembocan directamente en los ríos Duratón o Rianza, mientras que los arroyos de la ladera meridional lo hacen a través de colectores como el Arroyo de las Vegas o el Bercimuel, que confluyen el Duratón o Rianza (respectivamente) a cota mucho más elevadas.

Además de los escarpes, existen otras morfologías estructurales en la Serrezuela de Pradales aunque de manera mucho menos frecuente. Por ejemplo, el escarpe mayor de la Serrezuela se convierte hacia el Oeste en una cresta por aparición de una leve estructura sinclinal que cambia buscando el buzamiento general al S. Por otro lado, al Norte de Navares de las Cuevas, otra estructura sinclinal vergente al Norte provoca la aparición de una muela que, aunque muy arrasada, no ha pasado desapercibida por la población ya que el paraje se denomina “cesta roja” (“rota” por la disección efectuada por el Arroyo de las Yadas). Al SE de Carabias son frecuentes las superficies estructurales en calizas cretácicas buzando al Sur. También aparecen escarpes de fallas alpinas, más o menos degradados, tanto al Sur de Pradales como entre Villavilla y la Ermita de N^o 5^a de Hornuez.

Por último señalaremos que en las litologías detríticas de la Serrezuela (tanto en el Trías como en el Utrillas, aunque especialmente en este último) la red de drenaje adopta una disposición dendrítica con abundantes procesos de acarreamiento, como consecuencia del alto contenido arcillosos; en cambio, en las calizas esta red se encaja y concentra mientras que en las margas se instala en amplias vallonadas.

4.2.1.2. *Las campiñas de Boceguillas y Campo de San Pedro (al SE) y de Aldeanueva de la Serrezuela (al NO)*

En los amplios afloramientos de materiales detríticos neógenos se instalan amplias campiñas con relieves muy suaves que enlazan mediante superficies cóncavas con las estribaciones de la Serrezuela de Pradales. La campiña de Aldeanueva de la Serrezuela, al NO de la Hoja, se transforma más allá de los límites de esta en los páramos de Valtiedas y Haza. En el ángulo opuesto de la Hoja, las campiñas de Boceguillas y Campo de San Pedro pasan hacia el NE a los páramos de Maderuelo y hacia el SE, ya fuera de la Hoja, a las formaciones de rañas provenientes del Sistema Central. En estas campiñas son frecuentes los pequeños escarpes provocados, en general, por cuerpos tabulares de litologías conglomeráticas o, con menor frecuencia y sólo en las campiñas del SE, por niveles calcimórficos horizontales.

Dada la suave orografía de estas campiñas, la red de drenaje es muy poco densa, a pesar de la naturaleza impermeable de las litologías existentes (arcillas, limos y gravas). Sin embargo, en aque-

llas zonas donde aparecen escarpes estructurales, la mayor pendiente suele favorecer la aparición de una red dendrítica de cárcavas con dimensiones proporcionales a las alturas de los escarpes.

4.2.1.3 *Los páramos de Maderuelo*

En la esquina nororiental de la Hoja, la aparición de niveles calizos del Mioceno superior, con mayor resistencia a la erosión que los detríticos entre los que se intercalan, permite individualizar otra unidad morfoestructural caracterizada por la presencia de mesas limitadas por escarpes en sedimentos horizontales. La red de drenaje se encaja considerablemente respecto a la de la campiña próxima de Campo de San Pedro, con algún acarcavamiento en las laderas de los escarpes.

Hacia el SO, se pasa gradualmente a la anterior unidad morfoestructural, a medida que los niveles carbonatados van perdiendo importancia, cediendo su protagonismo en la formación de los escarpes a los niveles conglomeráticos.

4.2.1.4. *La penillanura del zócalo hercínico y la alineación del Risco*

Al Norte de la Hoja y de la localidad de Pradales aflora el zócalo hercínico cuyos neises y niveles cuarcíticos y esquistosos intercalados están completamente arrasados formando un pediment en el que se ha instalado una red de drenaje bastante densa y ramificada. Esta unidad está dividida en dos por una franja de materiales cuarcítico y esquistosos, de dirección NO-SE y edad ordovícica. Las cuarcitas más resistentes a la erosión destacan formando resaltes estructurales que en el Cerro del Risco llegan a superar los 100 m de desnivel. Al NE, en Villalvilla de Montejo, la aparición de estas mismas cuarcitas da lugar a otro significativo resalte.

4.2.1.5. *El macizo de Sepúlveda*

En una banda situada en el borde SO de la Hoja, aflora parte del macizo de Sepúlveda, constituido por materiales carbonatados del Cretácico superior y caracterizado por la presencia de pliegues en rodilla de dirección E-O y vergentes al Norte. En la Hoja de Maderuelo el macizo limita al Norte con la Serrezuela de Pradales a través de una importante falla inversa que bordea el margen izquierdo del cañón del Arroyo del Valle de Tabladillo; en este lugar se origina un importante escarpe de hasta 120 m de desnivel. Al Este el macizo desaparece en cuanto que los materiales neógenos se apoyan en discordancia sobre los mesozoicos.

Los materiales carbonatados buzando generalmente al Sur, dan lugar a escarpes de dimensiones moderadas hacia el Norte. Un llamativo ojal erosivo en el núcleo de una importante estructura anticlinal aparece entre Urueñas y Castrillo de Sepúlveda, así como unas cuevas estructurales al Oeste de esta última localidad.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. *Formas de ladera*

Tres son las formas de ladera que se reconocen en la Hoja de Maderuelo. Los **lóbulos de solifluxión** están muy extendidos en las laderas formadas por materiales margosos o arcillosos, tan-

to en el Triásico como en el Cretácico superior o en el Neógeno. Su presencia suele ser más frecuente en las laderas orientadas al Norte, aunque pensamos que es debido más que a causas de carácter zonal (climáticas) al hecho de que los buzamientos generalizados al Sur originan un mayor número de escarpes y laderas al Norte, así como la mayor pendiente de éstas. Estos lóbulos de soliflucción tienen un papel importante en el modelado de las laderas de la Hoja de Maderuelo, ya que contribuyen activamente a la interrupción de la disección fluvial del relieve.

Los **coluviones** no alcanzan nunca importantes espesores ni dimensiones y aparecen especialmente en los flancos de las crestas cuarcíticas del Risco, así como a los pies de muchos escarpes en sedimentos horizontales del Neógeno

Por último aparecen algunas **laderas regularizadas** en algunos interfluvios de las campiñas terciarias.

4.2.2.2. *Formas fluviales*

Entre las formas fluviales del área en estudio destacan los **fondos de valle**; estas formas son especialmente frecuentes en las campiñas (donde son notablemente más amplios) y en las salidas de los colectores fluviales de la Serrezuela de Pradales y del macizo de Sepúlveda (donde suelen estar más encajados entre sus interfluvios). En general, no existen grandes acumulaciones de sedimentos sino pequeños espesores de limos, arenas y arcillas con cantos. Es notable la existencia de dos sistemas de fondos de valles cronológicamente diferenciados: uno ligado a la red de drenaje actual y otro constituido por formas colgadas, particularmente frecuentes en suroeste y nordeste de la Serrezuela de Pradales, así como en el macizo de Sepúlveda, ligado a una red fluvial más antigua, unos 20 a 40 m por encima del actual. Estos últimos fondos de valle suelen estar situados en los reversos suaves de las crestas cretácicas; son valles secos, poco o nada conectados con la red actual, y en los que se observan a menudo cantos de cuarcita provenientes de antiguas áreas fuente del Utrillas, hoy día totalmente desligadas e incluso a menor cota que estos fondos de valle, como puede observarse en el paraje de Piqueras, 2 km al SO de Carabias.

Relacionadas con la existencia de dos niveles de disección en la red de drenaje actual, aparecen algunos fenómenos de **captura** como las existentes en los arroyos de la Hocecilla y Carabielas, al Este de Carabias.

Apenas si aparecen **escarpes de terraza** ya que tan sólo en el río Bercimuel, al SE de la Hoja, existen depósitos de terraza cartografiados; estos escarpes tienen un desnivel de unos 4 m.

En cuanto a las **áreas pantanosas**, éstas se restringen a un núcleo situado en la confluencia de los arroyos de la Dehesa y de la Serna, al NE de Campo de San Pedro.

Entre las formas de incisión fluvial destacan los **cañones**, especialmente frecuentes cuando los arroyos atraviesan los materiales carbonatados del Cretácico superior. El más importante de todos, el del Valle de Tabladillo, se excava sin embargo en las margas dolomíticas del Garumniense, aprovechando la falla inversa que bordea a la garganta por el sur y que hace aparecer los materiales del Santoniense-Maestrichtiense en posición vertical. En el zócalo precámbrico y ordovícico, si bien aparece el cañón del Arroyo de la Tezosa, las incisiones en uve están generalizadas.

Por último, en los materiales detríticos del Utrillas y del Trías, a las incisiones en uve se asocian frecuentes procesos de **acarcavamiento**. Las cárcavas son también numerosas en los flancos de los escarpes de niveles duros (ya sean gravas, conglomerados o calizas) de las campiñas terciarias. A los pies de algunas de las cárcavas con mayor capacidad erosiva pueden observarse **conos de deyección**; estas formas no adquieren gran desarrollo en la zona estudiada.

4.2.2.3. *Formas kársticas*

La gran extensión de afloramientos carbonatados hace muy abundantes, aunque no muy variadas, las morfologías kársticas. Existe un campo de pequeñas **dolinas** en el Cretácico superior del paraje de La Piquera, al SO de Carabias, aprovechadas antiguamente para la ubicación de canteras para extraer caliza de construcción. Además, sobre las calizas del Turoniense superior y del Santoniense, se desarrollan **lapiaces en puntas y cuchillas**, mientras que en los afloramientos dolomíticos del Rethiense y del Santoniense-Maestrichtiense los **lapiaces** adquieren una morfología de **nidos de abeja**.

4.2.2.4. *Formas periglaciares*

Se incluyen aquí los canturrales de **gelifracción** que aparecen en las crestas cuarcíticas de la alineación del Risco, así como los que están constituidos por cantos de calizas micríticas del Lías inferior de las proximidades del vértice Casero, al SO de la Serrezuela de Pradales. La gelifracción es de tipo fisural y por consiguiente se ve muy favorecida por la existencia de un intenso diaclasamiento (cuarcitas) o de una estratificación tableteada (Calizas del Lías inferior); se trata, en cualquier caso, de un proceso poco intenso, bastando algunos centímetros de suelo vegetal o de derrubios para que se interrumpa.

4.2.2.5. *Formas poligénicas*

Dentro de las formas poligénicas destaca como factor clave en la configuración del relieve actual la **superficie de erosión** intramiocena, reconocible todavía en los reversos meridionales de la Serrezuela de Pradales, así como en el macizo de Sepúlveda. No obstante, esta superficie de erosión está fuertemente degradada por la disección posterior. El arrasamiento de los relieves, producido durante el Mioceno, tuvo como contrapartida la sedimentación en los alrededores de las áreas erosionadas de importantes depósitos de conglomerados pertenecientes a la unidad cartográfica (25) del mapa geológico, en cuya composición entran tanto cantos de caliza como de cuarcita. En la penillanura intramiocena probablemente tan sólo destacaban las alineaciones cuarcíticas del Risco, así como algunos **montes isla** o “inselbergs” de calizas del Cretácico superior que todavía hoy perduran.

