



Instituto Geológico
y Minero de España

20375

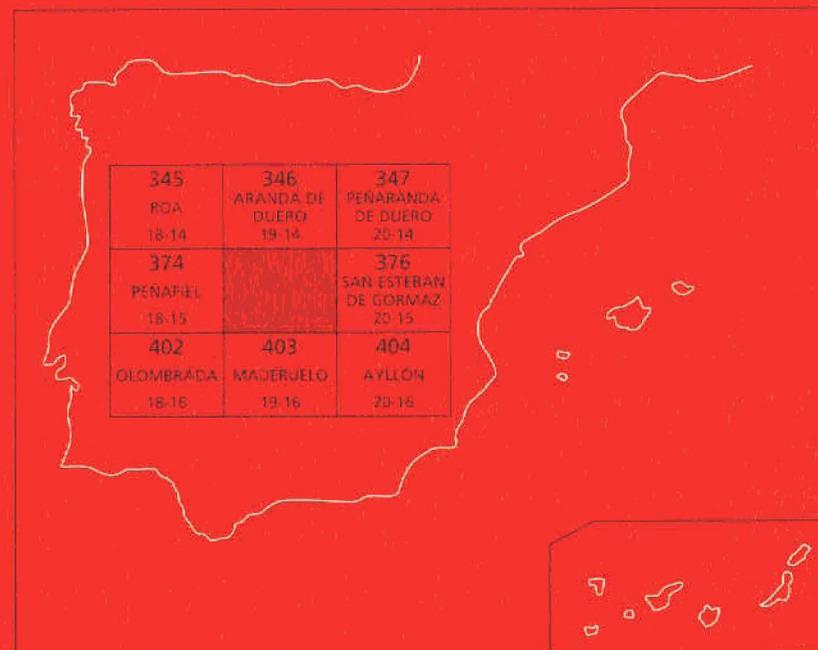
375

19-15

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



FUENTELCÉSPED



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

FUENTELCÉSPED

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

Base topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Cartografía Madrid, S. A.

Depósito legal: M. 11842-2006
ISBN: 84-7840-625-5
NIPO: 675-06-008-0

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

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de FUENTELCÉSPED han sido realizados por el Servicio de Geología del IGME durante el año 1996, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa geológico y cortes

F. Nozal Martín (IGME)
F. J. Rubio Pascual (IGME)

Mapa geomorfológico y cortes

F. Nozal Martín (IGME)

Memoria

F. Nozal Martín y F. J. Rubio Pascual (IGME)

— *Estratigrafía del Terciario*: I. Armenteros, P. Barba y I. Corrales (Univ. de Salamanca), y F. Nozal (IGME)

— *Columnas estratigráficas, sedimentología y estudio de láminas delgadas del Terciario*: I. Armenteros, P. Barba y I. Corrales (Univ. de Salamanca)

Recursos minerales: recopilación bibliográfica

Laura Céspedes (IGME)

Trabajos de campo y redacción

M. Regueiro González-Barros (IGME)

Hidrogeología

L. A. Galán de Frutos (Consultor)

Dirección y supervisión del estudio

L. R. Rodríguez-Fernández (IGME)

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

I N D I C E

0.	INTRODUCCIÓN	9
1.	ESTRATIGRAFÍA	11
1.1.	ZÓCALO HERCÍNICO	11
1.1.1.	Rocas metamórficas de origen ígneo	12
1.1.1.1.	Ortogneises glandulares tipo Olllo de Sapo (3). Ordovícico inferior?	12
1.1.2.	Metasedimentos	13
1.1.2.1.	Esquistos y cuarcitas alternantes. Fm. Constante (4). Tremadoc?-Arenig	13
1.1.2.2.	Cuarcitas en bancos. Fm. Alto Rey (5). Arenig	14
1.1.2.3.	Pizarras negras y grises. Fm. Rodada (6). Arenig-Llanvirn ...	14
1.2.	MESOZOICO	14
1.2.1.	Triásico	15
1.2.1.1.	Conglomerados cuarcíticos, areniscas y lutitas rojas (7). Facies Bunt Scythiense-Noriense	15
1.2.1.2.	Dolomías tableadas. Fm. Imón (8). Noriense	16
1.2.2.	Jurásico	17
1.2.2.1.	Margas, dolomías y carniolas. Fm. Cortes de Tajuña (9) y (10). Retiense-Hettangiense-Sinemuriense	17
1.2.2.2.	Dolomías tableadas. Fm. Cuevas Labradas (11). Sinemuriense-Pleinsbachense inf.?	18
1.2.3.	Cretácico	18
1.2.3.1.	Arenas silíceas, conglomerados y arcillas. Fm. Arenas y conglomerados de Carabias (12). Albiense-Cenomaniense inf. .	19
1.2.3.2.	Arcillas, arenas y margas. Fm. Calizas y margas de Carabias (13). Cenomaniense-Turoniense inf.	20
1.2.3.3.	Arenas y arcillas; areniscas y calizas rojas a techo. Fm. Arenas y arcillas de Segovia (14). Turoniense inf.	21
1.2.3.4.	Margas y margocalizas. Mb. Calizas y margas de Castrojimenó (15). Turoniense sup.	22

1.2.3.5.	Calizas blancas en bancos. Fm. Calizas de Linares (16). Tu- roniense sup.-Coniaciense	22
1.2.3.6.	Dolomías masivas, calizas y margas. Fm. Dolomías de Mon- tejo de la Vega (17). Coniaciense-Campaniense	23
1.2.3.7.	Dolomías, margas y yesos. Fm. Dolomías y calizas del Valle de Tabladillo (18). Campaniense-Maastrichtiense	24
1.3.	TERCIARIO	25
1.3.1.	Paleógeno	25
1.3.1.1.	Limos y arcillas, areniscas cementadas (19)	25
1.3.2.	Neógeno	26
1.3.3.	Mioceno	26
1.3.3.1.	Conglomerados cementados de cantos polimícticos, cal- cáreos principalmente (20). Aragoniense-Vallesiense	26
1.3.3.2.	Limos y arcillas rojo-ocre, calcretas, areniscas y conglome- rados. «U. detrítica de Aranda» (21). Aragoniense	30
1.3.3.3.	Areniscas y/o gravas cuarcíticas e intraclastos carbonata- dos (22). Aragoniense	31
1.3.3.4.	Calizas estromatolíticas y/u oncolíticas (23). Margas y cali- zas (24). Aragoniense	33
1.3.3.5.	Calizas y margas; calcretas (25), (25'). Aragoniense	35
1.3.3.6.	Calizas y margocalizas; calcretas (26), (26'). «Calizas inferio- res del Páramo» (Páramo inferior). Aragoniense-Vallesiense?.	37
1.3.3.7.	Limos y areniscas, margocalizas y limos. «Detrítico inter- páramos» (27). Vallesiense	40
1.3.3.8.	Costras carbonatadas acintadas, brechas de costras (28). Vallesiense	43
1.3.3.9.	Limos rojos (29). Vallesiense	44
1.3.3.10.	Areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intraclastos carbonatados (30). Vallesiense	44
1.3.3.11.	Calizas y margocalizas. «Calizas superiores del Páramo» (Páramo superior) (31). Vallesiense sup.-Turolense inf.? ..	44
1.3.4.	Plioceno	45
1.3.4.1.	Arenas, limos y arcillas rojas, gravas cuarcíticas. «U. Detriti- ca superior» (32). Plioceno?	45
1.3.4.2.	Conglomerados cuarcíticos. «Rañas» (33). Plio-pleistoceno..	46
1.4.	CUATERNARIO	47
1.4.1.	Pleistoceno	47
1.4.1.1.	Conglomerados cuarcíticos y arenas. Terrazas altas (34); te- rrazas medias y terrazas en glacis (35). Conglomerados cuar- cíticos, arenas y limos. Terrazas bajas (36)	47
1.4.1.2.	Limos con cantos. Glacis (37). Pleistoceno-Holoceno	48
1.4.2.	Holoceno	49
1.4.2.1.	Limos, arenas y cantos. Abanicos y conos aluviales (38). Ho- loceno	49
1.4.2.2.	Cantos calcáreos o cuarcíticos y limos. Coluviones (39). Ho- loceno	49

1.4.2.3.	Limos grises y/o gravas calcáreas. Fondos de Valle (40). Holoceno	49
1.4.2.4.	Arcillas y limos grises, cantos y gravas cuarcíticas. Llanura de inundación (41). Holoceno	50
1.4.2.5.	Barras de arenas y gravas, limos. Lecho aparente (42). Holoceno	50
2.	PETROLOGÍA	51
2.1.	ROCAS METAMÓRFICAS	51
2.1.1.	Ortogneises glandulares	55
2.1.2.	Esquistos y cuarcitas	56
2.1.3.	Pizarras	57
2.2.	ROCAS ÍGNEAS	57
2.2.1.	Leucogranitos de grano grueso (2)	57
2.3.	ROCAS FILONIANAS	58
2.3.1.	Diques de cuarzo (1)	58
3.	TECTÓNICA	58
3.1.	OROGENIA HERCÍNICA	58
3.1.1.	Primera fase de deformación hercínica	58
3.1.2.	Segunda fase de deformación hercínica	59
3.1.3.	Tercera fase de deformación hercínica	60
3.2.	LA DEFORMACIÓN ALPINA	60
3.2.1.	Los eventos extensionales y la evolución del Surco Ibérico	60
3.2.2.	La Orogenia Alpina	62
3.2.3.	El Sistema Central y la Cuenca del Duero. El borde mesozoico de Huelva-Pradales	62
4.	GEOMORFOLOGÍA	64
4.1.	DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	64
4.2.	ANTECEDENTES	66
4.3.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	67
4.3.1.	Estudio del modelado y formaciones superficiales	69
4.3.1.1.	Formas estructurales	69
4.3.1.2.	Formas fluviales	74
4.3.1.3.	Formas poligénicas	78
4.3.1.4.	Formas de laderas	79
4.3.1.5.	Formas kársticas	80
4.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	82
4.5.	MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA	84
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	85
6.	GEOLÓGÍA ECONÓMICA	91
6.1.	MINERÍA Y CANTERAS	91

6.2. HIDROGEOLOGÍA	97
6.2.1. Caracteres climatológicos	97
6.2.2. Hidrología superficial	97
6.2.3. Características hidrogeológicas	98
7. BIBLIOGRAFÍA	104

0. INTRODUCCIÓN

La Hoja de FUENTELCÉSPED n.º 375 (19-15), se encuentra situada en el sector suroriental de la Depresión del Duero (Figura 1), en la vertiente septentrional de La Serrezuela de Pradales, que constituye una moderada alineación montañosa de dirección NE.

En el aspecto administrativo pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, repartiéndose la superficie por orden de importancia entre las provincias de Burgos, Segovia, y de Soria, esta última con un pequeño entrante en el borde oriental de la Hoja. La población de la Hoja se asienta en más de una veintena de núcleos urbanos, en general con menos de 500 habitantes. Destacan como poblaciones más importantes: Fuentelcésped (Burgos) que es la localidad que da nombre a la Hoja, ubicado en el sector centro-oriental de la Hoja, le siguen Fuentespina y Castrillo de la Vega, que han adquirido incluso mayor importancia, dada su proximidad al gran centro comarcal de Aranda de Duero, del que aparecen en el borde septentrional gran parte del ensanche urbano y del polígono industrial.

Desde el punto de vista hidrológico, el drenaje se encuentra bien desarrollado, perteneciendo a dos subcuencas. La mitad nororiental se organiza hacia el río Duero, que es el curso principal no sólo de la Hoja, sino de la propia Cuenca. El Duero discurre de Este a Oeste por el cuadrante NE, con el arroyo de La Nava como afluente principal por su margen izquierda, mientras que la mitad suroccidental aparece drenada por el Riaza, que la atraviesa enteramente en dirección SE-NO, con un sistema de afluentes bien desarrollado provenientes de «La Serrezuela» (margen izquierda). En el ángulo SE de la Hoja, el embalse de Linares del Arroyo retiene las aguas del Riaza, para aprovecharlas como regadío durante la estación estival.

El relieve en general es moderado atendiendo al rango de variación de cotas: Entre los 1.214 m de la Serrezuela en el vértice Valdevacas, y algo menos de 800 m en las vegas del Riaza y del Duero en el ángulo NO de la Hoja.

El relieve, como elemento más sobresaliente del paisaje, aunque presenta rasgos fisiográficos poco diferenciados, permite dividir la Hoja en dos dominios: Por un lado «La Serrezuela», conformada por un relieve en cuestas suavizado por un pediment erosivo, en el que el río Riaza ha esculpido un profundo cañón de singular belleza; y por otro «Los Páramos», que corresponden a replanos estructurales fuertemente disectados por valles encajados, que con-

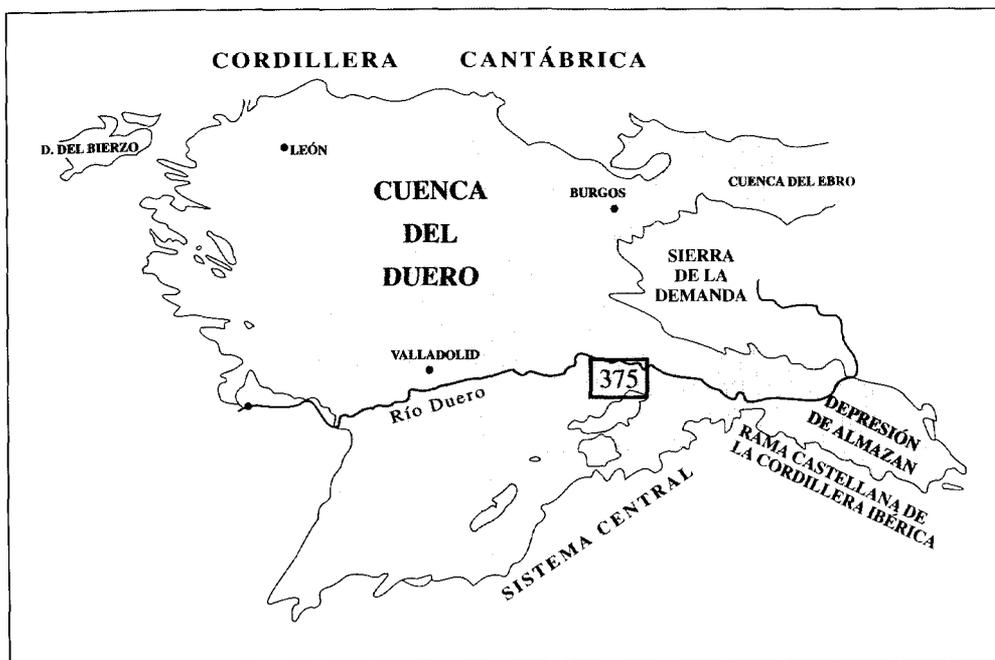


Figura 1. Esquema de situación de la Hoja en el contexto de la Cuenca del Duero.

fieren una morfología de relieves en mesa con escarpadas vertientes, característica de la región.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se ubica en el sector suroriental de la Cuenca terciaria del Duero, en contacto con la terminación nororiental del macizo de Honrubia-Pradales, que constituye un paleorelieve interno próximo a la vertiente septentrional del Sistema Central.

Los materiales que afloran en ella corresponden por tanto a dominios geológicos bien diferenciados, por una parte los sedimentos continentales terciarios que rellenan la Cuenca, en general con buena calidad de afloramientos, y con depósitos cuaternarios mayoritariamente asociados a la disección fluvial.

Por otra parte estarían los materiales correspondientes al anticlinal mesozoico de Honrubia, constituido desde el punto de vista tectónico por dos conjuntos: Los correspondientes al zócalo hercínico, en esta Hoja escasa y limitadamente representados, y la cobertera mesozoica que fosiliza al zócalo. En éste caso se trata de una cobertera relativamente delgada constituida por materiales triásicos, jurásicos y cretácicos.

Las primeras referencias geológicas que han tenido por objeto esta Hoja o el área en que está enclavada se remontan a 1877, cuando ARANZAZU publica una descripción físico-geológica de

las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. CORTAZAR (1890) describe la geología de la provincia de Segovia, con referencias concretas a los materiales aflorantes en esta Hoja. SCHRÖDER (1930, traducc. 1948) describe de forma minuciosa y acertada los materiales del zócalo y de la cobertera mesozoica, estableciendo la estratigrafía y la tectónica de la región.

Posteriormente SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1945) estudia las «rocas eruptivas y metamórficas de Fuentenebro-Honrubia»; SAENZ GARCÍA (1947) cita la existencia de fósiles jurásicos en la desviación de la ctra. para evitar el paso por el pueblo de Honrubia. Por último, y como continuación de trabajos anteriores SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1947, 1952, 1955) realiza los mapas geológicos a escala 1: 50.000 (1.ª serie) de las Hojas de Aranda de Duero, Fuentelcéspedes y Maderuelo respectivamente.

1. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Fuentelcésped muestra una amplia representación estratigráfica, con materiales comprendidos entre el Ordovícico inferior y el Cuaternario, aunque la serie comprende lagunas estratigráficas de distinta entidad que abarcan buena parte del Paleozoico, Mesozoico y Terciario.

De este modo, la serie estratigráfica queda agrupada en tres grandes conjuntos, cada uno de los cuales se ha generado bajo ambientes diferentes, a la vez que juegan un papel característico en la configuración estructural regional.

- Los materiales paleozoicos atribuidos al Ordovícico inferior, intensamente deformados y metamorfozados por las fases principales de la orogenia Hercínica y afectado por intrusiones graníticas en las etapas tardías de ésta, constituyendo el zócalo.
- Los sedimentos mesozoicos, que forman parte de la cobertera; localizándose en el ámbito del macizo de Honrubia-Pradales, donde afloran materiales triásicos, jurásicos y especialmente cretácicos; siendo fosilizados en los bordes por depósitos terciarios.
- Depósitos cenozoicos de origen continental, que representan más de 3/4 partes de la superficie de la Hoja. Los de edad neógena constituyen el relleno de la Cuenca del Duero, en tanto que los cuaternarios, de carácter pelicular, son correlativos al vaciado de la misma.

1.1. ZÓCALO HERCÍNICO

Se incluyen en este grupo el conjunto de rocas sedimentarias e ígneas de edad Ordovícica correspondientes al núcleo del anticlinal mesozoico de Honrubia, constituyendo desde el punto de vista tanto estratigráfico como tectónico el zócalo cristalino o basamento de la región. Afloran de forma muy restringida en el sector central del borde meridional de la Hoja de Fuentelcésped.

Las primeras referencias históricas sobre estos materiales corresponden a CORTÁZAR (*op. cit.*), que describe los gneises como «base del estrato cristalino en esta región», y «el Siluriano

constituido por cuarcitas y pizarras»; posteriormente SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1945, 1951) aborda respectivamente el estudio geológico y petrográfico de las rocas metamórficas que afloran en «el núcleo del anticlinal paleozoico-mesozoico de Fuentenebro-Honrubia» y con más detalle «la constitución geológica del anticlinal de Honrubia»; SCHRÖDER (*op. cit.*) estudia también estos materiales, precisando un origen tardío respecto del metamorfismo en la intrusión pegmatítica de Fuentenebro (Hoja de Maderuelo), citando asimismo la existencia de «un pequeño yacimiento de granito, al O de Honrubia, en el que se puede observar, por la disposición de sus límites y su textura ligeramente cataclástica, cierta relación con el neis que le rodea». Indudablemente esta descripción concuerda con el pequeño asomo granítico (2) cartografiado en la Hoja.

1.1.1. Rocas metamórficas de origen ígneo

1.1.1.1. *Ortogneises glandulares tipo Ollo de Sapo (3). Ordovícico inferior?*

Representan el 90% de la superficie correspondiente al zócalo representado en la Hoja. La base de estos materiales no es visible en todo el macizo de Honrubia pero, puesto que esta separado mediante accidentes extensionales del conjunto estructuralmente infrayacente de paragneises, metareniscas y ortogneises precámbricos (?) que afloran al sur, en la vecina Hoja de Maderuelo, su posición debe quedar muy probablemente por encima de dichos materiales.

La potencia mínima de los ortogneises glandulares en el macizo de Honrubia es de unos 3.000 m, teniendo en cuenta que se halla duplicada por efecto de un gran pliegue de segunda fase hercínica D₂ y que además, no llega a aflorar su contacto con las formaciones infra-yacentes.

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 porfidoclastos de feldespato potásico, idiomorfos, de 3 a 12 cm de diámetro, siendo el tamaño medio de 5-6 cm, que son envueltos por la foliación dándole una característica textura en «augen».

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 Ollo de Sapo (GONZALEZ CASADO, 1986). 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 circones 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 y 1987; AZOR, *et al.*, 1992; VALVERDE-VAQUERO, *et al.*, 1996). El avance en el conocimiento regional, el refinamiento metodológico y el cuidadoso muestreo en los trabajos de estos últimos autores, parecen avalar su dataciones.