El rejuvenecimiento flioceno del relieve y su posterior desmantelamiento durante el Mioceno terminal y Plioceno tuvo como consecuencia la aparición de una orla de **pedemontes**. Estas formas constituyen la campiña situada al NO de Aldeanueva de la Serrezuela así como los bordes NO y SE de la campiña de Boceguillas-Campo de San Pedro.

Por último, entre las formas poligénicas se han incluido algunos **depósitos mixtos aluviales-coluviales** generados en fondos de valle, tanto por la acción de cursos de agua como por la acumulación de coluviones procedentes de las laderas inmediatas.

4.2.2.6. *Forma antrópicas*

Para terminar este apartado referente al modelado, se citarán las principales formas antrópicas de la Hoja de Maderuelo, que además de las **carreteras, ferrocarril y núcleos urbanos**, son las **canteras** de gravas, calizas y arenas feldespáticas, así como antiguas **explotaciones a cielo abierto** de plomo en las cuarcitas del Risco y sus correspondientes **escombreras**. De todas estas explotaciones mineras de habla con más detalle en el capítulo de Minería y Canteras.

4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales presentan escaso desarrollo en la Hoja de Maderuelo, excepción hecha de los piedemontes o abanicos aluviales del Mioceno superior-Plioceno. Estos últimos están constituidos por gravas de cuarcita y de cuarzo, limos y arcillas rojas y tienen una potencia máxima del orden de los 60 m en el ángulo noroccidental de la Hoja y de unos 50 m en el sudoriental. El techo de estos piedemontes, que sólo se conserva al NE de Aldeanueva de la Serrezuela, está ocupado por la raña, formación de gravas con cantos cuarcíticos y de cuarzo en una matriz limo-arcillosa anaranjada o amarillenta, más clara que la de las formaciones anteriores.

Los depósitos de terraza cartografiables tan sólo existen en el río Bercimuel y están constituidos por conglomerados, limos y arcillas con espesores muy modestos de apenas 8 m. En los fondos de valle se acumulan pequeños espesores de sedimentos, generalmente inferiores a 4 m aunque en los grandes arroyos, como el de las Vegas, es posible que se superen los 5 m.

Además de los señalados en el mapa, existen otros coluviones y acumulaciones de carácter mixto coluvial-aluvial, que no alcanzan dimensiones ni espesores cartografiables excepto los señalados en el mapa; se sitúan a los pies de los principales relieves pero son escasamente funcionales y están colonizados por la vegetación.

Tampoco los conos de deyección alcanzan importantes espesores y tienen escasa representación cartográfica. Están formados por gravas, arenas y limos erosionados en las cabeceras de las cárcavas que los alimentan. Su funcionalidad es también escasa.

Los lóbulos y coladas de solifluxión están constituidos por derrubios empastados en una matriz arcillosa generalmente marrón-rojiza y en ocasiones negruzca. El espesor o altura de estos depósitos no supera nunca los 4 m.

En cuanto a las acumulaciones de gelifractos, ya se vio en el apartado correspondiente del análisis geomorfológico que su espesor era decimétrico, dada la escasa penetración del proceso, tanto en los materiales cuarcíticos de la sierra del Risco como en las calizas tableadas del Lías inferior en el cerro Casero.

Por último, en toda la superficie del mapa señalada como lapiaz areal puede presentarse una fina película de arcillas de descalcificación, aunque en ocasiones puede acumularse en cavidades kársticas exhumadas.

4.4. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve de la Hoja de Maderuelo es consecuencia de la evolución tectónica alpina pues poco o nada han influido los movimientos anteriores.

Las primeras manifestaciones de actividad tectónica en la zona se debieron producir en el Cretácico terminal o Paleógeno inferior, dado que por esas épocas empiezan a aparecer depósitos de conglomerados, indicadores de una respuesta erosiva a un levantamiento del relieve. A juzgar por la escasa entidad de esta respuesta erosiva (pequeña potencia de los conglomerados y presencia exclusiva de cantos del Cretácico superior en ellos), estos movimientos no debieron ser muy importantes, limitándose probablemente a un abombamiento del zócalo y de la cobertera mesozoica.

Es en el Paleógeno superior y probablemente aún más tarde, en el Mioceno inferior cuando se producen en el área las mayores deformaciones con la aparición del sistema de fallas inversas escalonadas que rejuvenecerían extraordinariamente el relieve y acarrearían una respuesta erosiva de gran importancia cuyo resultado es la acumulación de importantes espesores de conglomerados del Mioceno medio, primero de cantos exclusivamente carbonatados y después con inclusión de cantos cuarcíticos y de cuarzo, indicadores los primeros, del dismantelamiento de la cobertera carbonatada del Cretácico superior y estos últimos de la exhumación de las facies Utrillas y del Trías. Esta intensa actividad erosiva tuvo como resultado la formación de una **superficie de erosión intramiocena**, superficie todavía hoy parcialmente reconocible y a partir de la cual se comenzó a modelar el actual relieve. De esta superficie de erosión emergerían algunos cerros testigos del Turoniense superior o Senoniense, que aún hoy perduran, y quizás las crestas cuarcíticas del Risco. Alrededor de la actual Serrezuela de Pradales y del Macizo de Spúlveda, esta superficie de erosión se vería prolongada, tras el depósito de la orla de materiales detríticos del Mioceno medio, por la superficie de colmatación correspondiente, hoy dismantelada por la menor resistencia a la erosión de los materiales que la generaron.

En estas superficies de arrasamiento debió instalarse una red fluvial de la que se conservan algunos valles, hoy prácticamente secos y en la mayoría de los casos desconectados de la red fluvial. Estos fondos de valle antiguos se pueden observar en la cartografía, tanto en el macizo de Sepúlveda como en las terminaciones NE y SO de la Serrezuela de Pradales.

En el Mioceno superior se debió producir una nueva pulsación tectónica que, a diferencia de la del Mioceno inferior u Oligoceno, no afectó a la zona de la hoja comprendida en el Macizo de Sepúlveda sino que se centró en un nuevo levantamiento del área de la Serrezuela de Pradales, probablemente por rejuego de una fractura preexistente. Esta pulsación trajo consigo una nueva reacción erosiva que originó el depósito de nuevos piedemontes en los flancos NO y SE de la Serrezuela, durante el Mioceno terminal y el Plioceno. Debido a que en esta ocasión el relieve levantado carecía prácticamente de cobertera carbonatada del Cretácico superior (ya dismantelada con anterioridad), las litologías de los cantos de estos conglomerados es totalmente cuarcítica o cuarzosa. En el tránsito Plioceno-Pleistoceno, por analogía con otras áreas, es cuando se depositan, a techo de estos piedemontes, las formaciones de rañas, de las que tan sólo se conserva un retazo como consecuencia de la posterior disección pleistocena.

El encajamiento de la actual red fluvial debió realizarse en dos etapas como lo demuestra la existencia de dos niveles de disección (CASCOS, 1991). La fase más antigua (Pleistoceno inferior) se considera la principal, tanto por la profundidad alcanzada, por la densidad como por la generalidad con que funcionó. La fase más moderna se deja sentir, de manera remontante, en algunos cursos de la zona estudiada: a unos 4 km aguas arriba de su salida de la Hoja, el perfil de base del arroyo del Valle de Tabladillo experimenta un brusco ascenso de unos 35 m; igualmente aparecen valles colgados en las cabeceras de algunos arroyos como el del Bálsamo, entre otros. La

edad de esta segunda fase de disección es problemática pero por estr afectada por formas de soliflucción, probablemente würmienses, puede considerarse del Pleistoceno medio-superior y anterior al Würm. Del Pleistoceno superior también, sin mayores precisiones, hay que considerar la terraza del río Bercimuel.

Las formas de soliflucción, tanto las de edad würmiense como las actuales, han jugado un papel importante en la limitación del arroyamiento y de sus efectos erosivos durante el Holoceno.

Es durante el Holoceno cuando se han debido formar las acumulaciones aluviales de los fondos de valle dado que la génesis de algunos de estos aluviales ha sido debida al efecto barrera que en el cauce ha producido la llegada de algún lóbulo de soliflucción (tanto de edad würmiense como holocena). También los escasos coluviones de esta Hoja deben considerarse holocenos, ya que los anteriores, o bien han sido desmantelados por la incisión fluvial o bien han alimentado los lóbulos y coladas de soliflucción del Würm.

4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Desde el punto de vista de la neotectónica, la zona que nos ocupa está exenta de manifestaciones actuales o subactuales, al menos si consideramos como tales las comprendidas en el Plioceno y Cuaternario. No obstante, como se ha señalado más arriba, parece indudable la existencia de un movimiento epirogénico positivo durante el Mioceno superior, localizado exclusivamente en el sector de la Serrezuela de Pradales, como consecuencia del rejuego de una fractura del zócalo de dirección SO-NE, movimiento que tuvo como resultado un resurgimiento de la erosión y el depósito de un sistema de abanicos aluviales tanto al Norte como al Sur de la Serrezuela. Sin embargo, ninguna de las demás fracturas existentes en el área que nos ocupa muestran señales de reactivación durante este periodo.

En cuanto a la geodinámica externa, la tendencia ya señalada a la erosión remontante en los principales colectores relaciones con los ríos Rianza y Duratón, se ha visto frenada por la aparición de litología carbonatadas cretácicas, mucho más resistentes.

En las laderas, la presencia de lóbulos de soliflucción, tanto würmiense como actuales frenan en gran medida, también, los procesos de incisión por arroyada. No obstante, allí donde las litologías no son propicias para la soliflucción por su contenido en arenas, es decir en los detríticos del Utrillas, y en menor medida, del Mioceno, la existencia de importantes pendientes trae consigo la aparición de una red de cárcavas de cierta entidad que sin embargo no son especialmente activas debido a la regularidad de las precipitaciones durante todo el año; tan sólo las esporádicas grandes tormentas son capaces de favorecer el avance de estas cárcavas, circunstancia poco frecuente a tenor de la colonización vegetal que puede observarse en las mismas. Por todo ello, puede considerarse que los fenómenos erosivos en la Hoja de Maderuelo no se presentan de forma severa, ni siquiera allí donde la presencia de las llamativas morfologías de erosión en cárcavas pudiera así indicarlo.

5. PETROLOGÍA

La mayor parte de las rocas que forman el macizo de Honrubia han sufrido los eventos tectono-metamórficos de la orogenia hercínica, bien se trate de rocas paraderivadas u ortoderivadas, y por ello serán tratadas en este epígrafe; únicamente algunos tipos graníticos hercínicos, es decir, ge-

nerados durante estadios más avanzados de la orogenia, conservan prácticamente inalteradas sus características ígneas.

La evolución metamórfica hercínica del Sistema Central comprende tres episodios fundamentales de recrystalización. El primer episodio, M_1 , es progrado y compresivo. Tiene lugar bajo un gradiente de media P/T , cercano a los $25^\circ\text{C}/\text{km}$ y se relaciona con la tectónica tangencial de D_1 (más de la D_2 compresiva de tectónica de cabalgamientos) que produce un fuerte engrosamiento cortical, fundamentalmente homogéneo, durante los primeros estadios de régimen colisional (ARENAS et al., 1980; 1991). Las condiciones alcanzadas por los materiales durante M_1 , pudieron llegar a los 14Kbar de presión y $725\text{--}77^\circ\text{C}$ de temperatura (BARBERO & VILLASECA, 2000). El segundo episodio, M_2 , marca las condiciones “pico” o paroxismales alcanzadas durante el ciclo hercínico. Es de carácter descompresivo en las áreas profundas, que se relaciona con la tectónica extensional sin D_2 que, con direcciones perpendiculares a la compresión, se desarrolla bajo el mismo régimen cortical colisional. Tiene lugar según un bajo gradiente P/T , cercano a $50^\circ\text{C}/\text{km}$, alcanzando condiciones cercanas a los 715°C de temperatura y presiones algo inferiores a los 4,5 kbar en algunas áreas (VILLASECA, 1983). El tercer episodio, M_3 , es fundamentalmente retrógrado y se desarrolla bajo condiciones descompresivas menos acusadas, controladas por mecanismos de erosión-isostasia y deformaciones tardías poco importantes.