1.1.2. Metasedimentos

Los materiales de origen sedimentario más antiguos que aparecen en la Hoja de Fuentelcésped se disponen en el flanco norte del anticlinal de Honrubia. Se trata de rocas psamíticas y pelíticas que han sufrido con variable intensidad los efectos de la Orogenia Hercínica. Estas transformaciones han borrado parcialmente sus características sedimentológicas y, sobre todo, han causado un notable adelgazamiento de las series sedimentarias. Por correlación con zonas próximas, su edad se considera Ordovícico inferior y pertenecen, de muro a techo, a las formaciones Capas de Constante, Cuarcitas de Alto Rey y Capas de Rodada.

1.1.2.1. *Esquistos y cuarcitas alternantes. Fm. Constante (4). Tremadoc?-Arenig*

Está representada en la Hoja de Fuentelcésped por unos 60 m de alternancias centimétricas de esquistos y cuarcitas oscuras. Las cuarcitas también pueden aparecer organizadas en bancos decimétricos separados por nivelillos de esquistos plateados en su parte inferior y de filitas oscuras hacia la parte superior. El conjunto aparece teñido en superficie por óxidos de hierro que le confieren un característico color rojizo oscuro, como se presentan en las canteras al E de Honrubia. La base de la unidad no es observable en este flanco norte debido al carácter mecánico sustractivo del contacto sobre los infrayacentes ortogneises glandulares.

La presencia de la Formación Constante (SCHÄFER, 1969) en el Macizo de Honrubia fue ya reconocida por CAPOTE, *et al.* (1981), GONZÁLEZ CASADO, *et al.* (1984) y GONZÁLEZ CASADO (1986). Según SCHÄFER (*op. cit.*), en el Sistema Central la unidad está formada por 350-600 m de cuarcitas, 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 areniscas arcósicas de 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, *op. cit.*; ARCHE, *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; ADELL, *et al.*, 1981a; 1981b; 1982). Para FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985), la posición estratigráfica de la Formación Constante, entre la discordancia sárdica y las Cuarcitas de Alto Rey (cuarcita armoricana), así como la presencia de Cruzianas y Skolithos en la región de Hiendelaencina, sugieren que su edad podría corresponder a parte del Arenig y puede que a parte del Tremadoc.

En la Hoja de Fuentelcésped parece faltar todo el miembro inferior, debido al accidente sustractivo localizado a muro. Al pertenecer los materiales aflorantes únicamente al miembro superior antes referido, puede que éste sea ya posiblemente Arenigiense, pudiendo faltar total o parcialmente el tramo inferior Tremadociense.

Los materiales fueron estudiados desde el punto de vista sedimentológico por ARCHE, *et al.* (*op. cit.*), correspondiendo, en términos generales, a ambientes de plataforma siliciclástica dominada por tormentas.

1.1.2.2. *Cuarcitas en bancos. Fm. Alto Rey (5). 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 de tonos claros estratificadas en bancos gruesos (FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO, *op. cit.*). 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 Fuentelcésped la Fm. Alto Rey aflora al E y SE de Honrubia, a lo largo de la margen derecha del arroyo Rodendo. Se presenta muy adelgazada por causas tectónicas, no superando los 30 m de potencia. 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 esquistoso de color verdoso, de unos 2-3 m de espesor. El aspecto de las cuarcitas es bastante masivo. Las únicas estructuras sedimentarias observables son estratificaciones cruzadas planares y raramente de tipo hummocky, con joints de esquistos y nivelillos cuarcíticos con laminación ondulada, correspondiendo a barras arenosas de un medio litoral.

1.1.2.3. *Pizarras negras y grises. Fm. Rodada (6). Arenig-Llanvirn*

La formación Capas de Rodada (SCHÄFER, *op. cit.*) es aproximadamente equivalente a la formación Esquistos de Prádena (SOERS, *op. cit.*; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; 1981; BELLIDO, *et al.*, 1981) o al Grupo Rodada (GUTIÉRREZ 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 perteneciendo ya al Llanvirn, se encuentra la serie pelítica denominada Pizarras de Prádena (SOERS, *op. cit.*), formada por hasta 300-400 m de pizarras grafitosas masivas.

En el macizo 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, lajos, seguidas por un delgado tramo de areniscas micáceas amarillas (8 m) y sobre éstas, algunos metros de pizarras negras grafitosas muy brechificadas y cementadas por carbonatos, por efecto de la falla alpina que limita al norte los afloramientos paleozoicos. Faltaría, respecto a la sucesión tipo, el tramo de transición (alternancias), probablemente también debido al fuerte estiramiento de los materiales durante la deformación hercínica.

1.2. MESOZOICO

Se incluyen en este apartado los materiales sedimentarios que dispuestos discordantemente sobre el zócalo regional y adaptados a su deformación durante la deformación alpina, juegan el papel estructural de cobertera o tegumento, en una típica tectónica de revestimiento. Afloran con relación al Macizo de Honrubia-Pradales, correspondiendo esta Hoja a la terminación NE de dicha estructura.

Los sedimentos triásicos aparecen representados en las inmediaciones de Honrubia de la Cuesta por el litotipo Buntsandstein característico en el dominio Ibérico, y a calizas dolomíticas y carniolas asimiladas al Keuper.

Los materiales jurásicos corresponden a carbonatos de origen marino, dolomías y calizas dolomíticas tableadas con fauna repartidos en dos afloramientos cartográficos, en general de deficiente calidad, el más reducido y completo de ellos inmediatamente al N y NO de la localidad anterior, y el otro al SSO de Villaverde de Montejo.

Los depósitos correspondientes al Cretácico son los que ofrecen mayor representación cartográfica dentro del conjunto. Se distribuyen en una amplia superficie que configura estructuralmente la terminación anticlinal de Valdevacas de Montejo, y el pequeño asomo de «La Peña Flor» (en el arroyo de La Vega) al sur de Fuentenebro, que corresponde al flanco septentrional del anticlinal de Honrubia-Pradales. Comienzan por sedimentos detríticos de origen continental pasando a términos carbonatados de origen marino, y culmina con una serie detrítico-evaporítica relacionada con la retirada del mar a finales del Cretácico y que perduraría posiblemente hasta el Eoceno.

1.2.1. Triásico

La sedimentación triásica y especialmente la del Buntsandstein está relacionada con una importante etapa de rifting que marca el comienzo del ciclo Alpino (SOPENA, *et al.*, 1983; 1988), apoyándose discordantemente sobre los materiales paleozoicos.

En este sector del Macizo Ibérico, la sucesión (completa) que aparece en la Hoja sólo presenta sedimentos de la Facies Buntsandstein, como es característico en el «Trias Hespérico» (SOPENA, *et al.*, 1983).

Respecto a la edad de estos materiales, dadas las características litológicas y sedimentológicas es difícil precizarla debido a la ausencia de restos fósiles, y por tanto de dataciones. Una dificultad suplementaria, la constituyen la heterocronía de las unidades litoestratigráficas y la convergencia a facies detrítico-terrágenas (Bunt). Las referencias cronoestratigráficas más cercanas se encuentran en el extremo NO de La Cordillera Ibérica (sector de Ayllón-Atienza); con las limitaciones anteriormente expuestas, es posible que en ellos esté representado gran parte del Trias inferior, medio y superior (SÁNCHEZ-MOYA, *et al.*, 1992), pudiendo corresponder el techo de la unidad al Karniense-Noriense (HERNANDO, *et al.*, 1977; HERNANDO, 1977 y 1980; SOPENA, 1979).

1.2.1.1. *Conglomerados cuarcíticos, areniscas y lutitas rojas (7). Facies Bunt Scythiense-Noriense*

La unidad viene definida fundamentalmente por una alternancia de areniscas de colores rojizos con limos arcillosos rojo-violáceos. Las areniscas de grano medio a grueso predominante, contienen niveles discontinuos de gravas o cantos dispersos predominando la cuarcita y el cuarzo. Los limos predominan hacia el techo, mientras que en la base llegan a aparecer bancos de pudingas.

Se estima una potencia total cercana a los 140 m al oeste de la autovía, disminuyendo hacia el este, con unos 70 m en el corte del ayo Rodendo (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, *op. cit.*).

Los conglomerados basales del Trias se disponen discordantes sobre las cuarcitas ordovícicas al este de Honrubia, o sobre los gneises al suroeste del pueblo; en ambos casos el sustrato se muestra intensamente rubefactado y alterado, estando afectados los gneises en el corte de la autovía en una profundidad de 2 a 5 m. Sobre ellos y buzando unos 20° al NO se disponen los primeros 3-4 m de conglomerados con cantos cm-dm. bien redondeados y con cierta granoclasificación; presentan estratificación cruzada en surco de gran talla marcada por lenticulas arenosas. A continuación 1 m. de areniscas, y por encima otro nivel de conglomerados de menor granulometría y con estratificación cruzada planar (barras) bastante marcada; les siguen más de 10m de areniscas con niveles de gravas, que pasan progresivamente a areniscas con cantos dispersos y estratificaciones en surco, que alternan con niveles de limos arcillosos rojos.

Las areniscas son arcosas y subarcosas con cuarzo, feldespatos y plagioclasas muy alteradas, micas y fragmentos de rocas: cuarcitas, pizarras y rocas metamórficas. La matriz, más o menos abundante, contiene minerales del grupo de la sericita-caolinita.

Al sur de Fuentenebro, en el límite de la Hoja, y ya dentro de la de Maderuelo en el paraje llamado la Mina (de pegmatita), se reconocen también algunas areniscas y arcillas triásicas. Las condiciones de afloramiento son bastante deficientes, a pesar de lo cual permiten extraer algunas conclusiones: Los afloramientos se reducen a varias cárcavas existentes a media ladera en las que se observan capas con dirección aprox. N 130/60 SO, fosilizadas discordantemente al norte por el cretácico (conglomerados y arenas del Utrillas y calizas dolomíticas de la Peña Flor), que presentan una disposición N 70/50 NO, a su vez todos ellos recubiertos por conglomerados terciarios horizontales.

Al sur, el contacto del trias es mediante falla inversa inclinada al SE o cabalgamiento (CAPOTE, *et al.*, 1990) con las pegmatitas y esquistos paleozoicos.

1.2.1.2. *Dolomías tableadas. Fm. Imón (8). Noriense*

En localidades cercanas del dominio Ibérico (Licerias-Cuevas de Ayllón), la Facies Keuper culmina con un tramo dolomítico que tiene una amplia representación en todo el sector norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica al que GOY, *et al.* (1976), dieron el rango de formación, denominándolo Fm. Dolomías tableadas de Imón, de edad Triásico sup. (Noriense) según GOY y YÉBENES (1977).

Inmediatamente al O y NO de Honrubia y en aparente concordancia con los niveles detríticos anteriores, se dispone un nivel carbonatado que representa el tránsito Triásico-Jurásico.

En la base, y sólo visibles en el corte de la autovía, aparecen entre 10-15 m de arcillas amarillentas y rojizas, con calizas intercaladas. Por encima y dando resalte morfológico bastante continuo, aparecen 8-10 m de dolomías grises y rojizas en capas dm. que dan un aspecto tableado característico. Se presentan en secuencias estrato ygranodecrecientes de orden

métrico, con fantasmas de oolitos, estratificaciones cruzadas en surco muy visibles y laminaciones onduladas, interpretándose como complejos de barras litorales.

1.2.2. Jurásico

Los materiales jurásicos de la Hoja corresponden al megaciclo o supersecuencia del Jurásico inferior, es decir, al Lias.

En la Cordillera Ibérica sobre la Fm. Dolomías tableadas de Imón yacen las Fms. «Carniolas de Cortes de Tajuña» y «Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas» (GOY, *et al.*, *op. cit.*), constituida la primera por dolomías brechoides y carniolares con abundantes recristalizaciones de calcita y aspecto masivo, en general poco competentes a la erosión; según YÉBENES, *et al.* (1978) corresponderían al Hettangiense s.l.

La Fm. Cuevas Labradas de edad Sinemuriense-Pliensbachiense inf., con pequeñas variaciones muestra unos rasgos litológicos y una distribución muy homogénea a lo largo de toda la Cuenca Ibérica.

En la Hoja los sedimentos jurásicos se reconocen en dos conjuntos de afloramientos, siendo el más completo en cuanto a la serie gracias al corte de la autovía, el de las proximidades de Honrubia. El otro afloramiento, más extenso incluso que el primero, aparece al sur de Villalvilla de Montejo, siendo contadas las estaciones donde pueden hacerse observaciones de calidad. Estructuralmente forma parte de un anticlinal de dirección ESE, apareciendo recubiertos discordantemente a techo por arenas y gravas de Utrillas y por conglomerados cementados terciarios.

1.2.2.1. *Margas, dolomías y carniolas. Fm. Cortes de Tajuña (9) y (10). Retiense-Hettangiense-Sinemuriense*

Las Carniolas de Cortes de Tajuña son brechas dolomícas y dolomías de aspecto masivo que presentan, en general, malas condiciones de observación, limitándose a afloramientos puntuales en el anticlinal del Ovejo, al arroyo de Pardilla aguas abajo de Honrubia, y al corte de la autovía, ya descrito por SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

En dicho corte presenta una potencia que supera los 60 m; comienza por margas arcillosas y dolomías (20 m), les siguen dolomías cavernosas (carniolas) recristalizadas, con venillas de caliza espática, y a continuación, dolomías y carniolas rojizas

Las carniolas corresponden a doloesparitas con huecos de disolución de sulfatos y estratificación discontinua o irregular, con alguna intercalación de margas rojizas y dolomías recristalizadas blanco-grisáceas con estratificación decimétrica a métrica. Texturalmente son *wackestone-mudstones*, donde se aprecian restos de laminación algal y porosidad fenestral.

El depósito original de todo el conjunto consistiría en alternancias de dolomías, margas dolomíticas y anhidritas. La disolución de estas últimas en condiciones sinsedimentarias, diagené-

ticas o más tardías, darían lugar a procesos de «dedolomitización» y brechificación por colapso de los niveles carbonatados. Se interpretan como depósitos en ambientes de *sebkha* supra-mareal-llanura mareal.

1.2.2.2. *Dolomías tableadas. Fm. Cuevas Labradas (11). Sinemuriense-Pleinsbachiense inf.?*

El corte más representativo y completo de esta unidad en la Hoja se presenta en las dos pequeñas canteras existentes a ambos márgenes de la autovía, en las inmediaciones de Honrubia. Estos afloramientos se conocen desde antiguo, con motivo de las obras para el desvío de la cra. para evitar el paso por el pueblo de Honrubia (SAENZ, 1947; SAN MIGUEL, 1952); descubriéndose en dichas canteras los fósiles que permitieron asignar estos materiales al Lias.

En el corte aparecen unos 60 m de calizas micríticas de tonos blanco-gris claro, y que como es característico de la unidad, se presentan finamente estratificadas en bancos decimétricos que rompen en pequeños bloques. El techo de algunas capas se presenta suavemente ondulado por ripples de oscilación; texturalmente corresponden a mudstones y packstones-grainstones con intraclastos.

Por encima de ellas, y antes de quedar tapadas por los conglomerados terciarios, se observan en la trinchera de la cuneta unos 20m de calizas y margas amarillentas con *Belemnites* y *Pecten*.

1.2.3. Cretácico

Corresponde a uno de los conjuntos sedimentarios mejor conocidos de la región, debido fundamentalmente a la Tesis doctoral de ALONSO (1981), en la que se realiza la cartografía y los estudios estratigráfico y sedimentológico del Cretácico de la provincia de Segovia, estableciéndose diversas Unidades litoestratigráficas con rango de Formación, que serán redefinidas formalmente por FLOQUET, *et al.* (1982). El contacto basal corresponde a una discordancia erosiva reconocible nivel penínsular, de tal modo que la Fm. Arenas del Utrillas se dispone sobre materiales paleozoicos, triásicos y jurásico. En el ámbito de la Hoja, la serie cretácica se apoya tanto sobre las calizas y dolomías jurásicas (anticlinal de Valdevacas) como sobre areniscas triásicas (ojal de la Peña Flor).

En conjunto la serie cretácica aflorante presenta un espesor superior a los 500 m a pesar de no aparecer completa, apoyándose indistintamente sobre las diferentes unidades cretácicas los materiales terciarios en espectacular discordancia erosiva.

Desde un punto de vista litológico, el cretácico de este sector puede dividirse en dos tramos: Un tramo inferior con predominio de terrígenos correspondientes a ambientes continentales, en el que se han diferenciado tres unidades (12-14) atribuidas al intervalo Albiense-Cenomaniense. El tramo superior, más potente y con mayor extensión superficial, está constituido por materiales carbonatados (unidades 15-18) depositados en ambientes marinos. Se incluyen en el intervalo Turoniense-Campaniense, sin descartar la posibilidad de que su techo sea ya Maastrichtiense.

Secuencialmente estos tramos se corresponden con dos ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos, con carácter extensivo del superior sobre el inferior.

1.2.3.1. *Arenas silíceas, conglomerados y arcillas. Fm. Arenas y conglomerados de Carabias (12). Albiense-Cenomaniense inf.*

Constituye la Unidad basal del Cretácico en la zona, siendo equivalente a la Fm. Arenas de Utrillas (ALONSO y MAS, 1982), considerándose formalmente como un Miembro de la Fm. Utrillas en FLOQUET, *et al.* (*op. cit.*).

Se trata de un conjunto detrítico muy característico cuya potencia en esta Hoja, supera los 100 m, formado por arenas y gravas consolidadas de tonalidades blanco-rojizas con estratificación cruzada. Se considera una unidad azoica, por lo que su edad es deducida en función de las unidades superiores y adyacentes.

Debido a su carácter deleznable, conforma un «tramo blando» en la sucesión litológica mostrándose frecuentemente cubierto, a pesar de ello, se observan pequeños cortes parciales en diversos acaravamientos, principalmente en los alrededores de las localidades de Villaverde y Valdevacas de Montejo.

En la base es frecuente la presencia de un nivel de gravas cuarcíticas grises bien redondeadas con centiles de 15 cm y matriz arenosa; por encima predominan las arenas arcólicas blanquecinas de grano medio a grueso, frecuentemente con hiladas o cantos sueltos, compuestas mayoritariamente por cuarzo (60-70%) y, en menor proporción (20%) de feldespato; como minoritarios aparecen las micas y una asociación de minerales pesados en los que la turmalina destaca sobre el resto compuesto por estauroilita, circón andalucita distena y rutilo, y poco frecuentes o escasos los granates. La matriz arcillosa (caolínica) es en general, bastante escasa.

Los conglomerados, muy heterométricos y bien redondeados, constituyen una litología subordinada en el total de la Formación, representando entre el 10-15 % de la misma. Son siempre granosostenidos, con matriz arenosa y arcillosa en una proporción cercana al 10-15% del total de la roca.

Se organizan en cuerpos lenticulares de potencias entre 0,30 y 4 m, siendo la media alrededor del metro y desarrollo lateral que varía entre algunas decenas a varios metros; lateralmente estos niveles se interdentan en arenas gruesas con estratificación cruzada en surco o planar.

Las bases son bastante rectas, aunque localmente pueden ser algo erosivas. Internamente pueden presentar inbricación de cantos y estratificación cruzada planar de medio a bajo ángulo.

Las arenas gruesas, frecuentemente con niveles microconglomeráticos y cantos gruesos dispersos, se presentan con estratificación planar tabular, en general bastante tendida, en cuerpos de base generalmente plana, con espesores más frecuentes entre 0,30-0,50 m. Los *fore-sets* suelen presentar granoselección positiva, comenzando por microconglomerados.

Otros niveles arenosos presentan estratificación cruzada en surco en cuerpos canalizados (erosivos) unos sobre otros. Presentan tendencia a granulometría decreciente hacia techo.

Las facies anteriormente descritas se presentan según una secuencia en la que los conglomerados aparecen en la base, representando situaciones de alta energía con gran capacidad de carga; el desarrollo posterior de cada secuencia indicaría un decaimiento de la corriente reflejado en la disminución del tamaño de grano hacia techo, así como una variación de las estructuras internas.

Los niveles conglomeráticos se interpretan (ALONSO, *op. cit.*) como barras transversas originadas por migración de cuerpos alargados transversalmente a la dirección de la corriente (barras linguoides), por agradación de sus caras de avalancha, dando lugar a la estratificación cruzada planar tabular. Las arenas con estratificación cruzada planar se producen asimismo por migración de barras de cresta recta o linguoides, normalmente constituyendo crecimientos laterales de las barras de conglomerados. Las arenas con estratificación cruzada en surco representan formas de acumulación menores, aunque necesitarían velocidad de corriente mayor; corresponderían a caídas del régimen de flujo que provocarían la canalización de la corriente hacia áreas más restringidas, entre las barras transversas o encajándose sobre ellas, reduciéndose la sección y por tanto aumentando la velocidad, desarrollándose así dichas estructuras.