Los materiales metamórficos que afloran en la Hoja de Maderuelo han sufrido los dos episodios tectonometamórficos principales. El primer evento, M_1 , es de tipo barroviense, recrystalizando las rocas bajo un gradiente intermedio de presión/temperatura, en condiciones que van del grado medio al bajo grado. Las zonas minerales pertenecientes a este primer episodio de recrystalización metamórfica han sido conservadas (Fig. 1), debido a que la recrystalización metamórfica que se le superpone durante la segunda fase de deformación hercínica, episodio M_2 , no llega a borrar completamente la mineralogía de M_1 . Este episodio M_2 , tiene lugar bajo un gradiente bajo de P/T y en este área, que abarca exclusivamente niveles estructuralmente altos del edificio orogénico, alcanza únicamente condiciones de baja temperatura (Fig.2). Un tercer episodio, M_3 , produce únicamente recrystalizaciones locales de muy bajo grado.

En el bloque de techo del Macizo de Honrubia (al norte de la ZCB), el grado metamórfico de M_1 disminuye estratigráficamente hacia arriba, indicando un fuerte paralelismo original entre S_0 y S_1 . De tal manera, el plegamiento de D_2 afecta a las zonas metamórficas M_1 produciendo su repetición al norte y sur del anticlinal de Honrubia. En su flanco normal, flanco norte, el grado de M_1 disminuye estructuralmente hacia arriba (de SSO a NNE), pasando de la zona de la estauroлита (parte de baja temperatura de la facies de anfíbolitas) en los ortogneises Ollo de Sapo a la zona del granate en las cuarcitas y esquistos de la formación Constante y las Cuarcitas de Alto Rey y a la zona de biotita (facies de esquistos verdes) hacia la base de la formación Rodada. Las zonas del granate y de la biotita están muy adelgazadas, la razón de la delgadez de las zonas y de los bruscos saltos metamórficos entre ellas está en la deformación de D_2 que se resuelve mediante pliegues isoclinales con adelgazamientos de flancos, accidentes sustractivos (Falla de Honrubia) y un intento estiramiento de las series metasedimentarias, El bloque de muro de la ZCB corresponde en su totalidad a la zona de la distena de M_1 (GONZALEZ CASADO, 1987).

La deformación de D_2 tiene lugar bajo condiciones dúctiles en las zonas estructuralmente más bajas a dúctil-frágiles en las más altas, por encima de la Falla de Honrubia, y conlleva una superposición metamórfica de baja PT (M_2) cuyo grado aumenta estructuralmente hacia abajo (Fig.2),

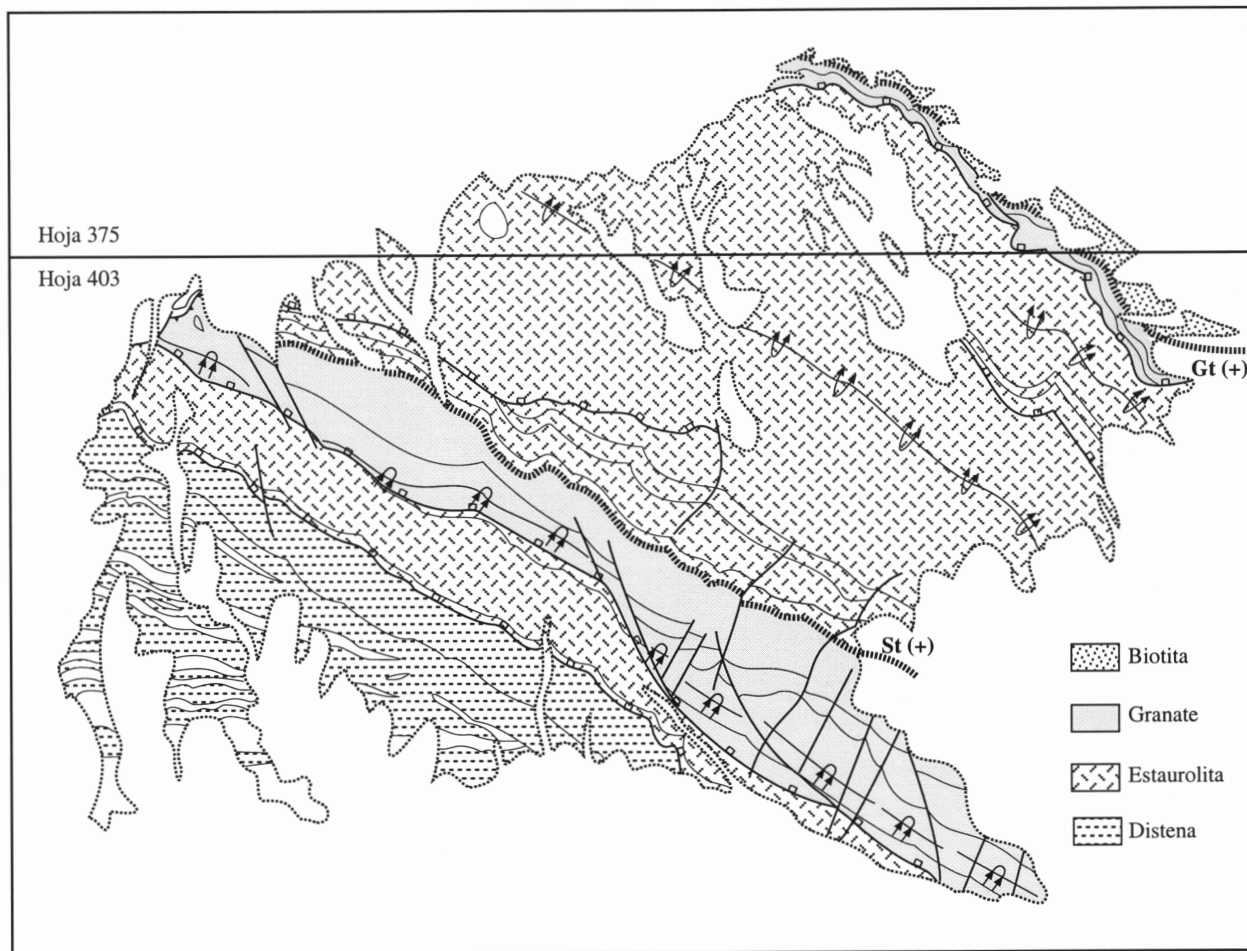


Figura 1 Mapa de zonas metamórficas de M1 e isogradas de aparición del granate, Gt (+) y de la estaurolita, St (+).

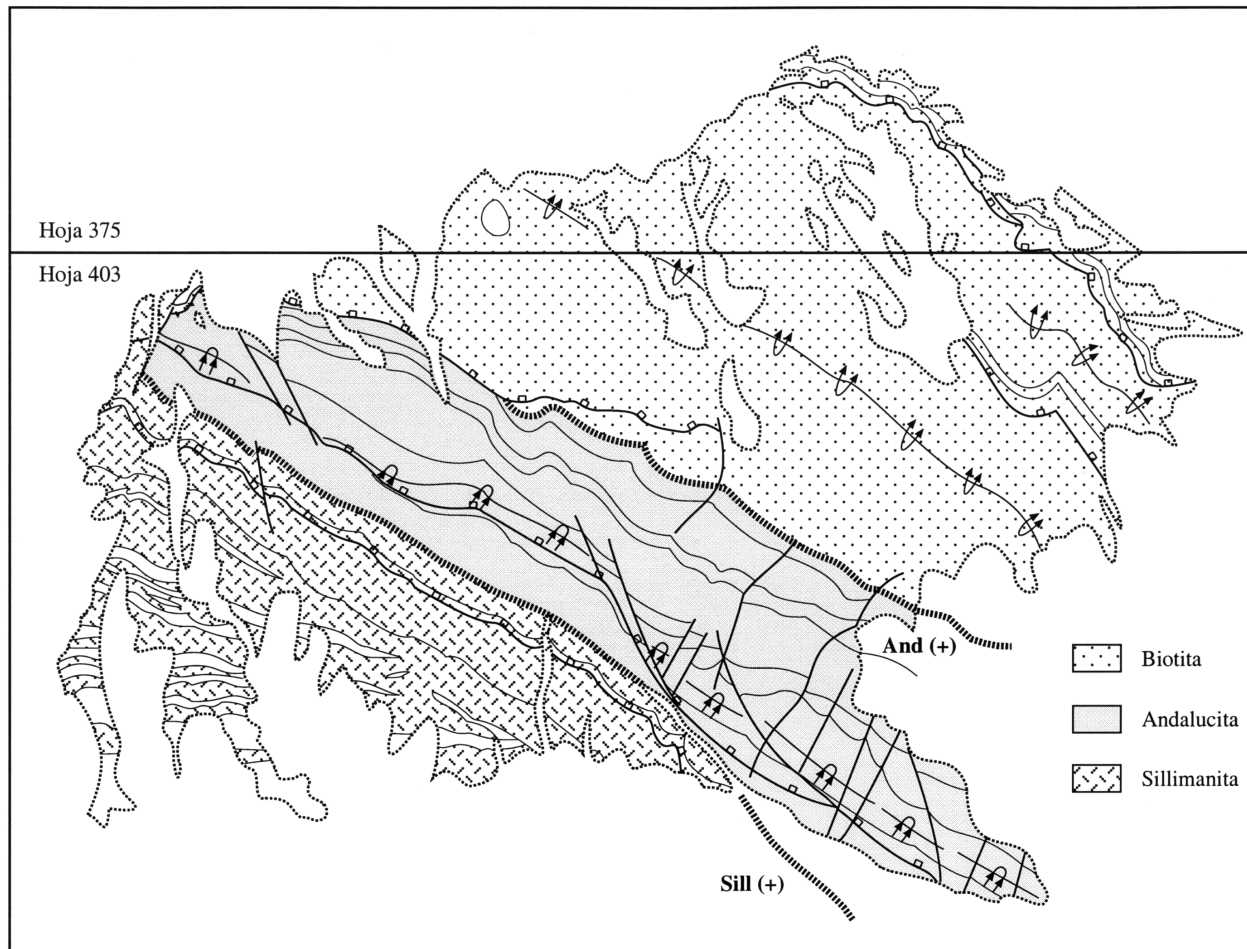


Figura 2 Mapa de zonas metamórficas de M2 e isogras de aparición de la andalucita, And (+) y de la sillimanita, Sill (+).

superponiéndose al plegamiento de la zona de M_1 , desarrollando zonas M_2 de biotita, andalucita y sillimanita. La zona de la biotita ocupa buena parte del núcleo ortogneísico del anticlinal de Honrubia; la zona de la andalucita comprende desde el flanco sur de los ortogneises hasta prácticamente la ZCB. La zona de la sillimanita ocupa todo el bloque de muro más una estrecha franja de micaesquistos por encima de la cizalla, como efecto de la superposición del bloque superior, más frío, sobre el inferior, más caliente. De esta manera, los niveles más bajos del bloque de techo experimentaron durante D_2 una evolución metamórfica progradada (desde condiciones de estaurilita a sillimanita), mientras que la totalidad del bloque de muro sufrió una evolución fundamentalmente descompresiva, pasando desde condiciones de distena a sillimanita. La deformación de D_3 no lleva asociada una recristalización metamórfica importante en este sector.

Un diagrama P-T-t cualitativo, con la evolución tectonotermal de los materiales se presenta en la figura 3. En esta figura se ha representado la trayectoria de materiales de distintos niveles estructurales del Macizo de Honrubia. Las trayectorias **a) – e)** corresponden a niveles estructuralmente cada vez más bajos dentro del bloque por encima de la cizalla y la trayectoria **f)** a los materiales por debajo de la cizalla.

- a) Corresponde a los niveles estructuralmente superiores del macizo (parte alta de la formación Rodada), que han sufrido un metamorfismo de M_1 en condiciones de la zona de la biotita.
- b) Representa a materiales de la zona M_1 del granate (parte alta de la formación Constante, Cuarcitas de Alto Rey y parte inferior de Rodada).
- c) Es equivalente a los materiales de la zona M_1 de la estaurilita (parte baja de la formación Constante y los ortogneises Ollo de Spo) que han sufrido el metamorfismo de M_2 en condiciones de biotita. Las tres trayectorias reflejan una superposición descompresiva y en líneas generales retrógrada del metamorfismo de M_2 en condiciones de la zona de la biotita.
- d) Materiales en zona de estaurilita M_1 con superposición de M_2 en zona de la andalucita.
- e) Micaesquistos de la fm. Constante en zona de estaurilita M_1 y superposición de sillimanita M_2 .
- f) Representa la evolución del bloque de muro, desde la zona de distena M_1 a la zona de sillimanita M_2 sin que se alcancen condiciones de moscovita “out”.

Las flechas de leucogneises y leucogranitos intentan reflejar los distintos momentos de emplazamiento (sin- D_2 a tardi/post- D_2) de los cuerpos intrusivos hercínicos del Macizo de Honrubia, los más tempranos, leucogneises sincinemáticos concordantes con la foliación regional y los más tardíos, leucogranitos intruyendo como diques E-O discordantes con la foliación y no afectados por ella.

5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

5.1.1. Gneises tipo Berzosa (3)

Estos ortogneises metagraníticos son rocas moderadamente leucocráticas en las que alternan los dominios cuarzofeldespáticos con finas pasadas micáceas de poca continuidad y con presencia dispersa de glándulas de 2-3 cm de eje mayor con criterios cinemáticos de techo hacia el SE. Las glándulas de plagioclasa son más abundantes que las de feldespato potásico, que además es abundante en las colas de trituración junto con el cuarzo. Los tipos más micáceos son ricos en biotita y moscovita, ésta última frecuentemente tardía. Granate, turmalina, circón, apatito y opacos completan su mineralogía.

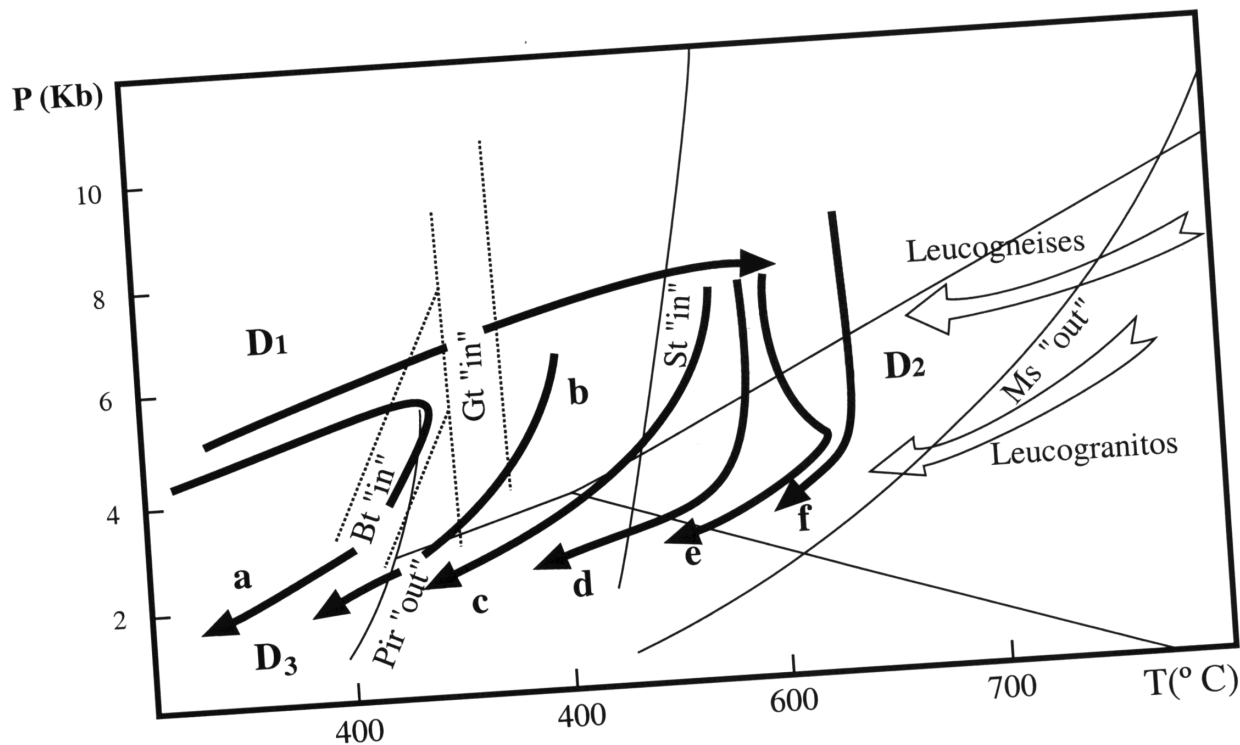


Figura 3. Diagrama con trayectorias P-T inferidas para los materiales del Macizo de Honrubia. Los campos de estabilidad de los polimorfos aluminicos son según HOLDAWAY (1971), la curva de pirofilita "out" es según KERRICK (1968), los límites inferiores de estabilidad de biotita, granate, estauro-lita y moscovita son según YARDLEY (1989), a partir de varios autores.

5.1.2. Ortogneises glandulares tipo Olla de Sapo (4)

Se trata de rocas con textura gneíscas en "augen", definida por una matriz en la que alternan, según bandeados milimétricos, dominios de composición cuarzo-feldespática con dominios ricos en filosilicatos, y en la que destaca la presencia de gruesos porfiroclastos subidiomorfos de feldespato potásico, megacrístales de origen ígneo, de 3 a 12 cm de eje mayor, con modas de 5 a 6 cm, y cuarzoes violáceos subredondeados de 1 a 1,5 cm. La roca tiene una marcada estructura plano-linear, en la que la L_2 , definida por la orientación de los ejes mayores de los porfidoclastos de feldespato potásico y de cuarzo, queda contenida en la foliación S_2 . Al microscopio se observan numerosos cristales subidiomorfos de feldespato potásico con inclusiones de cuarzo "drop like", biotitas idiomorfas y pequeñas moscovitas secundarias. Los cuarzoes violetas de origen ígneo presentan extinción ondulante y recrystalizan como agregados elongados de subgranos con contactos suturados y extinción ondulante. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos de menor tamaño, usualmente por debajo de los 7 mm. Los dominios de filosilicatos presentan una textura lepidoblástica definida por la orientación preferente de moscovita y biotita, con muestras de extinción ondulante y localmente kinkadas.

En las zonas de mayor deformación, como es la Falla de Honrubia, se produce una fuerte reducción del tamaño de grano debido a la recrystalización dinámica, transformándose en milonitas S-L, llegando a desaparecer las glándulas feldespáticas y transformándose los cuarzoes violetas de origen ígneo en "rods" blancos formados por cuarzoes incoloros de neoformación.

En los afloramientos de esta litología no se ha observado la presencia de minerales índice metamórficos de mayor grado que la biotita, sin embargo, afloramientos de roca más aluminicas, como los esquistos situados en el flanco inverso del anticlinal de Honrubia bajo los ortogneises presentan asociaciones con granate y estaurilita, y las cuarcitas y esquistos por encima de la Falla de Honrubia también presentan granate sin- D_1 , por lo que los gneises deben encontrarse en zona de la estaurilita sin- D_1 , en condiciones de grado medio, al igual que sucede en el antiformal de Hienlaencina (NAVIDAD, 1975).

La blastesis de biotita en los planos de la foliación S_2 indica que la recrystalización metamórfica durante D_2 , tuvo lugar en condiciones de este mineral índice. Con posterioridad tienen lugar procesos no muy intensos de reequilibrio en condiciones de grado aún más bajo (estabilidad de clorita) pero ya de forma fundamentalmente postcinemática (M_3).

5.2. ROCAS METASEDIMENTARIAS

5.2.1. Esquistos y cuarcitas

Las alternancias de esquistos y cuarcitas de la formación Constante, las curcitas de Alto Rey y la parte más inferior de la formación Rodada que aflora en la Hoja de Maderuelo presentan un metamorfismo sin- D_1 , en condiciones de la zona del granate al que se superpone una intensa recrystalización sin- D_2 , en condiciones del límite superior de la zona de la clorita (presencia de estilpnomelana en la S_2).

Al microscopio, los esquistos aparecen formados por mica blanca, cuarzo, biotita, clorita y estilpnomelana; turmalina y circones detríticos, opacos y porfidoblastos subredondeados a sigmoidales de granate (0.75-1.00 mm) muy alterados y pseudomorfizados estáticamente por micas. La esquistosi-

dad principal de la roca es una S_2 con carácter de una "schistosity" a veces casi filonítica y que en la base de la formación Rodada es más bien filitosa. Alternan las bandas pelíticas con otras más arenosas (S_0) subparalelas a S_2 que se acompaña de un fuerte estiramiento de los granos de cuarzo, con carácter protomilonítico. Los pseudomorfos de granate engloban una S_1 - S_1 recta, formada por cuarzos y opacos que es discordante con la $S_2=S_2r$. En torno a ellos se desarrollan sombras de presión asimétricas que indican movimiento de techo al SE a lo largo de los planos S_2 . También presentan planos de cizalla que definen una crenulación de tipo extensional (ECC, PLATT & VISSERS, 1980) que cortan a unos 20° a S_2 , vergentes al NO y con criterios de movimiento de techo hacia el SE.

Las cuarcitas están formadas por cuarzo, mica blanca, apatito, opacos y algo de estilpnomelana. Presentan una textura protomilonítica, con un fuerte estiramiento paralelo a la esquistosidad principal, S_2 de las rocas. Esta esquistosidad es de plano axial con respecto a micropliegues isoclinales de charnelas paralelas a la dirección de estiramiento mineral y con flancos muy estirados (pliegues sin- D_2). Afectando a sin- S_2 , aparecen dos familias de planos de cizalla conjugados, de geometría extensional, transversos a la L_2 y que cortan a S_2 con ángulos entre 20° y 40° . La S_2 puede aparecer afectada por micropliegues vergentes al SO generados durante D_3 y que afectan sobre todo a los niveles pelíticos.