Estas asociaciones de facies se interpretan como depósitos de un sistema canalizado con capacidad de carga importante y relación anchura/profundidad muy alta, con continuas y caudalosas avenidas, con formación de zonas intercanales (dentro del canal principal), con migración de barras transversas. En resumen, la asociación y las secuencias se asemejan a los modelos de corrientes tipo *braided*.

Las direcciones de aporte del sistema indican un claro predominio de sentido NO-SE (ALONSO, *op. cit.*), situándose las facies proximales hacia el NO (actualmente cubiertas bajo el terciario de la Cuenca del Duero).

1.2.3.2. Arcillas, arenas y margas. Fm. Calizas y margas de Carabias (13). *Cenomaniense-Turonense inf.*

Esta unidad es la única que, dentro del Grupo inferior terrígeno presenta cierto carácter carbonatado, aunque siguen predominando los terígenos. Presenta importantes cambios laterales de facies, correspondiendo los afloramientos de esta Hoja al Miembro (Calizas y margas de Carabias) más carbonatado y septentrional de la Fm. Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez (ALONSO, *op. cit.*), y posteriormente denominada (ALONSO y MAS, *op. cit.*) como Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña.

Se estima una potencia cercana a los 70 m en los alrededores de Valdevacas, que es donde se pueden hacer algunas observaciones. Litológicamente está formada por biomicritas con estratificación nodular que alternan con potentes niveles de arcillas margosas con laminaciones paralela y nodular, y abundantes restos fosilíferos, ostreidos fundamentalmente, pelecípodos, gasterópodos, equinidos y Ammonites, que dieron una edad (ALONSO, *op. cit.*) Turonense

medio (zonas V y VI de Wiedmann) para la base, y Turonense sup. con ciertas dudas para el techo. Sin embargo, en la colindante Hoja de Maderuelo (403), la asociación de macrofauna encontrada permiten proponer a GARCÍA CORTÉS, *et al.* (en prensa) una edad Cenomanense sup.-Turonense inf. para el tramo considerado.

Intercalados entre los niveles carbonatados aparecen niveles de arcillas verdi-negras y arenas de grano fino con estratificación lenticular y flaser. Los ostreidos pueden llegar a formar niveles con importantes acumulaciones de restos; en estos casos, se observa cierto transporte de las conchas a la vez que se asocian a superficies erosivas (canales submareales).

Las secuencias usualmente observadas comienzan con calizas nodulosas y margas con fauna que pasan a facies de calcarenitas, arcillas arenosas y arenas finas muy arcillosas (lenticular y flaser). Se asimilan a facies de dominio infratidal, es decir, a facies submareales de baja energía dentro de una plataforma interna no restringida (lagoon abierto), pero protegida de la acción intensa del oleaje.

1.2.3.3. *Arenas y arcillas; areniscas y calizas rojas a techo. Fm. Arenas y arcillas de Segovia (14). Turoniense inf.*

Representan los depósitos más altos del Grupo inferior terrígeno, previos por tanto al inicio de la sedimentación carbonatada que caracteriza al Cretácico sup. de la región. La potencia total de esta unidad no supera los 30 m; esta formada por arenas predominantemente blancas, limos y arcillas verdosas en facies similares a las del Mb. Arenas de Carabias; por encima aparece un tramo de unos 10 m de potencia que por criterios cartográficos se ha incluido en esta unidad (ALONSO lo considera tramo de transición, pero incluyendolo en base de la siguiente unidad), constituido de areniscas rojas con cemento dolomítico y ferruginoso, calizas biocásticas tableadas y dolomías de color rojo/rosado a «beige» con laminaciones algales y margas intercaladas. En las calizas aparecen gasterópodos turritelados, ostrácodos, pelecípodos en fragmentos y foraminíferos bentónicos sobre todo Miliólidos y algunos Textuláridos y Discórbidos, y de forma abundantísima fragmentos de algas verdes (*Acicularia*).

Los afloramientos del tramo inferior terrígeno son escasos, no así del tramo carbonatado que da resalte; se pueden hacer observaciones parciales en la carretera de Villaverde-Montejo y en el cerro de El Piquillo, junto a la de Valdevacas-Montejo.

Las arenas presentan frecuentemente estratificación cruzada en surco y de pequeña escala (*ripples*), en secuencias de neta tendencia «*fining upward*»; las arcillas y limos muestran finas intercalaciones arenosas (lenticular).

Se interpretan estos depósitos como rellenos de canales probablemente de alta sinuosidad, y por último, una vez abandonado el canal, sedimentación de arcillas por acreción vertical en la llanura de inundación. La presencia en las arcillas de ostrácodos de aguas salobres parecen indicar que se trata de una llanura aluvial costera con cierta influencia de aguas saladas.

El tramo superior carbonatado se interpreta ya, como perteneciente a una llanura de marea, correspondiendo las calizas tableadas de algas a zonas altas de la misma.

1.2.3.4. *Margas y margocalizas. Mb. Calizas y margas de Castrojimeno (15). Turoniense sup.*

Comienza esta unidad por un potente tramo (35-40 m) generalmente cubierto, de margas grises y blancas que alternan con calizas bioclásticas que presentan estratificación nodular; son abundantes los fragmentos de ostreidos, de pelecípodos, de equínidos y de ammonites, habiéndose identificado (ALONSO, *op. cit.*) *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK), que la permiten considerar la base de esta Fm. como Coniaciense; sin embargo, la fauna encontrada en la unidad equivalente en la Hoja de Maderuelo proporcionan (GARCÍA CORTES, *et al.*, *op. cit.*) una edad Turoniense inferior y medio.

El siguiente tramo esta compuesto por unos 25 m de calizas micríticas bioclásticas en bancos potentes con margas intercaladas y estratificación nodular. La fauna es muy abundante, se compone de Ostreidos, gasterópodos tylostomados, equínidos, ammonites, pelecípodos, fragmentos de rudistas y de corales. La bioturbación es importante en todo el tramo y particularmente en algunos niveles.

Se interpreta el medio como de plataforma interna protegida, no sometida a la influencia del oleaje.

1.2.3.5. *Calizas blancas en bancos. Fm. Calizas de Linares (16). Turoniense sup-Coniaciense*

Esta unidad corresponde a un potente conjunto carbonatado (90-110 m) muy característico en toda la región, pues da lugar a los mayores resaltes morfológicos, en este caso, a las paredes verticales del cañón del Riaza, entre la presa de Linares y El Casuar.

En la columna levantada siguiendo la ctra. de acceso a la parte baja de dicha presa, ALONSO (*op. cit.*) hace la siguiente descripción:

La parte inferior de la unidad corresponde a un potente tramo de calcarenitas bioclásticas localmente oolíticas, con estratificación cruzada planar cuneiforme de acumulación de megarriples (barras); son frecuentes los *patches* de Rudistas, apareciendo además en fragmentos junto con abundantes Briozoos, corales, algas rojas y verdes y foraminíferos. Son blancas y grises y generalmente están algo dolomitizadas y recristalizadas.

Sobre ellas aflora un tramo de 13 m de dolomías recristalizadas, bioturbadas, con abundantes nódulos de sílex, que pasan a otro nivel calcarenítico (19 m) con las mismas características que el descrito anteriormente aunque también con algunos nódulos de sílex y mayor contenido en Foraminíferos, con algunas *Lacazinas*, abundantes ejemplares de *Rotalia reichieli*, *Nunmofallotia cretacea*, *Vidalina hispánica* y *Peneroplis giganteus* entre otros.

El nivel dolomítico presenta estratificación paralela o aparentemente paralela, son finamente cristalinas y no se observan restos de fauna aunque están fuertemente bioturbadas, ocupando los nódulos de sílex los *burrows* y en general aprovechando las superficies de estratificación. Estos nódulos sólo aparecen en este entorno de la presa, no observándose en el resto de la zona.

En las calcarenitas bioclásticas, los cuerpos de acumulación de base más o menos plana y techo convexo, llegan a alcanzar una altura máxima de 2 m, aunque normalmente tienen

menos de un metro. A veces es posible observar ripples de corriente sobreimpuestos sobre estas morfologías.

Asociados a estas litologías aparecen también construcciones arrecifales en posición de vida, constituidos por *patches* de Rudistas, de tamaños generalmente pequeños (20-30 cm de altura y pocos metros de extensión lateral), pero que pueden llegar a alcanzar hasta 1 m de altura, extendiéndose lateralmente hasta 20 ó 30 metros.

Todos estos depósitos corresponden a extensas plataormas carbonatadas de alta o media energía, sometidas al acción del oleaje, en la que se desarrollaron barras calcáreas y construcciones de Rudistas.

1.2.3.6. *Dolomías masivas, calizas y margas. Fm. Dolomías de Montejo de la Vega (17). Coniaciense-Campaniense*

Esta unidad esta formada en su mayor parte por dolomías recristalizadas blancas estratificadas en bancos que dan también, como la unidad inferior, acusados escarpes morfológicos. El contacto con dicha unidad inferior —Calizas de Linares— aparece normalmente delimitado por un tramo algo más blando que da lugar a la base de una nueva «cornisa».

En la columna de Montejo de la Vega, «localidad tipo» propuesta para esta Formación, ALONSO (*op. cit.*) presenta una potencia cercana a los 120 m en la que se pueden diferenciar tres tramos: El inferior, de unos 40 m se presenta sin dolomitizar, correspondiéndole a calcarenitas bioclásticas grainstone con estratificación cruzada a gran escala de megaripples, se aprecian gran abundancia de Foraminíferos bentónicos, Algas verdes y rojas, Briozoos, Rudistas enteros y en fragmentos, Ostrácodos, fragmentos de equinodermos, Ostreidos, Pelecípodos y Corales.

El tramo intermedio, de unos 60 m corresponde a dolomías recristalizadas generalmente de grano grueso, localmente algo arenosas, con estratificación cruzada a gran escala de acumulación de megaripples, que pueden alternar o pasar lateralmente a zonas lajoso-nodulares. El tamaño de estas estructuras puede oscilar entre 0,5-1 m de altura y longitudes de 3-10 m, presentando internamente estratificación cruzada planar cuneiforme predominantemente.

A pesar de la intensa dolomitización se reconocen fantasmas de fauna y sobre todo Rudistas en «patches» de tamaños variables o caídos.

El tramo superior está formado por unos 20 m de dolomías finamente cristalinas con estratificación paralela e intercalaciones de niveles con pequeños ripples; tienen también fantasmas de fauna reconociéndose abundantes Gasterópodos turrítelados y fusiformes, y hacia el techo Pelecípodos de pequeño tamaño.

Se consideran como depósitos de plataforma somera de alta energía en la que la estratificación de acumulación de megaripples (barras), estaría originada posiblemente por corrientes perpendiculares a la costa, o incluso con cierto influjo de las olas. Esta plataforma tendría a su vez cierto carácter pararrecifal dada la presencia de construcciones de Rudistas. Hacia techo

se pasa a facies que indican una cierta tranquilidad del medio y condiciones restrictivas en cuanto a salinidad de las aguas, dado el tipo de organismos que aparecen, todos ellos resistentes a importantes cambios de salinidad, esto indicaría una tendencia a la somerización de la plataforma.

1.2.3.7. *Dolomías, margas y yesos. Fm. Dolomías y calizas del Valle de Tabladillo (18). Campaniense-Maastrichtiense*

Constituye la unidad carbonatada terminal del Cretácico superior de toda la región, tratándose de una formación muy característica, fácilmente reconocible en campo puesto que se sitúa a techo de las potentes calizas y dolomías de Montejo. Su límite inferior, de carácter transicional, coincide con la aparición de un tramo blando margoso sobre las dolomías de la unidad (17), lo que facilita su diferenciación respecto a ella.

Sobre esta unidad aparece en discordancia erosiva el Terciario por lo que su espesor varía de unos afloramientos a otros, superándose los 100 m en la columna de Montejo; habiéndose estimado una potencia mínima de 148 m en la localidad de Valle de Tabladillo, donde se encuentra su «corte tipo».

Los afloramientos aparecen distribuidos en dos zonas, una a lo largo prácticamente de la margen izda. del Ríaz de Montejo hasta la «hoz» del Casuar, donde la serie se presenta bastante inclinada (30-60 N) dando lugar a una discreta sucesión de crestas, y la otra zona, en las inmediaciones del Embalse de Linares donde llegan a aflorar (si el nivel de las aguas lo permiten) los términos más altos de la serie.

A grandes rasgos, está constituida por margas dolomíticas y dolomías blancas finamente cristalinas alternantes en tramos, dando lugar a la característica morfología de crestas que en conjunto, presentan una estratificación tableada regular; a techo y sólo en la orilla derecha del Embalse aparecen margas verdes con niveles de yesos alabastrinos intercalados. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1952) reconoce esta «serie de arcillas yesíferas y capas de yeso» en dudosa posición estratigráfica sobre las «calizas turo-senonenses» y por debajo de una «serie alternante de arcillas, pudingas y areniscas rojas» suponiéndoles una edad «oligocénica». Los niveles de yeso eran objeto de explotación hasta que quedaron anegados por las aguas del embalse.

En Hojas próximas (Maderuelo, Olombrada, Sepúlveda) se citan también niveles de yesos y/o de brechas intercalados en la serie; estas últimas se han interpretado como brechas de colapso penecontemporáneas con la sedimentación, producidas por la disolución de evaporitas intercaladas. Al este de la cra. de Valdevacas a Montejo, y ya en la bajada a esta última localidad, llama la atención una estructura que sólo cabe interpretar de igual manera: a media ladera afloran dos resaltes carbonatados con una deformación a modo de sinclinal, con capas colapsadas, mientras que las suprayacentes no están afectadas. En este caso, el tramo infrayente más blando aparece semicubierto, reconociéndose tan solo (ALONSO, *op. cit.*) dolomías margosas, porosas y deleznable con finas intercalaciones de dolomías compactas.

En el mismo corte, los niveles que dan resalte corresponden a dolomías finamente cristalinas, masivas o con margas dolomíticas intercaladas, alternando con niveles que muestran lamina-

ción paralela de algas. Se reconoce también algunos niveles con bases erosivas y estratificación cruzada en surco a gran escala, que deben corresponder a canales.

En la orilla izquierda del pantano, por encima del último resalte de dolomías tableadas aparecen margas amarillentas con niveles de brechas carniolares oscuras y duras, con aspecto oqueroso, niveles con laminaciones de algas y estromatolitos de aspecto cóncavo con abundante porosidad fenestral, margas verdes con abundante materia orgánica a parches, casi lignitíferas. Por encima 20-30 m bastante caóticos de margas verdes con grandes bolos de yesos alabastrinos (nodulares), a los que siguen 12-15 m de las mismas litologías pero en niveles alternantes bien estratificados. Los yesos, con colores blancos y acaramelados, son de espesor decimétrico (5-1 dm), disminuyendo hacia techo.

Desde el punto de vista sedimentario, el primer tramo de dolomías brechas y niveles estromatolíticos corresponderían a ambientes de llanura litoral muy restringidos, tipo *sebkha* supramareal hipersalina; mientras que los yesos y margas se enmarcarían ya, en un contexto sedimentario regresivo, de ambiente claramente continental, y de carácter lacustre evaporítico.

En el corte, y aunque aflora mal por estar derrubiado/deslizado, se disponen en aparente concordancia más de 20 m de limos arcillosos ocre-anaranjados con delgadas pasadas de limos arenosos o calizas finamente laminadas; por encima, y en clara discordancia los conglomerados miocenos, primero con grandes bolos de calizas cretácicas sueltos en una masa terrosa blanco-amarillenta, y luego de menor tamaño, incluyendo cantos de cuarcita y bien cementados.

La formación yesífera se extiende sin duda hacia el OSO, puesto que en el relleno del antiguo talud del ferrocarril, en el arroyo del Boquerón aparecen yesos extraídos del tunel abandonado al colapsarse por disolución de los mismos con toda probabilidad.

Ante la ausencia de fósiles clasificables, se atribuyen los materiales de esta unidad (18) al Campaniense-Maastrichtiense, sin descartar que el techo pueda alcanzar el Terciario, puesto que aparecen facies de clara afinidad Garumniense. De hecho, materiales similares tanto en litología como en facies se describen en la Memoria de la cercana Hoja de Sepúlveda (LÓPEZ OLMEDO, *et al.*; en prensa), asignándoles una edad Maastrichtiense-Eoceno medio, por corrección a su vez con otros descritos a ambos lados del Sistema Central (PORTERO y AZNAR; 1984).

1.3. Terciario

1.3.1. Paleógeno

1.3.1.1. Limos y arcillas, areniscas cementadas (19)

Esta unidad, con una potencia visible que ronda los veinte metros, aflora a ambos lados del Embalse de Linares en la esquina sureste de la Hoja. Su contacto basal es discordante sobre la serie cretácica, disponiéndose en la margen occidental sobre las margas con yesos, mientras que en la oriental, aunque bastante cubierto, parece que lo hace directamente sobre el tramo inferior de calizas y dolomías, por lo que se ha considerado que pertenece ya a otro ciclo distinto.

La unidad presenta una ligera inclinación hacia el SSE y está constituida por una sucesión de lutitas, limos y arenas muy finas con bancos intercalados de areniscas, presenta en general colores pardorrojizos; a techo, es recubierta discordantemente por la sucesión conglomerática miocena, como se puede observar claramente en la margen derecha del embalse.

Los niveles de areniscas presentan un espesor medio de 60 cm, son de morfología tabular o de base erosiva muy tendida y se encuentran fuertemente cementados; desarrollan secuencias positivas de arena media a fina con algún canto blando en la base y esporádicos niveles con laminación cruzada debida a ripples, a techo de las secuencias.

Los limos y arcillas son de color rojizo, se encuentran edafizados con signos de bioturbación por raíces e hidromorfías gris-verdosas; muestran fuerte estructuración vertical del perfil de iluviación, con argilanes bien desarrollados y un contenido relativamente bajo de carbonatos.

El medio sedimentario correspondiente al depósito de estos materiales sería una llanura aluvial recorrida por canales fluviales por los que migraban barras arenosas, en la cual se sedimentaban los limos arcillosos resultantes del desbordamiento de los canales. El desarrollo de esta llanura aluvial sería previo a los principales levantamientos alpinos del Sistema Central y, en concreto, del Macizo de Honrubia.

Por su asociación de facies terrígenas texturalmente maduras, la situación cartográfica relativa con respecto a la serie cretácica infrayacente y a la unidad conglomerática miocena que la recubre, se le asigna una edad paleógena (s.l.), siendo correlacionable con el techo de la unidad inferior de los «sedimentos polimícticos» (OLMO y MARTÍNEZ SALANOVA, 1989). En un nivel limoso se han obtenido girogonitos de caráceas cuya asignación cretácica o paleógena no es segura (inédito). Sin embargo, las características estratigráficas y sedimentológicas de esta unidad permiten su asignación indiscutible al terciario y, de acuerdo con la edad atribuida a la unidad infrayacente, anteriormente descrita al intervalo Oligoceno-Mioceno inferior como muy probable.

1.3.2. Neógeno

1.3.3. Mioceno

1.3.3.1. Conglomerados cementados de cantos polimícticos, cálcáneos principalmente (20). Aragoniense-Vallesiense?

Esta unidad se distribuye como una orla prácticamente continua en torno al macizo de Honrubia, sólo interrumpida por su fosilización por sedimentos más modernas en los extremos oriental y occidental, próximos al límite con las Hojas de San Esteban de Gormaz y de Madeuelo.

La extensión máxima perpendicularmente al contacto Cretácico-Terciario es de unos 8 km, como puede constatarse en la parte central e inferior -entorno de Honrubia y Fuentenebro- y en el ángulo SE de la Hoja.

Cronoestratigráficamente abarcaría un intervalo temporal casi equivalente a todo el Neógeno aflorante en la Hoja, aunque adquieren su mayor desarrollo en el Aragoniense (infra Páramo inferior). Esta distribución de la unidad se explica por su especial situación en torno a los relieves cretácicos y paleozoicos de la Sierra de Honrubia-Pradales, que constituyeron durante el Neógeno un relieve permanente cuya erosión surtió los materiales de la presente unidad. Frente a la localidad de Montejo, y a unos cuarenta metros por encima del nivel aflorante más bajo estratigráficamente (Calizas de Montejo 23) se sitúa el yacimiento fosilífero de Montejo de la Vega, que en un reciente estudio (MAZO, *et al.*, 1998) se ha asignado al Aragoniense medio (MN5). Los niveles superiores de esta unidad se podrían correlacionar (ARMENTEROS, 1986a) con el horizonte estratigráfico del yacimiento de los Valles de Fuentidueña (Vallesiense inferior, MN9, ALBERDI, *et al.*, 1981).

La unidad está formada básicamente por facies conglomeráticas, lutítico-arenosas, lutíticas y de caliche, con menor proporción de facies arenosas y una coloración general pardorrojiza a rojiza en algunas zonas (ARMENTEROS, *et al.*, 1982; ARMENTEROS, 1986a). Las facies conglomeráticas presentan centiles que oscilan entre 1 m junto al borde mesozoico y unos cm en las partes más distales de la unidad. Su espectro litológico guarda una estrecha relación con la composición de los materiales mesozoicos y paleozoicos del anticlinal de Honrubia que constituye el área fuente directa de esta unidad miocena.

La cartografía geológica de este sector explica bien la distribución composicional de los clastos dentro de las facies conglomeráticas. En líneas generales, se pueden caracterizar tres asociaciones composicionales (ARMENTEROS, 1986a):

- a) Asociación carbonatada mesozoica, constituida por calizas y dolomías, principalmente del Cretácico Superior, que predomina en el sector de Honrubia de la Cuesta y el borde oriental de la Hoja.
- b) Asociación paleozoica, constituida principalmente por cuarzo ígneo y filoniano, cuarcita y, en menor proporción, neises, micacitas, esquistos y —en la zona de Fuentenebro— cristales de estauroлита; además pueden presentar clastos de carbonatos mesozoicos; se localiza entre Fuentenebro y Aldehorno.
- c) Asociación mixta formada por una mezcla de cantos silíceos (cuarzo, cuarcita) y cantos calcáreos (calizas y dolomías), a los que localmente se añaden cantos de areniscas triásicas (por ejemplo, en el perfil Honrubia-Pardilla); esta asociación se desarrolla principalmente en el sector suroriental —Embalse de Linares—, sobre todo en los niveles inferiores de la unidad, y en el más occidental —al oeste de Aldehorno—; está ligada fundamentalmente a aportes mesozoicos silíceos del Albiense (Arenas y conglomerados de Carabias) y calcáreos del Cretácico Superior.

Entre las facies conglomeráticas, generalmente bien cementadas por carbonatos, se distinguen facies desorganizadas (Gms de MIAL, 1978) y facies con algún tipo de organización interna (Gm, Gt y Gp de MIAL). Las facies Gms se sitúan en las partes más proximales, no muestran ordenación interna o esta se limita a estratificación difusa y posición de los cantos con el eje mayor horizontal; forman cuerpos lenticulares a tabulares de límites mal definidos y de 0,6 a 2 m de potencia. Las facies Gm presentan característicamente estratificación difu-

sa, siendo frecuente la imbricación de cantos. Presenta tránsitos a facies de conglomerados arenosos o areniscas conglomeráticas y su geometría es tabular a lenticular en cuerpos de 0,4 a 2 m de espesor. Por su parte las facies conglomeráticas con estratificación cruzada (Gt y Gp), son más escasas con respecto a la anterior y forman respectivamente sets con base en surco o más o menos plana y de pocos decímetros hasta 0,8 m de potencia, generalmente asociados a facies Gm en la base de los cuerpos conglomeráticos.

Las facies arenosas (Sl, St y Sr de MIALL) suelen estar ligeramente cementadas por calcita y están subordinadas con respecto a las facies conglomeráticas y lutíticas; forman capas tabulares o lentejones cm a dm que se intercalan en secuencias conglomeráticas y lutíticas. Más abundantes son las capas tabulares de espesor decimétrico (30-60 cm) constituidas por areniscas masivas (Sm de MIALL) ricas en matriz lutítica (30-40%) y con cantos centimétricos dispersos, que presentan una intensa bioturbación, rizolitos y nódulos de caliche.

Las facies lutíticas y lutítico-arenosas (Fm de MIALL) adquieren mayor importancia en las partes de la unidad más alejadas —distales—. Son generalmente masivas, con cementación parcial y pueden incluir cantos dispersos. El contenido en arena es variable y oscila entre el 20-40%. Suelen estar muy bioturbadas y es frecuente la presencia de rizolitos y nódulos irregulares (glaébulas) de carbonatos. Intercaladas entre el conjunto de facies descritas anteriormente se encuentran frecuentemente niveles de caliches (acumulaciones secundarias de carbonato reemplazante y/o cementante) que están sobreimpuestas a facies conglomeráticas y, sobre todo, a facies arenoso-lutíticas y lutítico-arenosas.

Se reconocen varias tipologías de caliche:

- a) Impregnaciones de carbonato de forma difusa sobre el resto de las facies de la unidad, que tienen un efecto cementante y que no afectan substancialmente la estructura y composición de las facies originales;
- b) Formas nodulares y/o de rizolitos, más o menos dispersas en diversos substratos, aunque pueden llegar a formar horizontes diferenciados que dificultan el reconocimiento de las facies originales;
- c) Encostramientos masivos en los que apenas se reconoce la estructura de la facies original debido a la importancia que en estas formas adquiere el proceso de reemplazamiento por el que sólo se conservan los granos de cuarzo dentro del mosaico epigenético calcítico;
- d) Formas pisolíticas, que constituyen un caso especial de encostramiento en algunos horizontes con elementos detríticos del tamaño grava, que aparecen rodeados por una envuelta laminada (caliche pisolítico); este tipo suele estar asociado al caliche masivo y presenta al microscopio una microestructura grumoso a grumoso-peloidal;
- e) Costra laminar en niveles centimétricos caracterizados por la alternancia de láminas claras y pardorrojizas de límites difusos y de espesor milimétrico a submilimétrico; suelen disponerse en el contacto entre capas conglomeráticas, a techo de caliches masivo-pisolíticos y mayoritariamente, sobre el substrato carbonatado cretácico del paleorrelieve exhumado junto al borde.

Aunque las facies de caliche no son exclusivas de esta unidad, los dos últimos tipos (pisolítico y laminar) están característicamente ligados a sus facies y a sus ambientes sedimentarios correspondientes.

De acuerdo a la distribución de facies pueden distinguirse tres asociaciones principales:

- a) La asociación proximal, situada en la orla franjeante al zócalo, está formada esencialmente por facies conglomeráticas Gms y Gm con esporádicas intercalaciones de facies arenosas lutíticas (Sm) y lutítico-arenosas (Fm).
- b) La asociación intermedia está constituida por facies conglomeráticas ordenadas (Gm, Gt y Gp) que alternan o se intercalan con facies lutíticas arenosas y arenosas lutíticas (21 y 27) y forman secuencias positivas de base erosiva, generalmente plana, y de 1 a 3 m de espesor; predomina en una amplia franja intermedia entre la asociación proximal y la siguiente asociación, significando el tránsito gradual por reducción de facies conglomeráticas a la asociación distal.
- c) La tercera muestra un dominio de facies finas lutíticas con intercalaciones decimétricas de conglomerados finos y frecuentes niveles de caliches masivos y nodulares; sirve de enlace y tránsito a las facies «de cuenca» fundamentalmente terrígenas (21, 27), aunque también carbonatadas (24, 26).

La asociación proximal corresponde fundamentalmente a depósitos de flujos de masa por gravedad (Gms) asociadas a pendientes relativamente altas junto al borde de cuenca, que alternan con facies conglomeráticas ordenadas (Gm) de flujos de agua clara escasamente confinados. Este conjunto hay que enmarcarlo en un ambiente de abanicos aluviales dentro de sus zonas proximales.

Las facies desordenadas se deberían a determinados eventos de transporte intensivo relacionados con tormentas capaces de originar flujos viscosos de tipo *debris flows*. Las facies conglomeráticas ordenadas representan una sedimentación a partir de flujos de menor viscosidad, no confinados (*sheet floods*), que arrastran materiales derivados en parte de las facies desorganizadas más proximales y que terminan mediante dispositivos distributarios perdiendo eficacia. Las facies típicas de *debris flows* (Gms, Sm, Fm) forman capas tabulares masivas de límites difusos planos; los depósitos de *sheet floods*, en cambio, se caracterizan por presentar bases erosivas y estructura interna. En la zona proximal predominan los primeros mientras que a la zona intermedia (> 1 km desde el borde) generalmente sólo llegan flujos poco viscosos y por tanto predominan las facies conglomeráticas con signos de ordenación interna y facies finas correspondientes a la sedimentación distal de estos flujos y/o desbordamientos de zonas temporalmente canalizadas en etapas de mayor caudal a la cuenca.

La alternancia de depósitos de *debris flows* y de *sheet floods* puede también explicarse por el cambio desde fases con mayor aporte de finos (inmediatamente después de una etapa de prolongada alteración en el área madre) a otras en que estos se han agotado. A las partes distales los únicos flujos que llegan son esporádicas corrientes de tipo *sheet flood* que por bifurcación sucesiva pierden capacidad de carga y depositan delgados cuerpos sedimentarios. Ambos tipos de transporte están relacionados fundamentalmente con flujos catastróficos que

arrastran hacia la cuenca el material meteorizado durante largos periodos de tiempo, dando lugar a una sedimentación episódica que contribuye positivamente al registro estratigráfico. No obstante, las condiciones normales y persistentes son las que han quedado impresas en forma de numerosos rasgos de carácter degradante que siguen a cada uno de los episodios de agradación sedimentaria.

Entre las evidencias que atestiguan esta importante actividad intereventos deposicionales caben citar: intensa bioturbación, sobre todo en las facies más finas (algunos niveles de areniscas lutíticas se presentan masivas por este hecho); los diversos tipos de encostramientos carbonatados por cementación y/o reemplazamiento que corresponden a la actividad de aguas vadoso-freáticas en relación con perfiles de caliches edáficos; las superficies erosivas bien remarcadas a techo de capas previamente encostradas (algunas muestran incisiones con desniveles apreciables $\rightarrow 1$ m \rightarrow indicando un encajamiento de la red de drenaje) que dan cuenta de los procesos destructivos y de alteración de los depósitos acumulados en las etapas sedimentarias previas. Estos rasgos, si bien son de signo contrario a la tendencia acrecional de los aparatos aluviales que depositaban en torno al zócalo de Honrubia, dejan patente una impronta que completa la información aportada por los rasgos sedimentológicos indicando una sedimentación multiepisódica, episodios de levantamiento del borde apreciables en cambios de buzamiento de las capas, contraste estacional (desarrollo de encostramientos carbonatados y, a veces, silicificaciones como en el área del Embalse de Linares) y condiciones de buen drenaje (rubefacción generalizada por sometimiento a condiciones oxidantes durante la sedimentación y en la edafogénesis y diagénesis temprana) en todos los subambientes de sedimentación de estas facies.

El conjunto de características sedimentológicas y postsedimentarias y su peculiar ubicación paleogeográfica fácilmente reconstruible por su relación con el borde de cuenca mioceno, permiten enmarcar esta unidad en un sistema de abanicos aluviales enraizados en el zócalo de Honrubia, y que presentan una limitada (baja) capacidad de transporte con respecto al borde de cuenca. Este hecho viene a señalar que la influencia de este borde en la sedimentación, queda restringida a esta orla de abanicos aluviales, que constituye un sistema aluvial transversal a otro gran sistema longitudinal (unidad 21-22).

La unidad presenta un máximo progradante de los sistemas de abanicos aluviales más o menos relacionado con el Aragoniense medio, de acuerdo con la datación de Montejo (Mazo, *et al.*, *op. cit.*), sólo visible en el sector comprendido entre Montejo de la Vega y el paraje denominado Vallejo del Charco (5 km al E de la primera localidad). A este episodio sigue otro recesivo que es simultáneo con la expansión del sistema lacustre representado por la unidad 26 o Unidad Páramo Inferior, sin embargo, en el sector occidental se mantienen los dispositivos durante el desarrollo de la unidad interpáramos (27), culminando con la expansión del sistema lacustre de la U. Páramo Superior (31) y la desaparición de los abanicos aluviales.

1.3.3.2. *Limos y arcillas rojo-ocre, calcretas, areniscas y conglomerados. «U. detrítica de Aranda» (21). Aragoniense*

Esta unidad forma un sistema sedimentario mixto compuesto por las facies siliciclásticas de esta unidad (21) y las de la unidad 22 a las que se suman las unidades sedimentarias carbonatadas que se intercalan: 23, 24, 25 y 25'. El conjunto de las dos primeras unidades se

corresponde, en parte, con la Litofacies Detrítica de Aranda (ARMENTEROS, 1986a), definida al norte del Riaza. La unidad 21 tiene un espesor aflorante máximo de más de 100 m, presenta una composición fundamentalmente lutítica (arcillas y limos) con numerosas intercalaciones de gravas y arenas frecuentemente cementadas cuyo tránsito a facies finas lutíticas está representado por numerosos estadios intermedios. Algunos niveles presentan una cementación carbonatada difusa (glaébulas dispersas) y otros muestran encostramientos nodulares. Los colores de estas facies suelen ser pardorrojizos a ocre-amarillento y, en algunos casos, presenta un moteado blanco y pardo en diversos tonos. La composición de las arcillas está dominada por la asociación illita-esmectita, en proporciones que varían a veces en forma inversa. En menor medida, caolinita (heredada) y palygorskita (neoformada).

No suele observarse una clara diferenciación en capas debido tanto a las condiciones de afloramiento de estas facies, en general poco cementadas, como a la abundancia de rasgos post-sedimentarios. Forman niveles tabulares de varios metros a centenas de metros de extensión y de varios cm a 2 m de espesor. Sus límites son difusos, generalmente graduales con las capas contiguas, salvo cuando se disponen a muro de niveles detríticos de grano grueso (unidad 22). Generalmente son masivas en parte debido a la intensa edafización. En el caso de niveles de arena fina o limos arenosos se aprecia en algunos casos laminación horizontal o cruzada debida a ripples.

La textura original suele estar afectada por procesos postsedimentarios asociados a exposición: poros submilimétricos en forma de canal y de tipo planar, estos conectados en red, redistribuciones plásmicas de arcillas, nodulizaciones de carbonato y otros rasgos edáficos (rellenos en menisco y por material suelto grumoso-peloidal de burrows y otros poros).

Se pueden diferenciar dos asociaciones principales de facies lutíticas:

- a) Alternancias decimétricas con capas de arena fina a muy fina que alcanzan hasta varios metros de espesor;
- b) A techo de facies arenosas con las cuales forman asociaciones características en secuencias granodecipientes decimétricas a otras de hasta 5 m de espesor.

Su interpretación sedimentológica se hará conjuntamente con la unidad (22).

1.3.3.3. *Areniscas y/o gravas cuarcíticas e intraclastos carbonatados (22). Aragoniense*

Está constituida por litosomas dispersos dentro de la unidad anterior, con la que se halla asociada genéticamente. Son cuerpos arenoso-conglomeráticos, simples o agrupados, cuyo espesor varía de 1 a 12 m. Su geometría depende de las secciones observadas, unas muestran formas tabulares con progresivo acuñamiento lateral, mientras que otras son lenticulares con marcado relieve (erosivo) del contacto basal. La anchura de afloramiento es muy variable: desde pocos metros a más de 100 m, siendo frecuentes las anchuras de 15 a 30 m.

Interiormente se encuentran ordenados en secuencias granodecipientes que comienzan con una superficie basal erosiva que se suele hallar recubierta por facies de grava y/o arena con

clastos intraformacionales dispersos que pasan progresivamente a diversas asociaciones de facies arenosas y conglomeráticas que dan paso a techo de las secuencias a facies de arenas lutíticas y lutitas. Petroológicamente las gravas y conglomerados están formados por cantos reciclados de cuarzo y cuarcitas con centiles, de hasta 14 cm, siendo la media entre 4 y 7 cm. Además en la base de los cuerpos los conglomerados suelen presentar cantos lutíticos y de caliche intraformacionales (erosionados del substrato).

Algunos de estos cuerpos conglomeráticos, suelen incluir oncoides como un componente (en este caso autigénico) más de la carga, que se relaciona con una disminución del centil y de la abundancia de matriz arenosa. Por su parte, las areniscas son sublitarenitas con una mayor proporción de granos policristalinos (\geq/\leq 15%); derivados principalmente de rocas siliciclásticas mesozoicas y por tanto reciclados) y, en menor proporción, chert, feldespato potásico, plagioclasas y areniscas. Localmente pueden tener importancia los granos intraformacionales de caliche y/o lutitas cementadas derivados de la erosión del substrato. Suelen presentar una cementación por calcita esparítica en forma de mosaico cristalino equigranular y equidimensional.

Por lo que respecta a la composición de la fracción de minerales pesados en las areniscas existe una mezcla de minerales de origen, en último término, ígneo y metamórfico entre los que figuran por orden de abundancia: turmalina, micas, estauroлита, andalucita y, en menor medida, epidota, anatasa-brookita, circón+rutilo distena, apatito, granate y sillimanita. Salvo la presencia de estauroлита (siempre inferior al 10%) y, a veces, de distena, sillimanita y andalucita, el resto de los minerales, entre los que destaca mayoritariamente la turmalina, no refieren una fuente específica, aunque el alto valor del índice ZTR (% de la serie de minerales pesados no opacos constituida por circón, turmalina y rutilo), la escasez de feldespatos y el buen redondeamiento de los circones dan una notable madurez mineralógica de las areniscas, hecho que debe relacionarse con áreas fuentes mixtas sedimentario-metamórficas, aunque con mayor predominio de afloramientos sedimentarios.

Estas consideraciones sobre el área fuente de las areniscas, unidas a la ausencia de granos de calizas mesozoicas, al igual que ocurre también en las facies de conglomerados, refuerzan la consideración de que estos cuerpos de base canaliforme no están relacionados generalmente con las áreas fuentes cercanas (Honrubia-Pradales), por lo que claramente se aboga por su pertenencia a un sistema fluvial con área fuente más lejana

Las facies individuales (simbología según MIALL, 1978, 1992) son: Gm (gravas con estratificación horizontal), Gt (gravas con estratificación cruzada en surco), Gp (gravas con estratificación cruzada planar), St (areniscas con estratificación cruzada en surco), Sp (areniscas con estratificación cruzada planar), Sh (areniscas con estratificación horizontal) Se (superficies erosivas revestidas por clastos), Ss (areniscas con clastos asociadas a surcos con laminación difusa) Sl (arenisca con estratificación inclinada de bajo ángulo), Sm (areniscas masivas), Sr (areniscas con laminación de ripples).

A lo largo de la unidad —de este a oeste— se aprecia un cambio en la proporción de elementos arquitecturales, que corre paralelo, *grasso modo*, con una disminución del centil. Además, éste muestra un aumento de muro a techo de la unidad. Respecto a los elementos arquitecturales se constata la presencia de acreciones laterales (integradas principalmente por facies St, Sl, Se y Sr, por este orden) hacia el oeste y base de la unidad. Las acreciones fron-

tales (integradas por facies Sp y, en menor medida, Se, St, Sh, Sl y, a veces, Gt y Gm) están presentes generalmente en todos los rellenos de canal junto a las barras de arena (St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss y Sr) mientras que las barras de grava (Gm, Gt y, más escasamente, Gp) se encuentran principalmente hacia el techo y este de la unidad.

La interpretación conjunta de las unidades 21 y 22 (con las que se hallan genéticamente relacionadas, a su vez las unidades 25 y 25', descritas más adelante) representan los depósitos de acreción vertical de un sistema fluvial longitudinal que discurría de este a oeste la región siguiendo aproximadamente el eje del actual río Duero. Confirmadose esta interpretación por las direcciones obtenidas en la toma sistemática de paleocorrientes en los cuerpos canalizados que conforman la unidad 22, los cuales indican paleocorrientes hacia el oeste (véase ARMENTEROS, 1986a: fig. 4-15).

El área fuente de este sistema fluvial localizaba en la cordillera Ibérica, tanto en los paleorrelieves mesozoicos de la región al oeste y noroeste de Soria, como en aquellos de la parte meridional de la Cuenca de Almazán.

La cartografía conjunta de esta Hoja, y de las adyacentes situadas al NE y E (Aranda, Peñaranda, San Esteban y Ayllón), muestran claramente que este sistema fluvial provenía de ambas ramas de la Cordillera Ibérica, pero principalmente del borde septentrional, confluyendo muy probablemente al oeste de La Vid, puesto que el anticlinal de Langa (Hoja de San Esteban, NOZAL, *in litt.*) constituía un relieve positivo en medio del corredor de Almazán. El desarrollo cartográfico de las unidades 21-22 queda claramente reducido a lo largo de los afloramientos del río Riaza, por cuanto en esta zona, se intercalan tres litosomas calizos correspondientes a las unidades carbonatadas 25 y 25'. Estas calizas, corresponden a sistemas lacustres de carácter marginal alimentados tanto por el sistema transversal de abanicos aluviales (unidad 20) como el sistema fluvial longitudinal (21-22) en cuestión (ARMENTEROS, 1985, 1986a, 1986b).