5.2.2. Pizarras

La parte alta de la formación Rodada que afloran en la Hoja de Maderuelo es un conjunto eminentemente pelítico que ha sufrido un metamorfismo M_1 en condiciones de la zona de la biotita, al que se superpone un metamorfismo M_2 en condiciones ligeramente más bajas, con estilpnomelana estable.

Al microscopio presentan una mineralogía formada por mica blanca, cuarzo, clorita, estilpnomelana; turmalinas y circones detríticos y opacos. La fábrica principal de las rocas es una S_2 con carácter de "slaty cleavage". Destacan algunos peces de micas formados por pequeños porfiroblastos de clorita (probablemente a partir de biotitas de M_1) envueltos por la fábrica de D_2 .

5.3. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

5.3.1. Leucogneises (5)

Por debajo de la zona de cizalla aparecen varios cuerpos de naturaleza aplopegmatítica intruyendo a la serie de metasedimentos preordovícicos, que han sido deformados concordantemente con ellos. Se trata de leucocráticas de tonos rosados, de tendencia equigranular y que barcan desde variedades de grano fino, aplíticas, a variedades de grano fino, aplíticas, a variedades pegmatoides de grano grueso. Están formadas mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que aparecen deformados plásticamente por la segunda fase hercínica y cuya elongación define la fábrica S_2 . Como accesorios pueden presentar grante de pequeño tamaño, turmalina, sillimanita, apatito y circon.

La presencia de cuerpos de metapegmatitas y metaplititas en relación espacial con la zona de cizalla de La Berzosa (CAPOTE et al., 1981; ARENAS et al., 1982; GONZÁLEZ CASADO, 1987) parece relacionada con la generación de fundidos inducida por la descompresión asociada al accidente dúctil y su emplazamiento sintectónico.

5.3.2. Leucogranitos (6)

En el sur de los afloramientos hercínicos de la Hoja de Maderuelo afloran varios cuerpos alargados de naturaleza aplopegmatítica, intruyendo discordantemente a la serie de metasedimentos preordovícicos, a los que cortan con dirección aproximadamente E-O. Petrográficamente son muy parecidos a los leucogneises salvo por la mayor presencia de variedades de grano medio. En afloramiento se trata de rocas leucocráticas, blancas a de tonos rosados, en las que se pueden reconocer bandeados ígneos de alternancias de distinto tamaño de grano. Están formados por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como fases principales, existiendo igualmente facies ricas en turmalina y en grante de pequeño tamaño. Al igual que en el caso de los leucogneises anteriores, consideramos que se trata de fundidos generado en niveles infrayacentes durante la descompresión asociada a D_2 y emplazados en momentos muy tardíos de esta misma fase o posteriores

5.4. ROCAS FILONIANAS

5.4.1. Pegmatitas. Pérmico (1)

Al Norte del cuadrante noroccidental de la Hoja aflora un lentejón pegmatítico que arma entre materiales ordovícicos (a los que intruye) y está recubierto parcialmente por sedimentos triásicos. Se trata de una roca pegmatítica muy leucocrática caracterizada por el gran tamaño de sus cristales (casi centimétricos), destacando el cuarzo alotriomorfo, de extinción ondulante y generalmente intersticial entre otros minerales componentes (feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita).

Entre los minerales accesorios aparecen granate, circón, apatito y turmalina.

Este afloramiento no es ni mucho menos el único existente en la Hoja de Maderuelo pero es el que se ha cartografiado por sus mayores dimensiones; son frecuentes los lentejones pegmatíticos y pegmo-aplíticos entre los gneises de las unidades cartográficas (4) y (7).

La edad de estas rocas filonianas es muy probablemente tardihercínica (pérmica).

5.4.2. Diques de cuarzo (2)

Se trata de diques tardihercínicos de cuarzo lechoso, formados por la circulación de fluidos hidrotermales ricos en sílice a favor de fracturas, principalmente de direcciones ENE-OSO y NO-SE. Tienen espesores métricos, por lo general no superiores a los 10 m, y longitudes de varios centenares de metros. En la cartografía sólo se han representado los de mayor tamaño.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la Hoja de Maderuelo se inicia en el Proterozoico superior – Cámbrico inferior con el depósito de sedimentos fundamentalmente terrígenos y terrígeno-carbonatados en un probable ambiente de plataforma mixta (paragneises pre-ordovícicos). Con posterioridad, al comienzo del Ordovícico inferior tiene lugar el emplaza-

miento de los materiales graníticos subvolcánicos del Olla de Sapo en un contexto de arco magmático, al tiempo que se depositan los materiales pelítico-psamíticos de la formación Constante, en un ambiente de plataforma siliciclástica dominada por tormentas. La plataforma del Ordovícico inferior experimenta un episodio regresivo durante el Arenig, depositándose en un ambiente litoral más somero los sedimentos psamíticos de la formación Alto Rey (Cuarcita Armoricana). Durante el tránsito al Llanvirn la cuenca vuelve a profundizarse, sedimentándose en condiciones anóxicas los materiales principalmente pelíticos de la formación Rodada.

En toda el área de afloramiento del Macizo de Honrubia (Hojas de Fuentelcásped y de Maderuelo) no se conservan depósitos sedimentarios comprendidos entre el Llanvirn y el Mesozoico; sin embargo, regionalmente se constata la prolongación del registro estratigráfico por lo menos hasta el Devónico, lo que supone la continuidad de la cuenca hasta la incorporación de sus materiales al edificio orogénico hercínico y el levantamiento de la zona.

La orogenia hercínica en el Macizo de Honrubia se inicia con una fase de compresión D_1 con dirección de acortamiento NE - SO. Esta fase genera en la cadena grandes pliegues volcados vergentes al NE. El engrosamiento cortical lleva asociado un metamorfismo M_1 de tipo barroviense, con gradientes P/T intermedios. Al tiempo que progresa el engrosamiento cortical, la cuña orogénica se desestabiliza gravitacionalmente, colapsando según direcciones perpendiculares a las del acortamiento (DIEZ BALDA et al., 1995) generándose durante esta segunda fase de deformación, D_2 , grandes pliegues con una esquistosidad de plano axial subhorizontal que es la foliación regional de la zona. Según progresa el adelgazamiento se pasa a condiciones cada vez menos dúctiles, originándose accidentes sustractivos de bajo ángulo, con desplazamiento de los bloques de techo hacia el ESE. Esta deformación D_2 lleva asociado un segundo episodio metamórfico, M_2 , con bajos gradientes P/T, y la fusión de materiales de zonas más profundas que se emplazan sincinemáticamente en niveles más someros. La descompresión producida durante la segunda fase de deformación genera un abombamiento cortical por rebote isostático que ocasiona el basculamiento hacia el NE de todas las estructuras previas en el área del Macizo de Honrubia. En los últimos momentos del engrosamiento orogénico se generan pliegues de pequeña entidad vergentes al SO.

Las intrusiones de cuerpos pegmatíticos pueden considerarse contemporáneas a la etapa extensional final de los movimientos hercínicos y, por consiguiente, de edad posiblemente pérmica.

Es a partir del Mesozoico cuando se dispone de más datos para construir la historia geológica del área en estudio. En el Triásico los medios sedimentarios evolucionan desde ambientes fluviales a medios de plataforma carbonatada marina de carácter muy restringido, característicos del Rethiense. La dinámica de profundización de la cuenca se continua durante el Lías inferior y debió de continuar durante el resto de Lías mientras que a partir del Dogger se iniciaría una dinámica de domerización que acabaría con la regresión total del mar durante el Malm. Sin embargo, en la Hoja de Maderuelo no se dispone de registro estratigráfico en los sedimentos que confirmen esta evolución durante el Jurásico. Estos sedimentos del Lías medio y superior, Dogger y Malm debieron erosionarse a consecuencia de los movimientos neokimméricos y austros tempranos, favoreciendo estos últimos el depósito, durante el Albense y Cenomaniense, de importantes espesores de material detrítico (conglomerados, arenas y arcillas) en condiciones fluviales anastomosadas (ríos "raided").

La transgresión marina que en la Cordillera Ibérica se implanta de manera diacrónica entre el Albense superior (al Este) y el Cenomaniense medio (al Oeste), llega al sector que nos ocupa en

el Cenomaniense superior, con la aparición de los primeros niveles de calizas con ostreidos, base de la unidad cartográfica (17). Durante todo el Cenomaniense superior y parte del Turoniense inferior la Hoja de Maderuelo se hallaba situada en una zona de plataforma carbonatada muy somera, con medios de llanura mareal y de "lagoon" más o menos abierto. La dinámica de profundización de la plataforma carbonatada continúa durante el resto de Turoniense inferior para alcanzar su máximo durante el Turoniense medio con el depósito de las margas y margocalizas de plataforma interna. A partir de aquí, la tendencia se invierte y se inicia una dinámica de domerización con la que se cierra el ciclo sedimentario cretácico. En esta etapa regresiva, la plataforma da paso a una rampa carbonatada de alta energía con abundantes construcciones arrecifales durante el Turoniense superior a una plataforma cada vez restringida, aunque con algunas pulsaciones, durante el resto del Senoniense hasta el Maestrichtiense medio. En el Maestrichtiense superior y durante el Paleoceno el mar se retira definitivamente pasándose de condiciones intermareales a supramareales, con el depósito de margas dolomíticas y evaporitas.

Para ALONSO (1981) la transgresión que da paso a la sedimentación marina en el Cretácico superior se implanta en el Turoniense medio, y no en el Cenomaniense superior como se sostiene en esta memoria, en función de la datación efectuada en la base de la unidad (17) a partir de unas determinaciones de Ammonites. La fauna encontrada en estos niveles durante la elaboración de la presente cartografía es de indiscutible edad Cenomaniense superior-Turoniense inferior. Pero además del argumento paleontológico existen criterios de carácter estratigráfico para descartar la implantación de la transgresión durante el Turoniense medio y en favor de una edad más temprana; en efecto, si bien el inicio de las transgresiones en las cuencas sedimentaria son diacrónicos (como se ha comentado de ésta que nos ocupa, en la Cordillera Ibérica), sus puntos álgidos son isócronos en toda la cuenca. En la Cordillera Ibérica son numerosos los lugares donde este punto álgido se ha detectado, tanto por las faunas como por las litologías existentes, durante el Turoniense medio, hecho que coincide con las observaciones realizadas en la elaboración de esta cartografía.

Tras el depósito de materiales continentales en la base del Paleógeno en un medio de fuerte aridez, desaparece el registro sedimentario, posiblemente como consecuencia del establecimiento de una extensa penillanura totalmente arrasada y exenta de procesos de erosión-sedimentación.

Los movimientos alpinos que, aunque se dejaron sentir desde el comienzo del Paleógeno, tuvieron su máxima intensidad en el Oligoceno superior y en el Mioceno medio. Esto generó un fuerte rejuvenecimiento del relieve de la comarca y la consiguiente erosión del mismo, con el desarrollo alrededor de las áreas levantadas de una orla de abanicos aluviales cuyas facies proximales constan de conglomerados y van haciéndose más finas hasta llegar a las arcillas de "playa lake" con sedimentación química carbonatada.