El debilitamiento de la actividad diastrófica en el margen meridional de la Cuenca, produjo el retroceso de los sistemas aluviales asociados a este margen, y la progradación de los lacustres hacia dicho borde.

1.3.3.4. *Calizas estromatolíticas y/u oncolíticas (23). Margas y calizas (24). Aragoniense*

La primera unidad corresponde básicamente a facies carbonatadas de origen algal. Afloran en torno a Montejo de la Vega de la Serrezuela (afloramientos de la margen derecha del Río Riaza) y en las inmediaciones del ayo. de La Peña Blanca (vallejo del Charco) situados 4 km hacia el este y también en la margen derecha del Riaza. Su potencia máxima visible sobrepasa los 30 m. En transición y sobre esta unidad se dispone un conjunto margoso que presenta mayor desarrollo en esta última zona, siendo su espesor máximo de 15 a 20 m. La principal diferencia entre ambas unidades es la escasez de estructuras algales y la mayor modificación diagenética (rasgos de exposición y recristalización) en la unidad margosa.

Calizas con facies estromatolíticas y oncolíticas similares a estas (23) afloran en el borde septentrional de la Hoja (interfluvio Aranda-Arandilla) al este de Aranda de Duero (ermita de San

Pedro y Monte de la Calabaza), que si bien no presentan con ellas una conexión genético-sedimentaria, considerando la cota topográfica y las relaciones con las distintas unidades aflorantes, es evidente que corresponden también a la parte estratigráficamente más baja de la unidad (21).

La edad de ambas unidades parece bastante bien acotada superiormente para el caso de los afloramientos de Montejo y de la Peña Blanca, pues ambos aparecen recubiertos por los conglomerados en los que se localiza el yacimiento de Montejo, que se sitúa pocos metros por encima (discordante) del techo de 23 (24 no aflora, ¿erosionada? en el corte del yacimiento).

Estratigráficamente por encima del nivel del yacimiento, y en posición algo más al norte —1 km— se intercala una sucesión de al menos 50 m hasta la base de la unidad 26 (U. Páramo inferior), y que es equivalente a las unidades 21 y 22, ya descritas, y a las unidades 25 y 25', las cuales presentarían en consecuencia una edad Aragoniense medio-superior. En los afloramientos más orientales el techo de 24 es más moderno, hallándose próximo al contacto con la base de la unidad 26.

La unidad 23 está formada por calizas blanco-grisáceas compactas a ligeramente deleznales que por erosión dan un típico relieve de viseras y «tolmos», sobre todo en el afloramiento oriental. Forman bancos de espesor decimétrico a métrico, que generalmente tienen límites difusos. Se pueden reconocer dos tipos principales de facies; calizas algales y calizas micríticas con rasgos palustres.

Las calizas algales están formadas por estructuras oncoides milimétricas a centimétricas, sin evidencias por lo general de ordenamiento hidrodinámico, aunque en algunos niveles aparecen concentrados en la base. Pueden presentar posiciones de crecimiento *in situ*, así como estructuras de colapsamiento. En ocasiones, contienen una matriz silíceo-carbonatada formada por granos de cuarzo de tamaño arena y por fragmentos de micrita procedentes del colapsamiento y erosión de las estructuras criptalgales. Contienen restos de caráceas, gasterópodos y ostrácodos.

La porosidad primaria entre y dentro de las estructuras algales era muy abundante y está ocupada actualmente por limos calcáreos y cemento esparítico que, en cavidades grandes forman rellenos geopetales (limos calcáreos en la base que pasan al cemento esparítico final de relleno del poro).

Las facies micríticas palustres muestran un aspecto homogéneo en sección de muestra de mano, con coloraciones grises a ligeramente rosadas. Al microscopio presentan una recristalización desigual en forma de fábricas microesparíticas/pseudoesparíticas lo cual produce una pseudobrechificación (brechificación por recristalización) o textura grumosa, visible en muestra de mano cuando la recristalización es parcial. Las facies originales son biomicritas o micritas fosilíferas con caráceas, gasterópodos, ostrácodos y una serie de microfósiles (véase descripción detallada en unidad 25) de varias decenas de micras de tamaño relacionadas tal vez con formas alóctonas (foraminíferos, ?) procedentes del Cretácico Superior, sin que pueda descartarse su adscripción a algún otro grupo invertebrado. En algunos casos presenta pseudomorfos lenticulares (\varnothing m: 50 μ m) de calcita a partir de yeso, generalmente apiñados conformando nódulos irregulares milimétricos.

Esta unidad representa una sedimentación lacustre carbonatada. La gran abundancia de estructuras algales y la situación en un borde de cuenca sugiere lagos bien alimentados, relativamente estables y de escasa profundidad (presencia de caráceas y ausencia de facies laminadas) dentro del marco de un ambiente lacustre tobáceo, dominado por construcciones microbianas algales.

La presencia de algunos niveles de espesor decimétrico con facies algales clásticas, mezcladas con clastos de cuarzo, cuarcita y caliza sugieren una acumulación en canales fluviales que se interpretan como parte del sistema de alimentación hídrica de estos lagos.

En la parte superior de la unidad se registran varias secuencias métricas caracterizadas por una disminución de los componentes algales a techo de las mismas y la aparición de rasgos de exposición (presencia de yesos), indicando un cambio en la alimentación del sistema lacustre, dando lugar a fluctuaciones del nivel de la lámina de agua y al desarrollo de rasgos palustres.

La unidad 24 representa un tránsito gradual desde la anterior. Muestran un color blanco-grisáceo, aspecto pulverulento y estratificación mal definida. Está constituida por facies micríticas homogéneas, con recristalizaciones parciales y, a veces, con restos de gasterópodos; es frecuente la porosidad de tipo *vug*, ahora rellena por esparita. La escasez de rasgos sedimentarios originales indica un alto grado de inestabilidad de los lagos como consecuencia de la progradación del sistema de abanicos aluviales de Honrubia, que eliminó las condiciones lacustres estables representadas por la unidad 23.

Bruscamente se pasa en la vertical a la sedimentación aluvial conglomerática relacionada con el zócalo de Honrubia, que enlazaría directamente con la sedimentación del sistema fluvial longitudinal (21-22) y palustre (25-25') establecida a menos de 1 km al norte.

1.3.3.5. *Calizas y margas; calcretas (25), (25'). Aragoniense*

Ambas unidades aparecen intercaladas dentro del sistema sedimentario 21-22 con el que conforman un complejo sistema fluvio-lacustre. Su edad, como se ha comentado en el apartado anterior debe corresponder en gran medida al Aragoniense medio-superior. Ambas unidades están caracterizadas por una composición carbonatada y su coloración es blanco-grisácea a pardo-rosada. La diferenciación de ambas unidades es por su mayor (25') o menor (25) contenido en impurezas siliciclásticas, hecho explicable por la posición más marginal de 25' ocupando sectores cercanos al borde mesozoico de Honrubia. Afloran en las escarpadas laderas del río Rianza y en las de los valles afluentes a éste. Se reconocen en campo, dos niveles carbonatados de gran continuidad lateral, separados por tramos detríticos (21 y 22) con una potencia media de 6 m (el inferior) y 10 m el superior. Se acuñan hacia el norte, noroeste y este. Debido al predominio de las facies fluviales del sistema longitudinal (21-22) y hacia el sur, acuñándose entre las facies finas distales del sistema de abanicos aluviales meridional (20).

Son fácilmente diferenciables en campo, aunque a nivel de afloramiento se observa una transición tanto en la base como en el techo de las calizas a los detríticos pardorrojizos de 21 y 22. El paso a las facies calizas desde estos últimos, se realiza a lo largo de un tramo (1 a 2 m)

que muestra un cambio progresivo desde caliches nodular-masivos pardorrojizos a caliches masivos rosados y, finalmente, a las calizas grises de las unidades aquí tratadas.

El nivel calcáreo superior suele intercalar en su parte media un nivel de caliche masivo pardorrojizo. Tanto 25 como 25' presentan una estratificación, de límites generalmente difusos, en capas de 0,5 a 1,5 m; algunos límites de capas litológicamente homogéneas son oblicuos a las superficies horizontales de estratificación sedimentaria, o bien son muy irregulares, hechos que sugieren la génesis de una neostratificación por los procesos edáfico-diagenéticos característicos de este tipo de unidades, como se verá más adelante.

Por su composición (contenido fósil, otros aloquímicos y abundancia de siliciclásticos) y tipos de microestructuras secundarias se reconocen tres tipos principales de facies carbonatadas, que por orden de abundancia son: a) facies de calizas palustres; b) facies de caliches, y c) facies de calizas lacustres.

Las facies de calizas palustres son con diferencia las más abundantes tanto en 25' como en 25. Su contenido en siliciclásticos (cuarzo sobre todo) es inferior al 5% (2-5%). Su característica principal es la presencia de restos fósiles de gasterópodos, ostrácodos, caráceas, restos de estructuras estromatolíticas (oncoides) y unos componentes, a veces muy abundantes que, por su morfología, se han atribuido a foraminíferos. Estos presentan en sección formas circulares individuales o solapadas en número de dos o tres; a veces, presentan una forma espiralada inserta en un monocristal de calcita de sección circular. Su tamaño es muy constante: de 40 a 60 μm y su origen es incierto. Se barajan dos hipótesis, la primera indica un origen alóctono, con procedencia del Cretácico Superior carbonatado marino (componentes fósiles removilizados), mientras que la segunda asigna estas formas a medios lacustres carbonatados efímeros como los de las unidades en cuestión.

En favor de esta segunda hipótesis está el hecho de su gran abundancia en algunos niveles y, por otro lado, la circunstancia de que en facies finas adyacentes de origen fluvial (unidad 21) no aparezcan.

La hipótesis alóctona está apoyada por el hecho de aparecer formas similares en rocas carbonatadas paleógenas y miocenas de origen palustre en diversas cuencas que tienen como característica común su relación con áreas fuentes carbonatadas del Cretácico Superior.

Otros componentes no fósiles están representados actualmente por pseudomorfos de calcita a partir de yeso lenticular submilimétrico de tipo intersticial. En cuanto a las microestructuras palustres más características, destacan las siguientes: micrítica masiva, grumosa, grumoso-peletoidal, peletoidal, peletoidal-oidal y vermiforme (según clasificación de ARMENTEROS y DALEY, 1998). La porosidad asociada a estas microestructuras está representada por formas en canal (en secciones circulares, elípticas y alargadas), en cuña (asociada a una red de planos unidos reticularmente), circumnodular (en torno a elementos texturalmente diferenciados), vermiforme (porosidad en secciones circulares, elípticas y alargadas, en ocasiones divididas interiormente por septos).

La presencia de fósiles límnicos, el desarrollo de las microestructuras que se acaban de describir y la abundancia de estas facies sugiere que las calizas palustres representan la sedimenta-

ción de lagos de márgenes fluctuantes con condiciones de exposición severas que afectaban a grandes áreas del dominio lacustre; los lagos estaban rodeados de llanuras aluviales con sedimentación de finos y escasa pendiente que amortiguaban el aporte de terrígenos a los mismos.

Las facies de caliche suelen aparecer a muro y techo de las calizas palustres, representando el tránsito habitual a las facies finas aluviales de la unidad 21. En campo presentan una estructura nodular (desde nódulos irregulares a formas prismáticas elongadas verticalmente) a masivo-nodular. Su coloración es de tonos rosas a pardorrojizos y su contenido en terrígenos (granos de cuarzo principalmente y algún feldespato, de tamaño limo a arena fina) es variable (5-30%). Estos granos flotan dentro de un mosaico de tamaño variable (micrítico a esparítico) que se extiende de forma continua (microestructura masiva —u homogénea— generalmente).

Pueden presentar porosidad en canal (porosidad relacionada con la actividad de organismos), en cuña (porosidad planar relacionada con agrietamiento por pérdida de agua), que se rellenan de esparita. Parte del mosaico calcítico continuo es de reemplazamiento de la matriz terrígena siliciclástica original, de la que sólo se preservan los granos mayores (cuarzos). Estas facies representan un proceso de carbonatación y cementación calcítica sobre las facies lutíticas de llanura de inundación que circundaban las áreas lacustres. Su origen tendría que ver con perfiles edáficos cuyo aporte de carbonato vendría suministrado principalmente por niveles freáticos próximos a superficie y conectados con los cuerpos lacustres.

Las facies propiamente lacustres (sin apenas rasgos de exposición) son relativamente escasas y están limitadas a niveles muy delgados. Corresponden a micritas fosilíferas y biomicritas (*wackestones*) con gasterópodos, ostrácodos, caráceas y restos de oncoides. A veces, presentan texturas *packstones* fosilíferas que suelen relacionarse con la abundancia de restos de estructuras algales. Las facies lacustres representan la sedimentación en zonas del lago relativamente estables que ocupaban la parte central del dominio lacustre en épocas de nivel alto, o bien zonas marginales con mayor proximidad a las zonas de recarga meridionales (en relación con el sistema aluvial de Honrubia), las cuales estaban menos sujetas a los cambios periódicos de nivel.

El sistema sedimentario formado por las facies lacustres, palustres y de caliche asociadas representa un conjunto de lagos (subcuencas) entre un sistema fluvial longitudinal (serie detrítica de Aranda) y un sistema aluvial marginal.

1.3.3.6. *Calizas y margocalizas; calcretas (26), (26')*. «*Calizas inferiores del Páramo*» (*Páramo inferior*). *Aragoniense-Vallesiense?*

Esta unidad se extiende de este a oeste por la parte central de la Hoja tanto al norte como al sur del río Rianza y del arroyo de la Nava, situándose estratigráficamente por encima del sistema sedimentario integrado por las unidades anteriormente descritas. Su potencia máxima es de 25 m en las proximidades de Hontangas.

Conforma una plataforma estructural de amplio desarrollo que constituye el primer gran escalón del relieve formado sobre la sucesión neógena en este sector de la Cuenca del Duero

y que se conoce como superficie del páramo inferior; de aquí deriva la denominación de la unidad.

Presenta una estratificación en bancos tabulares con espesores de 0,5 a 1 m. Tanto en la base como intercalados, presentan niveles rosados que contrastan con el color blanco-grisáceo de la unidad. El tránsito desde la unidad siliciclástica inferior (22) se realiza mediante un nivel de caliche pardorrojizo a rosado de 1 m de espesor con estructura nodular a masiva. El tránsito a la unidad detrítica superior («detrítico inter-páramos», 27) se hace de forma gradual, aunque rápida mediante un nivel de caliche masivo blanco.

En la parte occidental de la Hoja, y en el entorno de Haza, existe un nivel calizo de 6 a 8 m de espesor por encima del nivel «principal» de la unidad, que esta separado de éste por un caliche masivo-nodular, de color pardorrojizo y de 2,5 m de espesor. Sus características litológicas son similares a las calizas infrayacentes, razón por la cual este nivel se ha incluido en ésta.

Progresivamente hacia el este va disminuyendo de potencia a la vez que intercala más detríticos (27), individualizándose perfectamente ambos niveles (páramos) calcáreos. En el interfluvio Rianza-Duero, conforma apreciables planos a cotas unos 15-20 m por encima del Páramo inferior, al O y SO de Campillo de Aranda (Los Llanos de Haza, Los Aldemunios, Cotarro Blanco, El Blanco), o discretos cerros testigo de cumbre plana al SE de Campillo (Pericuesta) y al S de Fuentelcésped (Carramontejillo, Alto del Nogal, Loma las Navazas). Al sur del Rianza este nivel también está claramente individualizado, e incluso entre La Sequera de Haza y Moradillo de Roa se intercalan al menos dos niveles.

La asociación de facies de esta unidad no difiere significativamente de la unidad 25; como en ésta, se reconocen tres facies calcáreas principales: a) facies palustres; b) facies lacustres, y c) facies de caliche.

Las facies palustres representan el mayor volumen de la unidad. Su contenido en terrígenos (granos de cuarzo y, en menor proporción feldespatos potásicos y micas, de tamaño limo/arena fina) es inferior al 3%. Los restos fósiles, a veces muy escasos, están representados por gasterópodos y ostrácodos; en menor proporción, caráceas y restos de estructuras algales de tipo oncoide. Además, suele ser omnipresente la presencia de los mismos componentes de asignación dudosa encontrados en la unidad 25 y a cuya descripción e interpretación se remite a este respecto. Presentan, como en 25, una amplia asociación de microestructuras secundarias que refieren un excelente ejemplo del espectro de facies palustres.

Las microestructuras más abundantes son las masivas (mosaicos micríticos relativamente homogéneos), grumosas, grumoso-peletoidales, peletoidales y peletoidal-oidales; más dispersas son las microestructuras vermiformes, caracterizadas por una porosidad de secciones circulares, elípticas y longitudinales —en canal— con división interna por septos micríticos. La diferenciación de elementos secundarios (microestructuras grumosas, peletoidales, ooidales) tiene lugar por procesos postsedimentarios sin que la existencia de texturas peletoidales y ooidales signifique, por lo general, una génesis relacionada con flujos sobre el fondo lacustre.

El proceso de diferenciación nodular (por nódulo se entiende aquí cualquier cuerpo diferenciado de la masa encajante por separación física, textura y/o composición) es complejo y está

favorecido por los procesos de bioturbación vegetal (raíces) y por episodios de sequía estacional que llevan a la disgregación de la masa homogénea y continua que constituían los fangos carbonatados originales. Una de las vías de diferenciación nodular consiste en el desarrollo de texturas granulares (peletoidales y ooidales) a partir de texturas originales micríticas altamente homogéneas mediante el paso por numerosos estadios intermedios (ARMENTEROS y DALEY, *op. cit.*).

Los elementos diferenciados (nódulos) pueden presentar también texturas cristalinas diferentes a la matriz, tienen formas subcirculares en sección (\varnothing : 100 μm a 2 mm) y se reconocen dos tipos principales. Los primeros son más oscuros que la matriz encajante, pudiendo representar restos de la primitiva textura; los segundos son más claros con luz natural y más abundantes, estando caracterizados por una porosidad intercristalina muy extendida entre mosaicos cristalinos ligeramente mayores que la matriz micrítica encajante. Ambos tipos aparecen rodeados por una grieta que se suele rellenar con esparita, hecho que permite reconocerlos más fácilmente. El segundo tipo suele relacionarse con una estructura alveolar septal debida a la actividad de raíces. A estas microestructuras se asocian diversos tipos de porosidad entre la que destaca la porosidad en canal con diferentes formas (\varnothing : 200 μm , en secciones circulares, elongadas sinuosas, elípticas), en planos curvos (circumnodular) y planares de anchura generalmente submilimétrica. Cuando los poros planares se interconectan (anastomosamiento) dan un aspecto lajado subhorizontal a determinados niveles, pudiendo llegar a generar niveles brechificados con colapsamientos locales. Algunas cavidades mayores asociadas a estos niveles bréichicos y a porosidades secundarias de tipo vug son ocupadas por secuencias de rellenos geopolitales. Es frecuente la recristalización a microesparita así como la presencia de pseudomorfo de calcita a partir de yeso intersticial microcristalino, cuyas lenticulas suelen aparecer agrupadas en nódulos de diámetro \leq ó \geq 1 mm.

La asociación de características sedimentológicas y paleoedáficas descritas indican que estas facies carbonatadas llevan la impronta de una intensa transformación por exposiciones subaéreas periódicas que alternan con episodios de sedimentación fangosa carbonatada en lagos muy someros (tal como se indicó para las facies palustres de la unidad 25-25'), de baja energía y sometidos a drásticas fluctuaciones de nivel en función de las oscilaciones climáticas. La aparición frecuente de vestigios yesíferos hacia el sector oeste de la Hoja es coherente con la posición más distal del sistema lacustre en esta zona, más alejada de las posibles áreas de alimentación situadas al E y SE.

Las facies de caliche tienden a ser masivas a masivo-nodulares, en capas de 0,5 a 1 m de espesor, de color pardorrojizo a rosado. Suelen ubicarse en la parte basal de la unidad, aunque también se han observado niveles de caliche en el tránsito a la unidad suprayacente (27). Al microscopio están constituidas por un mosaico micrítico a microesparítico en el que se dispersan granos de cuarzo, y más escasos, de feldespato potásico, cuarcita y micas; son de tamaño limo-arena fina, se hallan en proporciones del 5 a 12% y suelen presentar el borde corroído. Presentan una porosidad submilimétrica (\varnothing m: 100 μm) de tipo planar (grietas) y en forma de canal (asociada a bioturbaciones) con secciones variables. En algunos casos se observa una dolomitización parcial (\varnothing m de cristal: 10-12 μm). Como en el caso de las facies de caliche de 25 y 25' corresponden a caliches edáficos sometidos a la influencia de un nivel freático próximo a superficie.