A finales del Mioceno, cuando el relieve de la zona había sufrido un nuevo arrasamiento (superficie fundamental de erosión intramiocena), se produjo una nueva pulsación tectónica restringida sine mbargo al área de la Serrezuela de Pradales, área que por haber sido previamente levantada y erosionada había sufrido un desmantelamiento casi total de la cobertera carbonatada mesozoica. Por ello la nueva orla de abanicos aluviales depositados durante el Mioceno terminal y Plioceno, tras la segunda elevación y rejuvenecimiento de este sector, contienen en sus facies proximales conglomerados de cantos exclusivamente cuarcíticos, pasando distalmente a limos y arcilla rojas sin la aparición de depósitos carbonatados, lo cual aboga por un clima más húmedo o menos árido que durante el Mioceno medio.

En el límite Plioceno-Pleistoceno y a techo de los anteriores abanicos aluviales se produjo el depósito de rañas, hoy prácticamente dismantelado por la dinámica disectiva que ha imperado durante el Cuaternario. Esta dinámica disectiva ha impedido por otro lado el depósito o al menos la preservación de importantes volúmenes de sedimentos excepto algún retazo de terraza en el río Bercimuel y los modestos aluviales de los fondos de valle.

7. GEOLOGIA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

No abundan en la Hoja de Maderuelo las manifestaciones importantes de recursos minerales. Tan sólo existe un indicio de minerales metálicos y algunas explotaciones de rocas y minerales industriales, faltando por completo los indicios de minerales energéticos.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

7.1.1.1. *Minerales metálicos*

El único indicio de minerales metálicos existente en la zona en estudio es el núm.1, correspondiente al núm. 9 de la Hoja núm. 30 del Mapa Metalogenético de España a escala 1:200.000 (1ª Serie), situado en el término de Fuentenebro (Burgos). Se trata de un pequeño indicio de galena (Pb), cuya génesis no se describe en el citado mapa y que encaja en las cuacitas del cerro del Risco. Posiblemente esta mineralización se produjo durante la implantación de los cuerpos pegmatíticos tardihercínicos, durante las etapas finales extensiones y por tanto sería de edad pérmica

7.1.1.2. *Minerales no metálicos*

Los minerales no metálicos que aparecen en la Hoja de Maderuelo se reducen al caolín, yeso, feldespato, mica y cuarzo.

El **caolín** (Kao) se encuentra asociado con **arenas silíceas** (Ars) en el Utrillas (unidad cartográfica nº 10) y es objeto de explotación en las inmediaciones de Carabias; estas explotaciones (núm. de orden 2 y 3) se corresponden con las núms. 12 y 13 de la Hoja núm. 30 del Mapa Metalogenético de España a escala 1: 200.000 (1ª serie), situadas en los términos de Carabias, Moral de Hornuez y Pradales (Segovia).

El feldespato (Fd) ha sido objeto de explotación en el paraje de la Tenada del Lauro (indicio nº 4), término de Fuentenebro, según consta en la citada Hoja del Mapa Metalogenético de España, donde aparece como indicio nº 7 de morfología filoniana y génesis hidrotermal. El yacimiento está constituido por un cuerpo pegmatítico tardihercínico que encaja en las cuarcitas y esquistos del Ordovícico inferior. En la actualidad la explotación está inactiva y, por el volumen de la escombrera, fue de pequeña importancia.

La mica (Mi), además de acompañar al feldespato como mineral constituyente de las pegmatitas del anterior yacimiento de feldespato, aparece en el indicio nº 5 (nº 8 de la mencionada Hoja del

Mapa Metalogenético de España) situado algo más al Este, también en el término de Fuentenebro, que encaja en los esquistos estaurólíticos del Ordovícico inferior.

Se tienen también referencias de la existencia de un indicio de cuarzo (Qz) filoniano de carácter hidrotermal (indicio nº 6 correspondiente al nº 11 del Mapa Metalogenético de España) situado en el término de Villaverde de Montejo.

Por último, el yeso (YES) se ha explotado en numerosas minas subterráneas del margen septentrional del arroyo del Valle de Tabladillo (indicio nº 7). La explotación parece remontarse, al menos, al siglo XVIII por proceder de esta zona parte del yeso utilizado en la construcción del palacio de La Granja. En la década de los cincuenta las minas dejaron de explotarse para la producción de yeso, produciéndose en 1955 alrededor de 200 t anuales, en hornos situados en las bocaminas. Posteriormente, el carácter alabastrino del yeso dió lugar a una extracción esporádica del mismo para usos ornamentales, hoy completamente extinguida dado que las minas se están utilizando para el cultivo del champiñón. El yeso se presenta hasta en tres campas (una en el sector oriental) que arman en las margas dolomíticas del Garumniense; aunque la capas afloran en el valle de vallejos de Tabladillo, son irreconocibles en superficie debido a la disolución del mismo. El yacimiento ocupa una franja de casi 4 km de corrida en dirección E-O y de unos 150 m en dirección N-S. La capa más potente es la central (hasta 1,1 m) mientras que las de techo y muro, que de estar presentes se sitúan a unos 40 cm de la intermedia, no superan el medio metro de espesor. Las potencias de estas capas van disminuyendo desde el núcleo del yacimiento hasta los bordes.

Tabla nº 2. Cuadro resumen de las explotaciones e indicios de minerales metálicos y no metálicos

Nº	COORDENADAS UTM	SUSTANCIA MORFOLÓGICA	TERMINO MUNICIPAL Y PROVINCIA
1	438700 4593000	Plomo (filoniano)	Fuentenebro (BU)
2	443250 4588600	Caolín (estratiforme)	Pradales (SG)
3	444000 4588700	Caolín (estratiforme)	Pradales (SG)
4	437050 4594500	Feldespató (filoniano)	Pradales (SG)
5	438150 4593300	Mica (estratiforme)	Fuentenebro (BU)
6	443150 4593600	Cuarzo (filoniano)	Villaverde de Montejo (SG)
7	429850 4579850	Yeso (Estratiforme)	Valle de Tabladillo (SG)

7.1.2. Rocas industriales

Las rocas industriales explotadas en la Hoja de Maderuelo se reducen a las arenas silíceas, calizas, cuarcitas, gravas y arcillas.

Las explotaciones e indicios de arenas silíceas (Ars) han sido ya comentados puesto que coinciden con los de caolín existentes en las facies Utrillas. Se trata de explotaciones acivas en los alrededores de Carabias (nº 2 y 3), donde su importancia es bastante grande, y al Sur de Urueñas (nº 16 y 17), donde presentan una mucho menor entidad y una actividad intermitente. En otras localidades, como en Castroserracín y Navares de la Cuevas y siempre en los niveles del Utrillas o de la unidad suprayacente nº 17, han existido pequeñas labores que en la actualidad están abandonadas.

La explotación de calizas (Clz) se ha realizado en tres niveles estratigráficos diferentes: el más antiguo (nº de orden 8) corresponde al Lías inferior que es objeto de explotación en las proximidades del vértice de Casero como árido de machaqueo (Arm). El segundo nivel objeto de explotación, hoy prácticamente abandonada, corresponde a las calizas del Turoniense superior, donde en las proximidades de la localidad de Navares de las Cuevas existió una cantera para uso como material de construcción. También en este nivel aparecen canteras muy antiguas en el paraje de la Piquera, 2 km al SO de Carabias, ubicadas en una zona kárstica con pequeñas dolinas que debieron aprovecharse para la apertura de algunas de estas canteras. Por último las calizas y dolomías de la base de la unidad cartográfica 23 (Coniaciense terminal-Maestrichtiense) se ha explotado al Sur de Carabias (nº de orden 9) para fines diversos; recientemente esta cantera volvió a tener cierta actividad para la construcción de la autovía Madrid-Burgos.

Por lo que se refiere a las cuarcitas (Qzt), su explotación se centra en la alineación ordovícica del Risco donde existen explotaciones importantes, tanto abandonadas como activas. Las que están activas son las más orientales (nº 10, 11 y 12), próximas a Carabias y han suministrado material para la construcción de la autovía Madrid-Burgos.

Las gravas (Ari) son objeto de explotación esporádica al Sur de Bercimuel (nº de orden 13) y en el ángulo noroccidental de la Hoja (nº 14); en el primer caso la cantera se sitúa en un nivel conglomerático del Mioceno medio (unidad nº 25), mientras que en el segundo la explotación está enclavada en las facies conglomeráticas de los abanicos aluviales del Mioceno superior-Plioceno. También existe una pequeña gravera inactiva al Norte de Boceguillas, en los niveles conglomeráticos del Mioceno medio.

Por último, son muchas las explotaciones de arcillas (arc) que aparecen en la Hoja nº 30 del Mapa de Rocas Industriales escala 1:200.000 y prácticamente todas se sitúan en los niveles arcillosos del Mioceno medio excepto una que extrae material de la unidad cartográfica 17 (facies arcillosas del Cenomaniense superior-Turoniense inferior). Las arcillas del Mioceno medio se han muestreado en la cantera abierta en el paraje de la Cantera del Redondo (nº 15), al Oeste de Maderuelo; el estudio por difracción indica que se trata de arcillas con un contenido en palyorskita bastante importante.

Tabla nº 2. Cuadro resumen de las explotaciones activas de rocas industriales

Nº	COORDENADAS UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL
2	443250 4588600	Ars	Pradales
3	444000 4588700	Ars	Pradales
8	431900 4587000	Arm	Castrojimeno
9	443300 4587200	Arm	Pradales
10	442700 4590350	Qzt	Pradales
11	443050 4590150	Qzt	Pradales
12	443500 4590000	Qzt	Pradales
13	452850 4582000	Ari	Bercimuel
14	429450 4594750	Ari	Valtiendas
15	454900 4592900	Arc	Maderuelo

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climatológicas e hidrológicas

Como ya se mencionó en el apartado 4.1.1. Encuadre físico general, el clima de la Hoja de Maderuelo es de tipo mediterráneo de montaña, con temperaturas medias mensuales variables entre los 2º C en Enero y los 21º C en Julio. Las precipitaciones se sitúan en torno a los 550 mm anuales, con un reparto bastante regular a lo largo del año; sin embargo, existe un período bastante seco en Julio y Agosto y dos máximos anuales en Mayo y Diciembre, características ambas del clima mediterráneo existente.

Poco se puede decir de las características hidrológicas del área que nos ocupa, al faltar por completo las estaciones de aforo y de medición de la calidad de las aguas. Tan sólo es posible comentar las características generales de las cuenca existentes. La totalidad de la superficie de la Hoja está incluida, bien en la cuenca del río Riaza (que ocupa aproximadamente la mitad nororiental de la Hoja), bien en la del río Duratón (que ocupa la mitad suroccidental). Dentro de la primera destaca la subcuenca del río Bercimuel, tanto por superficie (casi un 30% de la Hoja) como por sus aportaciones anuales; en menor medida, destaca también la subcuenca del arroyo de la Fuente del Risco, al Norte de la Hoja. En la zona correspondiente a la cuenca del Duratón, la mayor importancia corresponde, por los mismos motivos, a la subcuenca del Arroyo de las Vegas que ocupa aproximadamente un tercio de la Hoja; también presenta aportaciones relativamente importantes la subcuenca del arroyo del Valle de Tabladillo.

Los cursos de agua permanentes prácticamente se pueden reducir a los ya mencionados y en cuanto a las zonas húmedas, se limitan en la actualidad a una pequeña área del NE de Campo de San Pedro.

7.2.2. Características hidrogeológicas

De todos los materiales aflorantes en la Hoja de Maderuelo, se consideran dignos de consideración como acuíferos los siguientes:

- Acuífero inferior del Mesozoico
- Acuífero superior del Mesozoico
- Acuífero detrítico del Neógeno

Los dos primeros acuíferos están incluidos dentro del Sistema Acuífero 11 del Instituto Tecnológico Geominero de España, mientras que el acuífero detrítico del Neógeno forma parte del Subsistema "Región Ibérica" del Sistema 8 (Terciario detrítico de la Cuenca del Duero).