Las facies de caliche representan una acumulación secundaria de carbonato en el seno de facies lutítico arenosas principalmente, dentro de un marco de llanura aluvial distal (*alluvial plain*) que flanqueaba las áreas con sedimentación lacustre.

Las facies lacustres forman capas masivas de límites difusos y espesores inferiores a 1 m que están distribuidas de forma dispersa, siendo más frecuentes en el sector oriental, donde pueden ser localmente dominantes. Corresponden a biomicritas (wackestones) de gasterópodos, ostrácodos, caráceas y, a veces, con abundantes componentes de origen algal (oncoides de Ø entre 1 y 4 mm); el contenido en terrígenos, sobre todo granos de cuarzo, es inferior al 2%.

Su asociación con facies palustres y la escasez de rasgos de exposición y de laminación indican una sedimentación en lagos permanentes de escasa profundidad, correspondientes a las zonas centrales y/o a zonas próximas a la recarga meridional del sistema lacustre, ligada al borde de Honrubia. A pesar del amplio desarrollo del sistema, las condiciones de sedimentación lacustre están marcadas por la escasa profundidad de los lagos y el dominio de condiciones climáticas que favorecen las fluctuaciones de nivel y la génesis de facies palustres. Además la expansión de las facies carbonatadas a amplios sectores de la Cuenca del Duero, tanto marginales como del centro de cuenca, sugiere una etapa de especial estabilidad tectónica que hace retraer los sistemas aluviales y, en especial, los sistemas fluviales longitudinales este-oeste procedentes del corredor de Almazán, de gran influencia en la sedimentación de la mitad septentrional de esta Hoja.

1.3.3.7. *Limos y areniscas, margocalizas y limos. «Detrítico interpáramos» (27). Vallesiense*

Se trata de una unidad mayoritariamente detrítica aunque de litología variada, que incluye otros litotipos diferenciados cartográficamente y que serán descritos en sus respectivos apartados (28, costras carbonatadas; 29, limos rojos; y 30, areniscas y conglomerados). Se dispone directamente sobre la unidad 26, salvo en Haza, donde muestra una interdigitación con la parte superior de esta unidad carbonatada. Se corresponde con la «serie detrítico carbonatada» de la Unidad Superior de ARMENTEROS (1986a).

A continuación se hará una descripción de la unidad en dos apartados referidos respectivamente a los sectores oriental y occidental de la Hoja donde se presentan variaciones de facies significativas.

En el sector oriental está formada por facies siliciclásticas lutítico-arenosas de color pardorrojizo, siendo su potencia máxima de unos 50 m. Está constituida por secuencias detríticas granodecrecientes dominadas por facies lutíticas y lutítico arenosas en las que se intercalan niveles lenticulares de areniscas. Son sublitas con predominio de granos de cuarzo (> del 75%) y, en menor medida, feldspatos, fragmentos de roca (principalmente cuarcita y algunos granos intraformacionales de caliche) que presentan una cementación calcítica poiquilítica de origen freático que en parte, es reemplazante.

Los minerales pesados dominantes son anatasa-brookita y micas; en menor medida, circón-rutilo, estaurólita y granate, que indicarían un área fuente con componente metamórfica (*in situ* o reciclada) importante.

Los cuerpos formados por facies gruesas (areniscas y areniscas conglomeráticas) presentan formas tabulares cuya base erosiva es relativamente plana; a veces, muestran una superposición dando lugar a cuerpos complejos. Su anchura varía de 20 a 50 m y su espesor de 2 a 4 m. Están constituidos principalmente por facies de areniscas con estratificación cruzada en surco (St), areniscas con clastos intraformacionales recubriendo surcos erosionales (Se), areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), areniscas masivas (Sm) y areniscas con laminación de ripples (Sr), siguiendo la terminología de MIALL.

Algunos cuerpos están caracterizados por la presencia de oncoides (\emptyset variable: 1-12 cm) y de numerosos clastos de caliche intraformacionales (glaébulas); muestran facies St principalmente. Estas facies se agrupan en elementos arquitecturales entre los cuales destacan las macroformas de acreción corriente abajo, así como las mesoformas (barras) arenosas lenticulares correspondientes a pequeñas barras y a rellenos de canales menores. Las paleocorrientes presentan una fuerte componente hacia el oeste.

El resto de facies de la unidad en esta zona está dominado por facies lutíticas masivas pardorrojizas con intercalación de caliches nodulares. La proporción de estas facies finas con respecto a las gruesas de relleno de canal aumenta en un 50% (parte occidental de la Hoja) hacia el oeste, hecho que está de acuerdo con la distalidad del sistema fluvial en ese sentido, confirmado por las medidas de paleocorrientes y por el paso progresivo de estas facies fluviales a las facies lacustres carbonatadas bien representadas en la zona occidental de la Hoja.

Lo limitado de los afloramientos en este sector, no permite observar una secuencia lateral de rellenos canalizados y, en consecuencia, es difícil precisar el tipo de red fluvial que éstos representan. Las características sedimentológicas, paleocorrientes y correlación de estos rellenos canalizados con los que aparecen en el sector occidental de la Hoja parecen indicar una red fluvial de canales ligeramente sinuosos de entidad mediana que se perderían progresivamente hacia el oeste de la Hoja casi en su totalidad.

En el sector occidental la composición litológica de la unidad cambia substancialmente hasta el punto de predominar las facies carbonatadas sobre las siliciclásticas. Entre estas últimas, bien expuestas entre Fuentelcésped y Moradillo de Roa, destacan las facies de lutitas masivas pardorrojizas, ligeramente arenosas y con carbonatación difusa, que se asocian a facies de caliches nodulares, masivo-nodulares y a cuerpos canalizados de 1 a 2 m de espesor y de 10 a 20 m de anchura.

Estos están constituidos por areniscas que pueden presentar oncoides dispersos y/o por facies eminentemente oncolíticas cuya matriz está formada por micrítica grumosa (derivada de la rotura de oncoides), restos fósiles (gasterópodos, ostrácodos y caráceas) y granos de cuarzo, cuarcita y feldespatos de tamaño arena fina-media. La matriz y los oncoides se hallan bien cementados por esparita. Los oncoides (\emptyset : 2 mm a 15 cm) presentan núcleos diversos: concha de gasterópodo, fragmentos de caráceas, valvas de ostrácodos y de lamelibranquios (*Unio*) e incluso fragmentos de oncoides. Estos cuerpos canalizados muestran estratificación cruzada en surco (St) y, en menor proporción, estratificación horizontal, que integran elementos arquitecturales representados principalmente por acreciones laterales y barras arenoso-oncolíticas como rellenos de canales menores.

Muchas veces estos depósitos de relleno de canal pasan gradualmente a facies margosas y calizas blanco-grisáceas en capas decimétricas de límites difusos que muestran microfácies micríticas con restos de gasterópodos y ostrácodos y con abundantes microestructuras secundarias: masivas con porosidades en canal (\varnothing m: 0,4 mm), grumosas, grumoso-peletoidales, peletoidales y brechificadas (estas caracterizadas por porosidad planar de grietas anastomosadas); es característico de todas ellas la formación de nódulos submilimétricos (\varnothing m: 200 μ m) de igual textura que el encajante o de textura micrítica poco densa, microesparítica o esparítica, y a veces destacados por el desarrollo de grietas circumnodulares.

Las paleocorrientes indican direcciones hacia el oeste, norte y noroeste, si bien con una componente preferencial hacia el oeste, lo cual unido a la composición principalmente cuarzosa de las areniscas induce a pensar en un sistema fluvial adyacente a la zona distal de abanicos aluviales de Honrubia y, en líneas generales, transversal a éstos, sin que exista una relación directa con estos abanicos (véase, para más detalles, ARMENTEROS, 1986a, pp. 389-393).

Esta sedimentación corresponde a un sistema fluvial «tobáceo» caracterizado por pequeños canales con relativa sinuosidad (presencia de acreciones laterales) que se perdían hacia el oeste tanto dentro como fuera de la Hoja y daban paso a encharcamientos carbonatados someros de márgenes fluctuantes. La sedimentación de éstos, está representada por las facies carbonatadas con fuerte impronta palustre que los caracteriza.

Entre las facies carbonatadas de este sector occidental de la unidad, destacan facies similares a las descritas en los rellenos canalizados. Son muy abundantes (más de la mitad del espesor de la unidad) entre Adrada de Haza y Fuentemolinos, donde sustituyen en buena medida, por cambio de facies, a las facies siliciclásticas dominantes en el sector oriental. En realidad existe una zona de tránsito (entre Fuentelcésped y Moradillo de Roa, donde están preservados sólo los 10-20 m inferiores de la unidad) desde este sector al occidental en el que empiezan a desarrollarse facies carbonatadas asociadas a cuerpos arenoso-oncolíticos y a niveles arcillosos y de caliches, tal como se ha descrito en el párrafo anterior.

En conjunto, las facies carbonatadas se presentan en niveles de 2 a 6 m que, a su vez, están estratificados en capas de 30 a 70 cm de colores blanco-grisáceos. Presentan generalmente un aspecto masivo y algunos niveles muestran un lajado centimétrico discontinuo.

Al microscopio están constituidas por micríticas, cuyas microestructuras son de origen secundario, como en el caso de otras unidades carbonatadas descritas anteriormente, y a veces, acompañadas de recristalización. Entre las más frecuentes figuran las microestructuras masivas, grumosas, grumoso-peletoidales, en este orden en las que es común la presencia de nódulos (claros con luz natural) y de diámetro submilimétrico a 1 mm; están constituidos por mosaicos micríticos a microesparíticos finos que presentan mayor porosidad intercrystalina que la masa micrítica encajante.

Predomina la porosidad en canal submilimétrica (generalmente relacionada con raíces) y, en menor medida, la porosidad planar por brechificación tanto en planos rectos como curvos en torno a nódulos. Entre los fósiles, que aparecen dispersos, se observan gasterópodos, ostrácodos y, más raramente, caráceas.

Las facies de caliche dentro del sector occidental son más frecuentes en la zona de tránsito mencionada (Fuentelcésped-Moradillo de Roa). Forman niveles métricos (1-3 m), de aspecto masivo o con estructura masivo-nodular y generalmente compactos, sin embargo, cuando están presentes bajo los rellenos canalizados arenoso-oncolíticos suelen tener un aspecto margoso deleznable. Al microscopio, forman mosaicos calcíticos de diámetro cristalino variable con granos de cuarzo dispersos (2-10% y \varnothing inferior a 0,2 mm).

En resumen, la unidad 27 representa la sedimentación de un sistema fluvial de tendencia distal, bien desarrollado en la mitad oriental y con paleocorrientes hacia el oeste. Conforme pasa al centro de la Hoja muestra un mayor contenido en estructuras algales indicando una evolución en el sistema hacia condiciones aún más distales, aumentando la concentración de carbonatos en las aguas, lo que favorece el desarrollo de estructuras oncolíticas en los propios canales. La tendencia distal hacia el oeste está confirmada además por la presencia de acreciones laterales en los rellenos canalizados y su asociación con carbonatos palustres. En el sector más occidental de la unidad, el sistema fluvial pasa en al menos tres niveles a una sedimentación palustre con amplio desarrollo de orlas donde predomina la formación de caliches. El sistema lacustre estaba constituido por lagos muy someros de escasa pendiente y márgenes fluctuantes, como lo prueba el predominio de microestructuras de exposición y la práctica ausencia de facies lacustres. En consecuencia, el sistema fluvial perdía importancia hacia el oeste en beneficio de los sistemas lacustres y de las llanuras aluviales distales.

1.3.3.8. *Costras carbonatadas acintadas, brechas de costras (28). Vallesiense*

Se localizan en la parte oriental de la Hoja, bordeando el Cretácico. Está constituida principalmente por facies de caliche que se intercalan dentro de la parte superior de la unidad de abanicos aluviales (20). Muestran en campo una estructura masiva, bréchico-nodular, pisolítica y/o laminar, son de color pardorrojizo claro con algunas vetas grises milimétricas (constituidas por cemento de relleno de grietas) que forman un retículo irregular. El contenido en carbonato (mosaico de calcita microcristalina) varía del 70 al 80% y el residuo insoluble está formado por arcillas y cuarzo limo-arenoso. Sus microestructuras más frecuentes son: grumosa, grumoso-peletoidal y laminar; esta última tanto en forma de niveles centimétricos subhorizontales como en envueltas concéntricas en torno a núcleos diversos, a veces creados secundariamente.

Estas costras se atribuyen al desarrollo de perfiles superpuestos de caliches sobre facies lutíticas con pequeñas intercalaciones de conglomerados carbonatados finos, e incluso directamente sobre las calizas mesozoicas.

La densidad de los encostramientos y la intensidad de la epigénesis carbonatada (que a veces borra todo registro de material previo) permiten suponer durante un largo período de tiempo una baja, o incluso nula tasa de sedimentación, y la existencia de periodos de sequía que alternaban con otros más lluviosos en los que tenía lugar el retrabajamiento y transporte de las costras carbonatadas.

1.3.3.9. *Limos rojos (29). Vallesiense*

Se ha diferenciado cartográficamente un tramo muy significativo formado por varios niveles de 3 a 4 m de espesor, intercalado dentro la unidad 27, localizado en el borde occidental de la Hoja, entre las localidades de Fuentemolinos y Adrada de Haza.

Están constituidos principalmente por lutitas arenosas que presentan generalmente una carbonatación difusa con algunos niveles constituyendo caliches masivo-nodulares. Representan facies de llanura aluvial distal en momentos de máxima progradación hacia el oeste, del sistema fluvial longitudinal de la unidad 27.

La precipitación de calcita en perfiles de caliche edáficos está relacionada con a la influencia de niveles freáticos someros relacionados con los frecuentes encharcamientos en esta parte de la unidad.

1.3.3.10. *Areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intraclastos carbonatados y oncoides (30). Vallesiense*

Se incluyen aquí varios lentejones de areniscas y conglomerados cuarcíticos que aparecen en la parte oriental cerca del borde de Hoja, justo por debajo de las calizas del Páramo superior de Cuerno Blanco. Forman parte del sistema fluvial bien desarrollado en la mitad occidental de la Hoja y constituyen los rellenos canalizados descritos dentro de la unidad 27.

1.3.3.11. *Calizas y margocalizas. «Calizas superiores del Páramo» (Páramo superior) (31). Vallesiense-Turoliense inf.?*

Esta unidad representa, con los datos cronoestratigráficos disponibles (ALBERDI, *et al.*, 1981; ARMENTEROS, 1986a) el tramo superior de la sucesión miocena en la Hoja. Se correlaciona (ARMENTEROS, 1986a) con el nivel carbonatado en el que se encuentra el yacimiento de los Valles de Fuentidueña, situado a unos 12 km del ángulo suroeste de esta Hoja, y en esa misma dirección, dentro de la Hoja de Olombrada (402), y que aporta una edad Vallesiense inferior (MN9: ALBERDI, *et al.*, *op. cit.*).

Sobre estas calizas se desarrolla la superficie topográficamente más alta existente —«Páramo superior»— sobre el relleno terciario en la región.

Los afloramientos orientales corresponden a la Litofacies Calizas Castillejo de Robledo (ARMENTEROS, 1986a). Su espesor máximo aquí es de 6 m, superando los 20 m en la Hoja de San Esteban de Gormaz. Presentan coloración blanco-grisácea y forman bancos compactos de 0,5 a 1 m de límites difusos que se pierden lateralmente. Están constituidos por facies de calizas micríticas («mudstones» a «wackestones») ligeramente fosilíferas (gasterópodos, ostrácodos, caráceas, así como componentes posiblemente atribuibles a foraminíferos que han sido descritos también en la unidad 25). Presentan microestructuras típicas de facies secundarias de tipo palustre, similares a las descritas en las unidades 25, 26 y 27, entre las que destacan las grumosas, grumoso-peletoidales y bréchico-nodulares; representando la transformación de sedimentos carbonatados de lagos someros con frecuentes oscilaciones estacionales.

Los afloramientos occidentales de la unidad conforman la superficie del páramo más alto, el cual aparece biselado por la base erosiva del sistema de abanicos aluviales pliocuaternarios (?). En algunos casos se preserva parte del perfil de alteración (1-2 m) asociado al desarrollo del pedimento plioceno; aquel está constituido básicamente por una alteración de las calizas micríticas a texturas pseudoesparíticas cementadas y/o deleznales de colores abigarrados. Su potencia máxima en esta zona está próxima a los 10 m, incrementándose hacia el oeste, fuera de la Hoja, como consecuencia del cambio oblicuo de facies observado en su parte inferior, que desciende hacia el oeste. Corresponde a la Litofacies Calizas de Moradillo de Roa (ARMENTEROS, 1986a). Presenta una estratificación en bancos de unos pocos dm de potencia y de límites mal definidos. Sus facies presentan texturas micríticas («mudstones/wackestones») con fósiles dispersos (gasterópodos, ostrácodos, caráceas...).

Al microscopio se observan numerosas microestructuras típicas de facies palustres, entre las que destacan las masivas con porosidad en canal, grumosas, grumoso-peletoidales, nodulizadas (nódulos con mosaico «abierto» de micrita-microesparita, rodeados de una grieta) y brechificadas por fisuras planas anastomosadas de espesor submilimétrico a milimétrico.

Sin duda, los elementos secundarios más característicos son los nódulos (0,2-0,4 mm) que presentan una variada textura cristalina, una distribución irregular (dispersos o en estrecho empaquetamiento) y formas subcirculares a circulares en sección. En algunos casos son elementos micríticos oscuros rodeados de un encajante micrítico más claro; otras veces, son micríticos de textura más abierta y de color más claro que la matriz; y los hay también ocupados por esparita rodeada por una película micrítica. Están asociados a una porosidad de diámetro similar a los nódulos cuyas formas son en canal con los extremos romos (a veces en secciones alineadas) y en poros planares de extremos acuñados.

El origen de los nódulos y rasgos asociados no está del todo claro, aunque parece probable su relación con procesos de humedecimiento y secado, consecuencia de los ciclos de inundación-desección que afectaban a los barros micríticos de este sistema lacustre (ARMENTEROS y DALEY, 1998). Este presentaba encharcamientos someros sometidos a constantes fluctuaciones de nivel que afectaban a amplias áreas y, en ocasiones, a todo el sistema. Esta unidad muestra en conjunto una expansión tanto hacia el este como hacia el borde meridional de cuenca, llegando en este último caso a solapar los relieves cretácicos al final de la sedimentación de la unidad. Este hecho se correlaciona, como en el caso de la unidad 26, con una situación de especial estabilidad tectónica para este borde de la cuenca, caracterizado por una disminución general de los aportes aluviales.

1.3.4. Plioceno

1.3.4.1. Arenas, limos y arcillas rojas, gravas cuarcíticas. «U. Detrítica superior» (32). *Plioceno?*

Estos depósitos corresponden a las «facies rojas» plio-cuaternarias de ORDOÑEZ, *et al.* (1976), a los abanicos plio-pleistocenos de MOLINA y ARMENTEROS (1986), y en la tesis de este último autor, al tramo inferior de lutitas arenosas de la Litofacies Lutítico-Conglomerática de Aldeanueva de la Serrezuela.

Varios hechos apoyan la existencia de una discontinuidad estratigráfica (disconformidad a discordancia de bajo ángulo) entre esta unidad y el substrato mioceno sobre el que se apoya (unidades 20 y 31): a) su posición estratigráfica a techo de la serie miocena sobre la que se dispone erosivamente, reconociéndose la existencia de un exokarst tanto sobre las calizas del Páramo superior como sobre las facies conglomeráticas fuertemente cementadas (por ejemplo, Aldehorno y, en la Hoja de Olombrada, cerca de Torreadrada); b) la drástica diferencia en la composición litológica de los cantos (son monogénicos —cuarcíticos— en un 95%) con respecto a la de las facies conglomeráticas subyacentes (cantos poligénicos: cuarcíticos, calcáreos y pizarrosos) de la unidad 20, a pesar de que provienen de la misma área madre (ARMENTEROS, 1986a; MOLINA y ARMENTEROS, *op. cit.*).

La potencia máxima observada oscila en torno a los 15-20 metros en las inmediaciones de Aldehorno, acuñándose hacia el norte; presentando la superficie basal una pendiente entre el 10 y el 15 por mil también hacia el norte.

Los afloramientos presenta un aspecto homogéneo y masivo pero que en detalle, están formados por lutitas arenosas con niveles de arenas lutíticas e intercalaciones decimétricas dispersas o hiladas de cantos de cuarzo y cuarcita (centil < 6 cm); Los depósitos son de intenso color rojo (10R 3/4 a 10R 4/6) y la fracción arcillosa está formada por la asociación caolinita-illita (mica), con dominio de la primera (ORDOÑEZ, *et al.*, *op. cit.*; MOLINA y ARMENTEROS, *op. cit.*). Los trabajos referidos indican que este tramo inferior (unidad 32) forma con las facies predominantemente conglomeráticas de la siguiente unidad una asociación, por lo que la interpretación de ambas unidades se hará conjuntamente en la descripción de (33).

1.3.4.2. Conglomerados cuarcíticos. «Rañas» (33). Plio-pleistoceno

Esta unidad de gravas se dispone a techo de la unidad anterior y forma un canturreal de cuarzos y cuarcitas con un espesor máximo de 4 m. Este recubrimiento tapiza un replano de piedemonte muy característico por su composición silíceo y situación geomorfológica, coincidiendo en estos rasgos, con otros pedimentos de edad pliocuaternaria conocidos en diversas zonas de la península como «Rañas», antecedentes inmediatos de la red fluvial cuaternaria en las grandes cuencas españolas. Si bien, existe heterocronía en el desarrollo de estos sistemas aluviales debido a su progresiva implantación por la erosión retrocesiva en cada una de las cuencas.

Dentro de esta unidad morfológico-sedimentaria se reconocen dos facies de gravas; la primera de ellas está formada por cantos redondeados de cuarzo y cuarcita de centiles respectivos de 4 y 14 cm, con matriz arenosa, que forman principalmente facies Gm (estratificación horizontal) con imbricación de cantos y, en menor medida, Gp (estratificación cruzada planar) y Gt (estratificación cruzada en surco).

Suelen formar cuerpos lenticulares poco marcados de 10 a 40 cm de espesor. Esta facies pasa a las facies lutíticas de la unidad anterior a través de una alternancia de cuerpos decimétricos de facies conglomeráticas —y/o de arenas lutíticas con cantos dispersos— y de facies lutíticas arenosas/arenosas lutíticas. Y en esta característica se diferencian principalmente de las facies de gravas que forman el «canturreal superficial», las cuales muestran sólo una estratificación

horizontal difusa y suelen presentar un contacto basal erosivo con las anteriores o sobre las facies lutíticas de la unidad subyacente.

Presentan una decoloración a tonos pardos claros. La primera facies conglomerática representa la sedimentación en cauces fluviales trenzados someros, de escaso confinamiento lateral y de relativamente alta eficacia de transporte. Esta se asocia a una sedimentación de facies finas (unidad 32) en las áreas entre canales. El aumento de la carga de gravas hacia el techo del conjunto de las dos unidades (secuencia granocreciente) se debe a que en un primer momento tiene lugar el desmantelamiento de un potente manto de alteración desarrollado a lo largo de buena parte del Plioceno (?) que aportaría gran cantidad de finos. Posteriormente tendría lugar el agotamiento de éstos y el aporte de mayor proporción relativa de gravas.

La alteración previa al desarrollo del sistema aluvial tiene una connotación climático-hidrológica clara: situación lixivante con producción de abundante caolinita. El sistema aluvial representa una situación de drenaje eficiente como lo demuestra el intenso color rojo de las facies y la escasez o ausencia de carbonatos a pesar de que el área fuente presenta numerosos afloramientos de rocas carbonatadas mesozoicas. La segunda facies de gravas («raña» s.s.) representa un canturreal residual resultante de los procesos de aplanamiento y modificación (por lavado) del depósito de estas unidades (32 y 33) por evacuación de finos.

1.4. CUATERNARIO

La mayor parte de los depósitos cuaternarios diferenciados en la Hoja tienen su origen relacionado con los procesos fluviales y de evolución de las vertientes.

Respecto a los primeros, el más importante corresponde al desarrollo de la red fluvial cuyo protagonista es el río Duero y sus afluentes, entre los que destacan el río Riaza y el arroyo de La Nava. Sus principales manifestaciones corresponden a terrazas, fondos de valle, llanuras de inundación y abanicos aluviales.

Los depósitos de gravedad o coluviones y los glaciares, relacionados más bien con procesos de arroyada, corresponderían a la evolución de las vertientes.

1.4.1. Pleistoceno

1.4.1.1. *Conglomerados cuarcíticos y arenas. Terrazas altas (34). Terrazas medias y terrazas en glaciares (35). Conglomerados cuarcíticos, arenas y limos. Terrazas bajas (36)*

El río Duero surca prácticamente la Hoja de Este a Oeste siguiendo el borde septentrional dando un amplio valle en artesa con una secuencia bastante completa de terrazas colgadas sobre la margen izquierda, sobre todo aguas abajo de Aranda de Duero. El Riaza discurre igualmente por toda la Hoja sensiblemente paralelo al Duero, conservándose los depósitos de terrazas más extensos entre las localidades de Montejo de La Vega y Hontangas, también en su margen izquierda.

Se han identificado hasta 8 niveles de terrazas colgadas por encima de la «terrazza de vega» (llanura de inundación) del Duero, cuyo cauce activo llega a encajarse hasta cerca de 15 m en ella. Se agrupan de forma convencional, aunque con cierta implicación cronoestratigráfica (AGUIRRE, 1989; MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989), en tres secuencias en función de sus cotas relativas: Las altas, con dos niveles situados entre +110 y +70 m; las medias, con tres niveles situados entre +60 y +25 m y las bajas con otros tres niveles entre +20 y +5 m sobre la terraza de vega.

Las terrazas en glacis aparecen con relación a la red secundaria; algunos autores las interpretan como un modelado en glacis posterior que degradaría los escarpes intermedios mediante procesos de soliflucción, sin embargo nosotros pensamos que la pendiente es original, tratándose de una terraza en pendiente originada por un proceso de encajamiento simultáneo al desplazamiento lateral y de forma discreta y progresiva, conforme con el régimen hidráulico de estos cursos.

El espesor de estos depósitos no suele superar los 5 metros en los correspondientes al Duero, y entre 1-3 m en los correspondientes al Riaza y afluentes (glacis-terrazas); litológicamente están formados por cantos, gravas y arenas con limos y arcillas en menor proporción, existiendo una cierta variación en su composición, de tal forma que en los niveles más altos se encuentran muy lavados, habiendo desaparecido no sólo el horizonte limoso de inundación sino también la matriz areno-limosa de los depósitos de canal, mostrándose como un cantu-rral superficial. Los cantos y gravas son en su gran mayoría de naturaleza cuarcítica, siguiéndole los de cuarzo y arenisca como minoritarios, y excepcionales los de caliza; los cantos se encuentran bien redondeados, y muy excepcionalmente se observan cementaciones carbonatadas.

Los centiles oscilan entre 15-20 cm y las medias entre 5-10 cm. Sin embargo, tanto en las terrazas altas del Riaza como en los glacis-terrazas de sus afluentes aparecen cantos («bolos») que llegan a superar los 45 cm de diámetro, debido a su proximidad al área fuente paleozoica.

Al norte de Adrada de Haza, en la margen derecha del Riaza y ala salida de un valle secundario aparecen cartografiados dos pequeños depósitos de terraza colgados constituidos por cantos mayoritariamente calcáreos procedentes de los páramos, junto con otros cuarcíticos; los primeros son de morfología subredondeada a subangulosa, encontrándose el conjunto empastado en matriz areno-arcillosa y cementado todo por carbonatos.

Las peculiaridades lito y morfológicas de estos depósitos nos indicarían que corresponden más bien aun antiguo depósito de tipo abanico, actualmente colgado y disectado, que de una auténtica terraza del río.

1.4.1.2. *Limos con cantos. Glacis (37). Pleistoceno-Holoceno*

Estos depósitos tienen escasa representación en la Hoja, por un lado al oeste de Castrillo de la Vega aparecen con relación a la degradación del escarpe entre dos terrazas, de las cuales, la superior se presenta como relieve invertido; los otros glacis diferenciados al norte de Fres-

nillo de las Dueñas corresponden a formas de enlace entre la ladera y la parte baja del valle, en este caso la vega.

Presentan un perfil en suave pendiente y un espesor muy variable, que en general no supera los 3m. de espesor máximo. Litológicamente están constituidos por limos arenosos con cantos dispersos en la matriz o en nivelillos; siendo en el primer caso de naturaleza cuarcítica puesto que proceden de una terraza, y más pequeños y con mayor porcentaje de cantos calcáreos de procedencia terciaria en los segundos.

1.4.2. Holoceno

1.4.2.1. *Limos, arenas y cantos. Abanicos y conos aluviales (38). Holoceno*

Responden ambos depósitos a una misma génesis, constituyendo los depósitos «terminales» de la red de arroyos secundarios que pierden capacidad de carga al desembocar en un valle de fondo plano de orden superior.

Los conos de deyección son de dimensiones más discretas y de mayor pendiente que los abanicos aluviales, alcanzando estos últimos radios de hasta 0,5 km sobre las vegas del Duero y del Riaza.

Son depósitos muy herogéneos, fundamentalmente limo-arenosos con proporciones y contenido litológico variable de gravas y arcillas en función del área fuente. Frecuentemente con cantos calcáreos mayoritarios procedentes de la erosión de calizas y calcimorfos terciarios.

1.4.2.2. *Cantos calcáreos o cuarcíticos y limos. Coluviones (39). Holoceno*

Corresponden a depósitos de pie de vertiente asociados a laderas más o menos abruptas. se han diferenciado únicamente en dos zonas: Sobre la vertiente occidental del arroyo de La Serrezuela (N y NO de Aldeorno) y en el cañón del Riaza, entre el embalse de Linares y la localidad de Montejo.

En el primer caso corresponden a depósitos de gravedad-vertiente (arroyada) con cantos cuarcíticos mayoritarios procedentes del desmantelamiento del nivel de raña culminante, mientras que en el cañón del Riaza, los depósitos son de gravedad, configurando auténticas «pedrizas» con cantos exclusivamente calcáreos procedentes de la fragmentación (gelifracción) de los cantiles de calizas mesozóicas o de potentes conglomerados terciarios.

1.4.2.3. *Limos grises y/o gravas calcáreas. Fondos de Valle (40). Holoceno*

Se trata de depósitos de origen fluvial en sentido amplio, ligados a la actividad más o menos reciente o actual de pequeños arroyos o cursos fluviales secundarios de carácter estacional o con escasa escorrentía superficial, en los que frecuentemente los sedimentos de arroyada se

entremezclan con aportes laterales procedentes de las vertientes (solifluji3n), proporcionando una morfologfa de valles con fondo plano que corresponde a una forma heredada de un periodo m1s frfo que el actual.

En algunas de las cabeceras y tramos altos de estos valles, y debido a la incisi3n actual de la red sobre estos dep3sitos, se originan angostas barranqueras que proporcionan buenos cortes de los mismos, superando en muchos casos los 5 metros de espesor.

La litologfa de los mismos depende del area madre, consisten unas veces en sedimentos con abundante matriz de car1cter limo-arenosa y colores pardo-gris1ceos con cantos subangulosos, generalmente calc1reos, dispersos o acumulados en niveles, mientras que en otras son gravas calc1reas con matriz intersticial, incluso localmente cementadas (Arroyo de la Nava).

1.4.2.4. *Arcillas y limos grises, cantos y gravas cuarcficas. Llanura de inundaci3n (41). Holoceno*

Corresponden a dep3sitos fluviales que conforman una amplia franja (la «vega») surcada por el curso actual de los principales rfo, como son en este caso el Duero y el Riaza. El car1cter inundable de los mismos, hoy dfa tiene poco de funcional al menos para el caso del rfo Duero, puesto que los caudales est1n regulados por obras hidr1ulicas y la secci3n del lecho aparente (canal de aguas altas) es lo suficientemente ancha y profunda (> 10 m) para desaguar las crecidas ordinarias.

En este caso, al haber perdido su funcionalidad y quedar el dep3sito colgado, el considerarlo como la 1ltima terraza o «terrazza de vega», quiz1 sea m1s apropiado.

La potencia observada de estos dep3sitos supera los 4 m, estando constituidos por sets de gravas cuarcficas con arenas recubiertas a techo por 0,5-1,5 m de los caracterfsticos y f1rtiles limos de color gris-negrusco.

1.4.2.5. *Barras de arenas y gravas, limos. Lecho aparente (42). Holoceno*

Como lecho aparente o cauce actual (*bankfull*) se consideran los dep3sitos fluviales asociados al curso permanente del rfo Duero, que como se mencion3 anteriormente discurre encajado m1s de 10 m (15 m en Vadocondes) bajo la «terrazza de vega», llegando a aflorar el sustrato terciario, consistente en la mayorfa de los casos en areniscas y conglomerados cementados, por lo que pueden considerarse los meandros que describe sobre la terraza de vega como encajados, aunque en una etapa incipiente

En algunos tramos del rfo y sobre todo de estos meandros, se conservan dep3sitos formados por barras de arenas y gravas (*point-bar*) que conforman pequefias terrazas a distintas alturas dentro del cauce, quedando cubierta por las aguas en la 1poca de crecida la situada unos 4 m por encima del nivel de aguas habitual.

2. PETROLOGÍA

La mayor parte de las rocas que forman el macizo de Honrubia han sufrido los eventos tectonometamórficos 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, generados durante estadios avanzados de la orogenia, conservan prácticamente inalteradas sus características ígneas. De estos últimos, un único cuerpo intrusivo ha sido localizado en la Hoja de Fuentelcésped y será tratado en el apartado correspondiente.

2.1. ROCAS METAMÓRFICAS

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 $25\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ y se relaciona con la tectónica tangencial de D_1 (más 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 6-8 Kbar de presión y $550\text{-}600\text{ }^\circ\text{C}$ de temperatura, esto es, en condiciones de la facies de las anfíbolitas.

El segundo episodio M_2 , marca las condiciones «pico» o paroxismales alcanzadas durante el ciclo hercínico. Es de carácter progrado y descompresivo, 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 $50\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, alcanzando condiciones cercanas a los $715\text{ }^\circ\text{C}$ 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 Fuentelcésped 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 de bajo grado. Las zonas minerales pertenecientes a este primer episodio de recrystalización metamórfica han sido conservadas (Figura 2), 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 en condiciones de un gradiente bajo de P/T , que en este área, que abarca exclusivamente niveles estructuralmente altos del edificio orogénico, alcanza únicamente condiciones de baja temperatura. Un tercer episodio M_3 , produce únicamente recrystalizaciones locales de muy bajo grado.

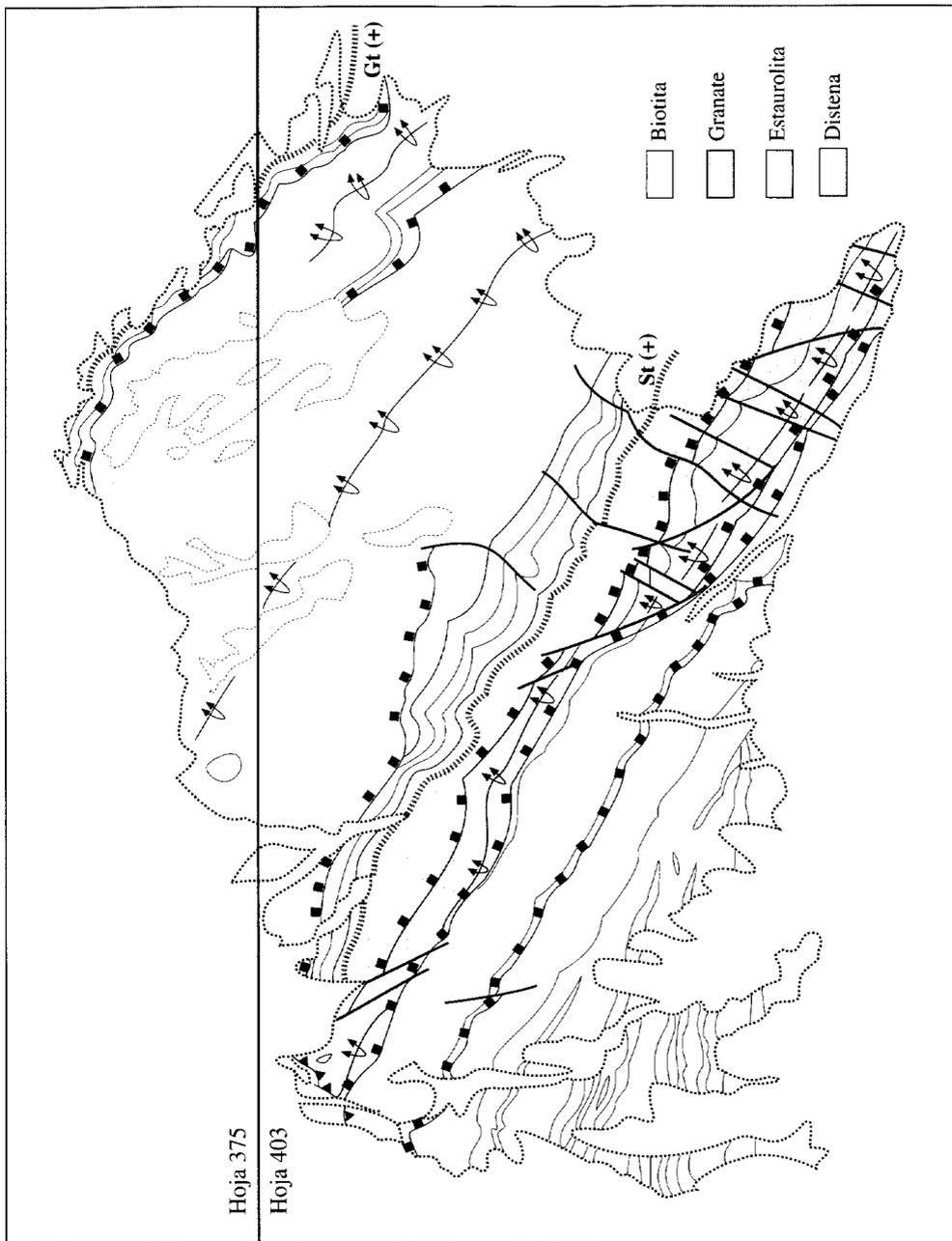


Figura 2. Mapa de zonas metamórficas de M_1 e isogradas de aparición del granate, Gt (+) y de estaurolita, St (+).

En todo el macizo de Honrubia el grado metamórfico de M_1 disminuye estratigráficamente hacia techo, indicando un fuerte paralelismo original entre S_0 y S_1 . El plegamiento de D_2 afecta a las zonas metamórficas M_1 dando lugar a su repetición al norte y sur del anticlinal de Honrubia. En su flanco normal, flanco norte, en la Hoja de Fuentelcéspedes, el grado de M_1 disminuye estructuralmente hacia techo (de SSO a NNE), pasando de la zona de la estaurólita (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 las Fms. Constante y Cuarcitas de Alto Rey; y a la zona de la biotita (facies de esquistos verdes) hacia la base de la Fm. Rodada.

Las zonas del granate y de la biotita están muy adelgazadas, la razón de la estrechez de las zonas y de los bruscos saltos metamórficos entre ellas está en la deformación D_2 , que se resuelve mediante grandes pliegues con adelgazamiento de flancos, accidentes sustractivos (Falla de Honrubia) y un intenso estiramiento de las series metasedimentarias.

La deformación D_2 en la Hoja de Fuentelcéspedes, cuyos afloramientos comprenden niveles superiores de la estructura del macizo de Honrubia, tiene lugar bajo condiciones que van entre dúctiles de baja T a dúctil-frágiles, y conlleva una superposición metamórfica de baja P/T (M_2) cuyo grado aumenta estructuralmente hacia abajo (Figura 3), superponiéndose al plegamiento de las zonas de M_1 , desarrollando zonas M_2 de biotita, andalucita y sillimanita; quedando afectados los materiales aflorantes en la Hoja únicamente con una recrystalización en condiciones de la zona de la biotita o del límite superior de la zona de clorita (estilpnomelana estable). La deformación de D_3 no lleva asociada una recrystalización metamórfica importante en este sector.

Un diagrama P-T-t cualitativo, con la evolución tectonotermal de los materiales se presenta en la Figura 4. En ella se ha representado la trayectoria de materiales de distintos niveles estructurales del Macizo de Honrubia, pero sólo las trayectorias **a**, **b** y **c** corresponden a materiales aflorantes en la Hoja de Fuentelcéspedes: **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) y **c** es equivalente a los materiales de la zona M_1 de la estaurólita (en el caso de la Hoja de Fuentelcéspedes únicamente los ortogneises Ollo de Sapo). 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.

El resto de trayectorias, corresponden a materiales de la vecina Hoja de Maderuelo, y representan puntos por encima del *detachment* basal del macizo (**d**, estaurólita M_1 -andalucita M_2 ; **e**, estaurólita M_1 -sillimanita M_2) o por debajo del accidente (**f**, distena M_1 -sillimanita M_2), sin que en ningún caso 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; estando únicamente los leucogranitos representados en esta Hoja (véase 2.2.1.).