Las terrazas y aluviales tienen muy reducidas dimensiones y una litología fuertemente arcillosa para constituir, en la Hoja de Maderuelo, acuíferos de importancia.

7.2.2.1 *Acuífero inferior del Mezoico*

En este acuífero se incluyen materiales de litologías y permeabilidades muy heterogéneas pero que se han agrupado por constituir un conjunto continuo sin intercalaciones impermeables de gran potencia.

El acuífero está constituido, de muro a techo, por:

- 200 m de materiales detríticos triásicos, con porosidad intergranular escasa debido a la presencia de arcillas, y con intercalaciones lentejonares arcillosos impermeables con desarrollo y potencia en ocasiones considerable.
- 60 m de dolomías rethienses, con porosidad por fisuración y karstición importante aunque con intercalaciones impermeables de margas dolomíticas.
- 0 a 15 m de calizas micríticas del Lías inferior, con porosidad moderada por fracturación y karstificación.
- 250 m de materiales detríticos en facies Utrillas, más conglomeráticos en la base y con porosidad intergranular moderada por la presencia de arcillas, y decreciendo de muro a techo debido a la disminución de la granulometría; también aumentan hacia techo las intercalaciones arcillosas lentejonares.

El Preordovícico y Ordovícico inferior constituyen los materiales impermeables de muro, mientras que el impermeable de techo son los 100 m de arcillas y margas del Cenomaniense superior y Turoniense inferior.

Este acuífero aflora en unos 84 km², por donde es recargado por la infiltración del agua de lluvia. Dada la pluviometría y temperaturas de esta zona de recarga y la moderada permeabilidad de los materiales, se estima que las entras que recibe el acuífero son del del orden de 1 hm³. Las salidas del acuífero están constituidas por los drenajes por manantiales y cursos de agua, salidas

hacia el O-SO por donde el acuífero sale de la Hoja, por un bombeo para abastecimiento de la localidad de Castro de Fuentidueña, donde existe un sondeo que suministra un caudal de hasta 50 l/s, y por salidas, sin duda poco importantes, hacia el acuífero detrítico de la esquina noroccidental de la Hoja.

No existen datos de la calidad de las aguas aunque presumiblemente son de excelente calidad (conductividades inferiores a 300 micromhos/cm).

7.2.2.2. *Acuífero superior del Mesozoico*

Este acuífero está formado por dos importantes niveles carbonatados con porosidad por fracturación y karstificación: los 50 m de calizas del Turoniense superior y los 80 m de calizas y dolomías del Coniaciense superior-Maestrichtiense medio, separados ambos por una pequeña intercalación margosa dolomítica del Coniaciense, con 10 m de potencia.

El nivel impermeable de muro son las salidas y margas del Cenomaniense superior-Turoniense inferior, con 100 m de potencia, mientras que el nivel impermeable de techo son los 200 m de margas dolomíticas del Cretácico terminal-Paleoceno; este último nivel, sin embargo, está muy a menudo dismantelado por la erosión por lo que en ciertas zonas se produce una comunicación con el acuífero del detrítico neógeno, como luego se verá.

El acuífero carbonatado superior del Mesozoico aflora en unos 49 km², aunque de éstos, los de 5 km² del más septentrional de su afloramiento están desconectados del resto por la compartimentación tectónica que ha producido la falla de Hornuez. A pesar de la menor extensión en superficie de este acuífero con respecto al inferior del Mesozoico, su mucha mayor permeabilidad hace que la recarga por infiltración del agua de lluvia se estime en unos 2 hm³. Las salidas del acuífero son las que se producen por el O-SO de la Hoja, debido al flujo subterráneo en esa dirección existente en el propio acuífero que se prolonga en esa dirección ya fuera de la Hoja; por otro lado existen otras salidas hacia el SE que van a parar al acuífero detrítico del Neógeno; ninguna de estas salidas son cuantificables por falta de datos; por último existe un sondeo para abastecimiento urbano, situado a 2 km al O-NO de Cedillo de la Torre, que por la profundidad del nivel freático (casi 100 m), probablemente esté bombeando agua de este acuífero; tampoco existen datos sobre los caudales de bombeo. Se consideran muy reducido tanto el drenaje que se produce en este acuífero por manantiales y cursos de aguas, como las entradas que se producen por infiltración de aguas de estos cursos.

Tampoco existen referencias sobre la calidad de las aguas de este acuífero, pero son sin duda de buena calidad.

7.2.2.3. *Acuífero detrítico del Neógeno*

Como se mencionó anteriormente, este acuífero forma parte del acuífero del Terciario detrítico de la Cuenca del Duero, constituido por las formaciones lenticulares de arenas y gravillas englobadas en una matriz limo-arcillosa. Su permeabilidad por consiguiente no es muy grande.

Este acuífero aflora en la mitad suroccidental de la Hoja y en su esquina noroccidental, un total de 250 km², tiene una potencia máxima de unos 250 a 300 m y su impermeable de muro puede ser

tanto el Precámbrico y Paleozoico como las margas dolomíticas del Cretácico terminal-Paleoceno; sin embargo, en gran parte de su extensión este acuífero está conectado por los acuíferos mesozoicos sobre los que en muchas ocasiones se apoya directamente.

Dada la extensión del afloramiento de este acuífero y en función de los datos suministrados en la Hoja nº 30 del Mapa Hidrogeológico de España a escala 1:200.000, la recarga de este acuífero por infiltración del agua de lluvia puede estimarse, en la Hoja de Maderuelo, en unos 3 a 3,5 hm³. Además, el acuífero recibe otras entradas procedentes de los acuíferos mesozoicos, especialmente del superior carbonatado. En cuanto a la salidas, una uena parte debe corresponder al drenaje por los manantiales y arroyos que nacen en la Hoja, otra importante salida debe estar constituida por el flujo hacia el NE, por donde se prolonga la parte suroriental y más extensa de este acuífero, y hacia el NO para la esquina noroccidental de la Hoja; por último existen una docena de sondeos que bombean aguas de este acuífero, tanto para abastecimiento como para pequeños regadíos e industrias, algunos de ellos con caudales de hasta 44 l/s.

Las calidades de las aguas son muy buenas, con conductividades inferiores o del orden de 500 micromhos/cm; estas calidades van disminuyendo, ya fuera del ámbito de la Hoja hacia el centro de la Cuenca del Duero, por aparición de indentaciones de margas yesíferas.

7.3. PATRIMONIO GEOLÓGICO

En la Hoja de Maderuelo se han seleccionado tres Puntos de Interés Geológico: el cañón del arroyo de valle de Tabladillo, el sinclinal colgado de Navares de las Cuevas y la falla de la ermita de Nº 5ª de Hornuez.

7.3.1. Cañón del Valle de Tabladillo

Este cañón está situado en el Municipio de Valle de Tabladillo (Provincia de Segovia) y se extiende en torno al curso del arroyo del mismo nombre desde el paraje de las Lastras hasta la salida de la Hoja del citado arroyo. En total se trata de un área de unos 8 km de longitud por alrededor de 1 km de ancho, donde el curso de agua ha excavado su valle en una potente serie de 200 m de margas dolomíticas del Cretácico terminal-Paleoceno.

En el entorno confluyen varias tipologías de interés, todas ellas de grado medio. Por un lado el interés geomorfológico propio de un cañón de más de 100 m de profundidad. Por otro lado, existe un interés tectónico ya que en el borde sur de este entorno aparece una importante fractura inversa del zócalo que, debido a su importante salto, superior a la potencia de los sedimentos de la cobertera, ha producido la rotura de la misma al no poder adaptarse a la deformación con un simple pliegue en rodilla, como es frecuente en las áreas adyacentes (véase el capítulo de Tectónica). Esta falla inversa evoluciona hacia el Este a un anticlinal cuya vergencia al Norte va poco a poco disminuyendo, como consecuencia de la disminución en ese mismo sentido del salto de la falla de zócalo. También existe un interés estratigráfico al poderse disponer en los cortados y valles confluentes de una buena serie del Cretácico terminal-Paleoceno, en unas facies muy características que han recibido el nombre de Formación dolomías y margas de Valle de Tabladillo (ALONSO, 1981). Por último existe un interés minero al existir capas y explotaciones subterráneas (hoy inactivas) de yeso alabastrino en las margas dolomíticas del margen derecho del arroyo del Valle.

Por todo ello se considera que este punto de interés geológico tiene un interés tanto turístico, como científico y didáctico, de grado medio y con influencia regional.

La vulnerabilidad del entorno es escasa, a pesar de que en él se encuentra la localidad de Valle de Tabladillo, por lo que no se consideran necesarias especiales medidas de protección. El acceso es cómodo por la carretera local que conecta la localidad mencionada con Sepúlveda y Carrascal del Río.

7.3.2. Sinclinal colgado de Navares de las Cuevas

Se trata de un sinclinal vergente al NO, en materiales carbonatados del Turoniense-Coniaciense que a pesar del fuerte arrasamiento sufrido por el relieve de la Hoja, queda ligeramente colgado a consecuencia de la erosión de los materiales blandos circundantes del Albiense y Cenomaniense. Su interés es por consiguiente tanto geomorfológico (medio), como tectónico (medio) y estratigráfico (bajo). Además el sinclinal se encuentra situado junto al pueblo de Navares de las Cuevas, localidad que ha conservado su típica arquitectura rural y restos de una antigua casa-palacio del siglo XVIII. En las afueras del pueblo, adosada al sinclinal, se halla la ermita de la Virgen del Barrio, muy cerca de una pequeña explotación de calizas para la construcción. Estas características permiten atribuir a este punto un interés didáctico y turístico, de grado medio e influyente local.

La vulnerabilidad del entorno es escasa, no necesitando medidas de protección. El acceso es fácil desde Navares de las Cuevas, comunicada por carretera local con los pueblos vecinos.

7.3.3. Falla de la ermita de Nª Sª de Hornuez

Al NE de la Hoja se aprecia una clara falla de desajuste, de ocho km de longitud y carácter sinistral, que está acompañada por un cortejo de fallas secundarias asociadas. En campo, la falla principal da lugar a un llamativo contacto tectónico entre los materiales rojos del Triásico y las calizas blancas del Turoniense superior, lo que confiere a este punto un interés tectónico (medio) y estratigráfico (bajo).

La cicatriz de la fractura pasa prácticamente bajo la ermita de Nª Sª de Hornuez, enclavada en un bello bosque de sabinas de espléndido porte que dan al paraje una inusitada belleza. El lugar es, además, centro de romerías locales.

Por todo ello el entorno puede considerarse de interés didáctico de grado medio y turístico de grado alto, con influencia regional.

El acceso al lugar es rápido por una pista forestal bien señalizada que parte de la autovía Madrid-Burgos, pasados 3 km desde Carabias en dirección Burgos. Los aspectos geológicos del lugar, en absoluto vulnerables, no precisan de especial protección, no así el entorno forestal y arquitectónico.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADELL ARGILES, F., BASCONES ALVIRA, L., GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ ALVAREZ, F., LA MONEDA GONZALEZ, E. y RODRIGUEZ GONZALEZ, A. (1981a). Memoria explicativa de la Hoja núm 460 (Hiendelaencina) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. *I.G.M.E.*, 47 pp.
- ADELL ARGILES, F., BASCONES ALVIRA, L., MARTINEZ ALVAREZ, F., TENA-DAVILA RUIZ, M., GONZALEZ LODEIRO, F., LA MONEDA GONZALEZ, E. y RODRIGUEZ GONZALEZ, A. (1981b). Memoria explicativa de la Hoja núm 461 (Sigüenza) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. *I.G.M.E.*, 55 pp.
- ADELL ARGILES, F., BASCONES ALVIRA, L., MARTINEZ ALVAREZ, F., TENA-DAVILA RUIZ, M., GONZALEZ LODEIRO, F., LA MONEDA GONZALEZ, E. y RODRIGUEZ GONZALEZ, A. (1982). Memoria explicativa de la Hoja núm 434 (Barahona) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. *I.G.M.E.*, 57 pp.
- ALIA M. (1960): "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". *Notas y Com. IGME*. 58. 125-162
- ALIA M. (1972): "Evolution posthercinienne dans les régions centrales de la meseta española". *25th Int. Geol. Congr. Sed.* 3. 262-272
- ALIA M. (1976): "Unamegaestructura de la Meseta Ibérica: labóveda castellano-extremeña". *Estu. Geol.* 32. 229-239
- ALIA M., BABIN R., CADVID S., CAPOTE R., CARBO A., FERNANDEZ M.J., ENRILE J.L.H., MARTIN-ESCORZA C. y UBANELL A.G. (1980): "Castilla la Nueva Basin in the Iberian Meseta". Spanish Comm. Geodinamycs. Project Final Report. 9-31.
- ALONSO A. (1981): "El Cretácico de la provincia de Segovia". *Serie Monografías. n° 7. Dep. estr. y Geol. Hist. Universidad Complutense*
- ALONSO A. y FLOQUET M. (1981): "Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): un modèle d'évolution en domaine de plateforme". *Mem. Mus. Hist. Nat. TXLIX* 113-128
- ALONSO A. y MAS R. (1977): "Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrigena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N. De la Privia de Segovia)". *Est. Geol.* 33. 517-569.
- ALONSO A. y MAS J.R. (1982): "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central". *Cuad. Geol. Iber. Vol. 8.* 145-166
- APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). *Est. Geol.*, XXVI, 297-315
- ARANZAZU J.M. (1877): "Apuntes par una descripción físico-geológica delas provincias de Burgos. Logroño, Soria y Guadalajara". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp. T IV. Madrid*

- ARCHE, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, D. (1977). Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey - Sierra de La Bodega (Sistema Central, Spain). *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII, 501-507.
- ARENAS, R., CASQUET, C. y PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 117-146.
- ARENAS, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 123-161.
- ARENAS, R., FUSTER, J.M., GONZALEZ LODEIRO, F., MACAYA, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R. y VILLASECA, C. (1991). Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. geol. España*, 4.
- ASENSIO I. Y SANCHEZ V. (1968): "Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica triásica de la provincia de Segovia". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T 66 n° 3. 195-205
- AZOR, A., GONZALEZ LODEIRO, F., HACAR RODRIGUEZ, MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PEREZ ESTAUN, A. (1992). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Univ. Extremadura, 469-483.
- BARBERO, L. & VILLASECA, C. (2000). Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the Hercynian evolution. *Mineralogical Magazine*, 64, 815-836.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973). Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. *Nature Physical Science*, 241, 50-52.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 15-51.
- BISCHOFF, L., SCHÄFER, G., SCHMIDT, K. und WALTER, R. (1973). Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münster Forsch. Geol. Paläontol.*, 28, 1-27.
- BISCHOFF, L., GURSKY, H.J. & WILLNER, A.P. (1980). Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the lower Ordovician in the eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Est. Geol.*, 36, 221-229.
- CADAVID S., CORRAL A. y PORTERO J.L (1971): "Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69 n° 2 145-173
- CAPOTE, R. (1973). Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila. *Bol. Geol. Min.*, 84, 425-437.

- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971). Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov. de Avila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69 (2), 175-185.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, T. LXXXVI-VI, 581-596.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977). El límite entre las zonas asturoccidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 88, 517-520.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y GONZALEZ CASADO, J.M. (1981). Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 441-454.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 76-2.
- CASCOS C.S. (1991): "La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico". *Serie Geográfica nº 3*. 606 pp. *Universidad de Valladolid*
- CORTAZAR D. (1890): "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp. T. XVIII*
- DIEZ BALDA, M.A., MARTINEZ CATALAN, J.R. & AYARZA ARRIBAS, P. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geol.*, 17, 163-182.
- ESCUDER VIRUETE, J., ARENAS, R. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P.P., VALVERDE-VAQUERO, P., RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. y DUNNING, G. (1996). Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de Baja-P/Alta T sobre una secuencia Barroviense. *Geogaceta*, 20, 879-882.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976). *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid. 305 p.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1979). Las deformaciones Hercínicas del límite Somosierra - Guadarrama (Sistema Central). *Est. Geol.*, 35, 169-191.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya. *Bol. Geol. Min.*, T. LXXXI-VI, 562-568.

- FERNANDEZ CASALS, M.J. y GUTIERREZ MARCO, J.C. (1985). Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. *Rev. R. Acad. C. Exac. Fis. Nat. Madrid*, T. LXXIX, 4, 487-509.
- GARCIA CACHO, L. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesivas en el Sector Oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral, Univ. Compl. Madrid, 319 p.
- GEBAUER, D., MARTINEZ-GARCIA, E. & HEPBURN, J.C. (1993). Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). GSA annual meeting, Boston, *abstracts with programs*, 25, p. A-342.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987a). *Estudio Geológico de la zona de cizalla de Berzosa- Honrubia (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 309 pp.
- GONZALEZ CASADO, J.M. (1987b). Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis-deformación de la región de Somosierra (Sistema Central Español). *Est. Geol.*, 43, 209-216.
- GONZALEZ CASADO, J.M.(1987c). Los metasedimentos de la región de Somosierra (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 275-285.
- GONZALEZ CASADO, J.M.(1987d). Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (Sistema Central Español). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 5, 125-134.
- GONZALEZ CASADO, J.M., CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1984). Análisis de la deformación en el macizo metamórfico de Honrubia (Sistema Central español). *Rev. Mat. proc. geol.*, 2, 75-94.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981a). *Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*, Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 324 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981b). Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., MACAYA, J. y ALVAREZ, F. (1988). Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaalrayo. *Geogaceta*, 4, 11-14.
- GUTIERREZ MARCO, J.C., RABANO, I. y PRIETO NOGUEIRA, M. (1984). Nuevos hallazgos fósiles en las pizarras ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central). *I Congreso Español de Geología (Segovia)*, III, 127-137.
- HAMMAN, W. & SCHMIDT, K. (1972). Eine Llandeilo-fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 5, 294-299.
- HEIM, R.C. (1952). Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain. *Tesis Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht*, 1-66.

- HERNAIZ HUERTA, P.P., ESCUDER VIRUETE, J., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R., VALVERDE VAQUERO, P. y DUNNING, G. (1996). Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español.. *Geogaceta*, 20, 875-878.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., LOPEZ OLMEDO, F., CABRA GIL, P., SOLE PONT, J., ESCUDER VIRUETE, J., VALVERDE VAQUERO, P., DUNNING, G., BEA, F. y GALVEZ GARCIA, C. (en prensa a). Memoria explicativa de la Hoja núm 432 (Riaza) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. *I.T.G.E.*
- HERNAIZ HUERTA, P.P., LOPEZ OLMEDO, F., CABRA GIL, P., SOLE PONT, J., ESCUDER VIRUETE, J., VALVERDE VAQUERO, P., DUNNING, G., BEA, F. y GALVEZ GARCIA, C. (en prensa b). Memoria explicativa de la Hoja núm 459 (Tamajón) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. *I.T.G.E.*
- HOLDAWAY, M.J., (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- ITGE (1991): "Mapa hidrogeológico de España a escala 1:200.000 Hoja nº 30 (Aranda de Duero)". *Instituto Tecnológico Geominero de España*
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000 y memoria explicativa*. I.G.M.E., 113 p.
- KERRICK, D.M. (1968). Experiments in the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure. *Am. J. Sci.*, 266, 204-214.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Berlin. (Trad. en: *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, 149-166, Madrid, 1950).
- MACAYA, J., GONZALEZ-LODEIRO, F., MARTINEZ-CATALAN, J.R. & ALVAREZ, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191, 291-309
- MARTIN-ESCORZA C. (1976); "Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la fosa del Tajo". *Est. Geol.* 32. 5. 509-522
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización petrológica de los gneises glandulares del Macizo de Hiendelaencina. *Est. Geol.*, 31, 343-350.
- NICOLAS J.P. de, CASADO I.G. y SAN JUAN j.G. (1979): "Climatología básica de la subregión de Madrid". *COPLACO. MOPU*
- PLATT, J.R. & VISSERS, R.L.M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- PORTERO J.M. y AZNAR J.M. (1984): "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *I Congr. Esp. Geol.* III 253-263

- PRADO, C. (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística, Madrid, 219 pp.
- QUINTERO I., y MANSILLA H. (1982): "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 315 (Santo Domingo de Silos)". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- RACERO A. (1988): "Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario, a partir de los datos de subsuelo". *II Congr. Geol. Esp. Simposios 213-221*
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568.
- ROLDAN A. (1987): "Notas para una climatología de Burgos". *Publicación K-17. Instituto Nacional de Meteorología*
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. (1955): "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 403". *Instituto Geológico y Minero de España*
- SCHÄFER, G. (1969). Geologie und petrographie in östlichem kastilischen hauptschersdegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 10, 1-207.
- SCHROEDER, E. (1930). Das Grenzgebiete von Guadarrama und Hesperische Ketten (Zentralspanien). *Son. Abh. d. Ges. Wiss. z., Göttingen, Math.-Phys. K1, N.F. 16*. (Trad en: *Publ. Extr. Geol. Esp., C.S.I.C., 4, 233-294*).
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et geologie structurale de la parte orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Studia Geologica*, 4, 7-94.
- SOUZA R. (1988): "Notas para una climatología de Segovia". *Publicación K-53. Instituto Nacional de Meteorología*
- VALVERDE-VAQUERO, P. (1997). *An integrated field, geochemical and U-Pb geochronological study of the southwest Hermitage Flexure (Newfoundland Appalachians, Canada) and the Sierra de Guadarrama (Iberian Massif, central Spain): a contribution to the understanding of the geological evolution of circum-atlantic peri-Gondwana*. Ph.D. thesis (unpublished), Memorial University of Newfoundland. Vol. I, 299 pp., Vol. II, 151 pp.
- VEGAS R., VAZQUEZ J.T., SURINACH E. Y MARCOS A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the spanish Central System". *Tectonophysics*. 184. 367-378
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., NAVIDADM., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986). Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.). *Terra Cognita*, 6, 143 pp.
- VIALETTE, Y., CASQUET, C., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., NAVIDADM., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrb. Mineral. Monatsch*, 10, 465-479.

- VILLASECA, C. (1983). *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral (inédita), Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.
- WILDBERG, H.D.H., BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989). U-Pb ages of zircon from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 253-262.
- WARBURTON J. y ALVAREZ C. (1989): "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System". *Libro homenaje a Rafael Soler. AGGEP. 147-155*.
- WILDBERG, H.D.H., BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989). U-Pb ages of zircon from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 103, 253-262.
- YARDLEY, B.W.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*, Longman, Harlow, 248 pp.