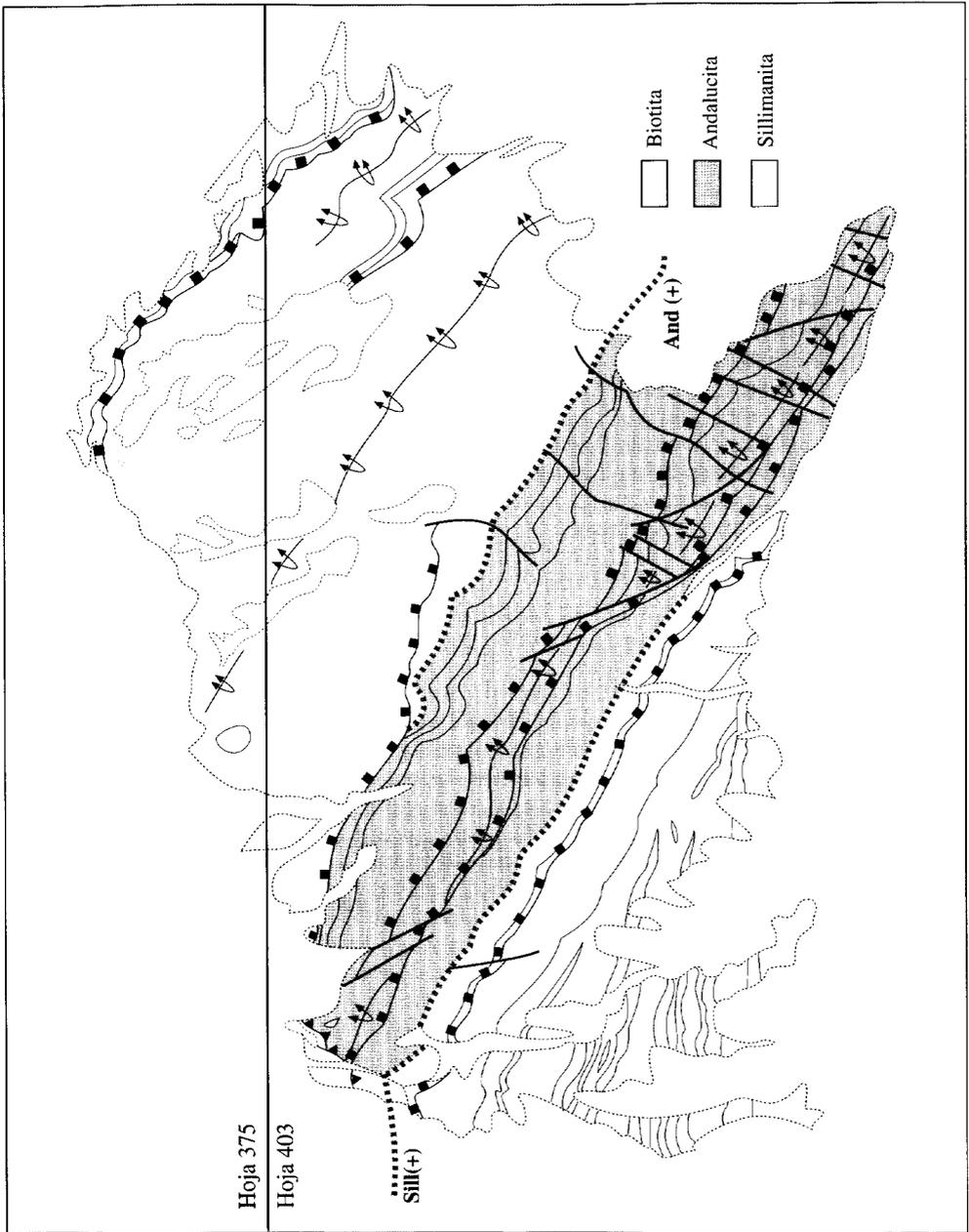


Figura 3. Mapa de zonas metamórficas de M_2 e isograsas de aparición de la andalucita And (+) y de la sillimanita Sill (+).

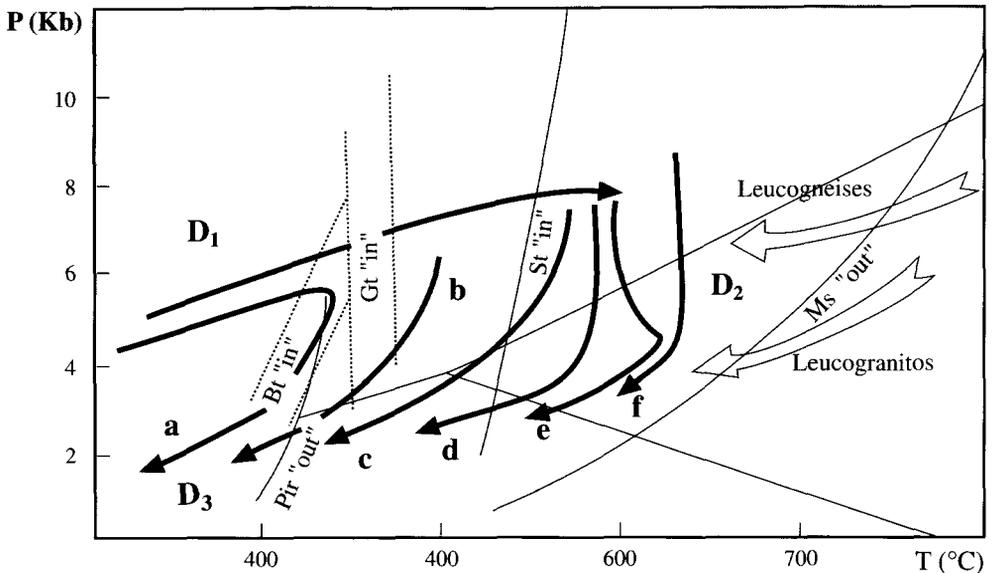


Figura 4. Diagrama con trayectorias P-T de materiales del Macizo de Honrubia. Los campos de estabilidad de los polimorfos aluminicos son según HOLDAWAY (1971); la curva de pirofilita «out» es según granate, KERRICK (1968); las estabildades de biotita, estauroлита y moscovita son según YARDLEY (1989), calculadas a partir de varios autores.

2.1.1. Ortogneises glandulares

Se trata de rocas con textura gneísica 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 porfidoclastos subidiomorfos de feldespato potásico, megacristales de origen ígneo, de 3 a 12 cm de eje mayor, con modas de 5 a 6 cm, y cuarzos violáceos subredondeados de 1 a 1,5 cm. La roca tiene una marcada estructura plano-lineal, 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 cuarzos violetas de origen ígneo presentan extinción ondulante y recristalizan 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 recristalización dinámica, transformándose en milonitas S-L, llegando a desaparecer las glándulas feldespáticas y transformándose los

cuarcos violetas de origen ígneo en *rods* blancos formados por cuarcos incoloros de neoformación.

En los afloramientos de esta litología en la Hoja de Fuentelcésped no se ha observado la presencia de minerales índice metamórficos de mayor grado que la biotita, sin embargo, afloramientos de esquistos situados sobre los ortogneises inmediatamente al sur del límite de la Hoja presentan asociaciones con granate y estauroлита, y las cuarcitas y esquistos por encima de la Falla de Honrubia también presentan granate sin-D₁, por lo que los gneises deben encontrarse en zona de la estauroлита sin-D₁, en condiciones de grado medio, al igual que sucede en el antiforme de Hiendelaencina (NAVIDAD, 1975).

La blastesis de biotita en los planos de la foliación S₂ indica que la recrystalización metamórfica durante D₂ 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 (M₂).

2.1.2. Esquistos y cuarcitas

Las alternancias de esquistos y cuarcitas de la formación Constante, las Cuarcitas de Alto Rey y la parte más inferior de la formación Rodada que afloran en la Hoja de Fuentelcésped presentan un metamorfismo sin-D₁ en condiciones de la zona del granate, al que se superpone una intensa recrystalización sin-D₂ en condiciones desde la zona de la biotita hasta el límite superior de la zona de la clorita (presencia de estilpnomelana en la S₂).

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 esquistosidad principal de la roca es una S₂ 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 (S₀) subparalelas a S₂, que se acompaña de un fuerte estiramiento de los granos de cuarzo, con carácter protomilonítico. Los pseudomorfos de granate engloban una S₁ = S₁ recta, formada por cuarcos y opacos que es discordante con la S_e = S₂. En torno a ellos se desarrollan sombras de presión asimétricas que indican movimiento de techo al SE a lo largo de los planos S₂. También presentan planos de cizalla que definen una crenulación de tipo extensional (ECC según PLATT & VISSERS, 1980) que cortan a unos 20° a S₂, 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, S₂, 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-D₂). Afectando a S₂ aparecen dos familias de planos de cizalla conjugados, de geometría extensional, transversos a la L₂ y que cortan a S₂ con ángulos entre 20° y 40°. La S₂ puede aparecer afectada por micropliegues vergentes al SO generados durante D₃ y que afectan sobre todo a los niveles pelíticos.

2.1.3. Pizarras

La parte alta de la formación Rodada que aflora en la Hoja de Fuentelcésped 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 porfidoblastos de clorita (probablemente a partir de biotitas de M_1) envueltos por la fábrica de D_2 .

2.2. ROCAS ÍGNEAS

2.2.1. Leucogranitos de grano grueso (2)

En el sur de la Hoja, al SO de Honrubia, junto al arroyo de la Fuente del Risco (continuación del ayo. de Riofresno) aflora un pequeño cuerpo granítico de dimensiones decamétricas, incluido en los ortogneises glandulares, resaltando morfológicamente de ellos.

El granito, que es envuelto por la foliación, presenta una cierta deformación penetrativa, más acusada en su borde que en el núcleo. Por su escasa deformación y su similitud con otros cuerpos graníticos de la Hoja de Maderuelo que llegan a cortar la foliación S_2 , consideramos que se trata de un fundido generado en niveles infrayacentes durante la descompresión asociada a D_2 y emplazado en momentos tardíos de esta misma fase. No genera aureola metamórfica, probablemente debido a su pequeño tamaño.

Mesoscópicamente se trata de un leucogranito de grano grueso, de color blanco rosáceo. Al microscopio, su constitución mineralógica es principalmente de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, con proporciones menores de moscovita (en la mayor parte secundaria), biotita, apatito, circón y opacos. El feldespato potásico forma gruesos cristales subidiomorfos de 8 mm a 1 cm con maclas de Carlsbad y microclina, y con desmezclas peritíticas de plagioclasa. Muestran inclusiones variadas de cuarzo «en gotas», de cristales subidiomorfos de plagioclasa, biotitas de pequeño tamaño, apatitos, circones y alguna moscovita idiomorfa que podría ser ígnea. Presentan extinción ondulante y fracturas rellenas de cuarzo. En los contactos entre el feldespato y la plagioclasa se producen intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo y plagioclasa. Los cristales de cuarzo, algunos globulosos de buen tamaño, también presentan extinción ondulante y recristalización en subgranos que forman una matriz de contactos suturados y con ejes cristalográficos fuertemente orientados.

La zona de borde del cuerpo es un leucogranito deformado de grano grueso e intenso color rosa. Sus características petrográficas son similares a las de la facies central salvo, por la mayor proporción de moscovita secundaria a partir del feldespato potásico, que aparece orientada en planos de cizallamiento que definen una foliación poco penetrativa, y por la transformación, también retrógrada, de parte de la biotita en clorita.

2.3. ROCAS FILONIANAS

2.3.1. Diques de cuarzo (1)

Se trata de diques tardihercánicos 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 3 m, y longitudes que pueden llegar a varios centenares de metros. En la cartografía sólo se han representado los de mayor longitud.

3. TECTÓNICA

3.1. OROGENIA HERCÍNICA

La existencia a la base de la serie ordovícica de una discordancia cartográfica 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 paleozoica.

La Orogenia Hercínica es responsable de las principales deformaciones y de los procesos metamórficos que afectan a los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja. La deformación tiene lugar bajo condiciones dúctiles que tardíamente evolucionan a dúctil-frágiles.

Se reconocen tres principales episodios o fases 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 de importantes 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 (FERNÁNDEZ 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, tales como pliegues en 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 a escala microestructural, la esquistosidad interna $S_1 = S_1$ incluida en minerales sin- D_1 envueltos por S_2 , pero sobre todo por la presencia de 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 D_2 es la responsable de las principales estructuras de escala cartográfica del macizo de Honrubia.

En un primer estadio, la fase D_2 genera pliegues de escala cartográfica, siendo los principales el sinclinorio 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 del Olló 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 GONZÁLEZ 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 D_2 definen una lineación con direcciones entre $N110^\circ$ - 130° E y disposición subhorizontal, paralela a la lineación de estiramiento mineral. Esta disposición de los pliegues 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 el eje de los mismos, y que en las zonas de charnela se incurva de forma asintótica hasta hacerse paralela a ellos.

Los pliegues 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, la fase 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; principalmente visible en las glándulas feldespáticas y en los cuarzos de origen ígneo de los ortogneises Olló de Sapo de la Hoja de Fuentelcéped.

Esta fábrica plano-linear está especialmente desarrollada en la Falla de Honrubia, originalmente interpretada como un cabalgamiento de D_2 invertido por el plegamiento D_3 (CAPOTE, *et al.*, 1981; GONZÁLEZ CASADO, 1987) pero que, de acuerdo con la disposición de L_2 , parece más bien corresponder a un accidente sustractivo que, entre esta localidad y la de Villavilla, pone en contacto tramos altos de la formación Constante con los ortogneises glandulares tipo Olló de Sapo, produciendo además un abrupto salto en 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 recristalizan 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 de falla asociada al movimiento en condiciones ya de transición dúctil-frágil. En los metasedimentos ordovícicos la 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 de PLATT & VISSERS, *op. cit.*) de dirección norteada y buzamientos altos al E, y fallas de tendencia lítrica que se enraizan en el plano del *detachment* con cuyo movimiento son sintéticas. Tanto la lineación de estiramiento L_2 como los *detachment* y cizallas 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; DÍEZ 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.*, 1996). Este abombamiento localizable hacia el S y el O, en lo que ahora son las áreas axiales intrudidas por granitoides de la Zona Centroibérica, lleva asociado el basculamiento de sus áreas marginales, de tal modo que en el macizo de Honrubia afecta a todas las estructuras, incluyendo las zonas de cizalla de D_2 , inclinándolas hacia el NE 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, produciendo 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. LA DEFORMACIÓN ALPINA

3.2.1. Los eventos extensivos y la evolución del Surco Ibérico

En todo el ámbito de la Península Ibérica la fracturación tardihercínica determina el carácter fuertemente anisótropo del zócalo hercínico al quedar constituido por bloques limitados por las fallas frágiles permocarboníferas. En la evolución alpina se imponen estas directrices, delimitando las áreas subsidentes que alojarán los sedimentos mesozoicos y terciarios y controlarán también, en gran medida, la tectónica compresiva alpina durante el terciario.

En el Pérmico superior, cesa el régimen compresivo tardihercínico y se establece un campo netamente distensivo que va a dar lugar a la individualización de las cuencas alpinas. Este periodo dura desde el Pérmico terminal (incluido en las facies Bunt) hasta finales del Cretácico.

Esta distensión genera una tectónica de bloques escalonados que para el Surco Ibérico componen un graben (Aulacógeno Celtibérico de ÁLVARO, *et al.*, 1979). En la evolución de la Cuenca se reconoce una alternancia de periodos en los que predominó la actividad de estas fracturas de zócalo, generalmente lítricas, compartimentando el Surco en una serie de subcuencas y umbrales, con otros períodos de relativa calma, que favorecieron la instalación de ambientes sedimentarios de plataforma tipo rampa de gran extensión lateral, que se desarrollaron durante el Triásico medio-superior, Jurásico inferior y superior y Cretácico superior.

- La ausencia de registro sedimentario (fundamentalmente por erosión) correspondiente a alguno de estos períodos impiden determinar el grado de incidencia que tuvieron estos eventos tectónicos del Ciclo Alpino en este sector.

- En la evolución de esta cuenca se han reconocido cuatro etapas (SALAS y CASAS, 1983) que son debidas a los principales episodios de reorganización de las placas litosféricas entre el Atlántico Norte y el Tethys Occidental.

En el Triásico (Permico sup-Hettangiense), tiene lugar una primera etapa de estiramiento mecánico o *rifting* a la que corresponden las facies *Buntsandstein*, con depósitos controlados por fallas normales NO-SE de origen tardihercínico finalizando con el depósito de las facies marinas someras de la Fm. Imón. La Fm. Cortes de Tajuña se deposita en semi-grábenes que se rellenan de brechas y ruditas en los bordes, y en las zonas más subsidentes unidades evaporíticas y carbonáticas depositados en ambientes de sabkhas.

La segunda etapa de *postrift* tiene lugar durante el Jurásico inferior-medio. Sobre las brechas y evaporitas, y en una etapa de estabilidad tectónica, se extienden facies carbonatadas tableadas correspondientes a la Fm. Cuevas Labradas bajo ambientes marinos someros nuevamente de tipo rampa.

Durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, tiene lugar una nueva etapa de *rifting* que da lugar a la compartimentación de la plataforma del Jurásico superior y la aparición de cuencas muy subsidentes donde se depositaron las facies *Weald*. Corresponde a una etapa de gran inestabilidad tectónica con grandes cambios paleogeográficos asociados al movimiento levógiro de la placa Ibérica consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya. Los sedimentos correspondientes a esta etapa no aparecen representados en esta Hoja, probablemente por corresponder a dominio continental (erosivo), aunque sí en sectores cercanos (Demanda-Cameros).

- Una cuarta etapa corresponde al *postrift* Cretácico superior (Albiense sup-Maastrichtiense), en la que las arenas del Utrillas definen en la mayor parte de la Cuenca el comienzo de este ciclo, a continuación la sedimentación se uniformiza, estableciéndose una plataforma carbonatada que adquiere un carácter expansivo sobre los bordes del Macizo Ibérico.

ALONSO (1981) y ALONSO y MAS (1982) mencionan para el extremo NO de la Cordillera Ibérica y el borde nororiental del Sistema Central, un cierto control tectónico durante la sedimentación de este ciclo, condicionada por directrices NO-SE (N120-130) y NE-SO (N40-60). Las primeras condicionan la sedimentación (facies y espesores) sobre todo de las unidades inferiores terrígenas («escalones de Pedraza y Sepúlveda»); las otras son importantes a nivel

regional en cuanto que controlan las áreas emergidas y sumergidas, es decir, la forma de la cuenca.

La regresión Campaniense-Maastrichtiense marca el final de la sedimentación marina a la vez que se inician las primeras deformaciones y emersiones; sedimentos continentales terrígenos y lacustres *garumnenses* se depositan en depresiones marginales a la cordillera en vías de formación.

3.2.2. La Orogenia Alpina

Desde el Cretácico superior, el movimiento relativo entre las placas Africana y Euroasiática pasa a ser de acercamiento, dando lugar a un fenómeno colisional con la microplaca ibérica interpuesta entre ambas y provocando la deformación alpina en al menos dos etapas bien diferenciadas para el sector considerado.

La compresión Alpina durante el Eoceno-Oligoceno es la responsable de la inversión del Surco Ibérico y por tanto de la estructuración principal de la Cordillera Ibérica; la segunda etapa, en el Mioceno inferior-medio, provocó el levantamiento del Sistema Central sobre la Cuenca del Duero.

3.2.3. El Sistema Central y la Cuenca del Duero. El borde Mesozoico de Honrubia-Pradales

La homogeneidad de la «Facies Garum» a uno y otro lado del Sistema Central inducen a pensar que el levantamiento de este comenzara ya entrado el Paleógeno (finales del Eoceno, PORTERO y OLIVE, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984) y continuara de forma progresiva durante el Oligoceno y el Mioceno inferior.

El Sistema Central se configura en forma de *uplift* cabalgante sobre las cuencas terciarias adyacentes, explicándose como un mega *pop-up* intra-cratónico de doble vergencia originado por la transmisión hacia el antepaís de los esfuerzos derivados de la formación de las Cordilleras Béticas (WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989).

DE VICENTE y GONZÁLEZ CASADO (1991) y DE VICENTE, *et al.* (1994) ponen de manifiesto que las principales estructuras son fallas inversas y cabalgamientos generalmente paralelos a la Cadena (N 60 E) con un acortamiento estimado del orden del 22%, sin que aparezcan despegues significativos. El acortamiento horizontal asociado al juego de estas estructuras se compensa lateralmente mediante fallas en dirección con orientación N 140 E dexas y N 10-20 E senextras. El borde septentrional aparece estructurado por tanto en una serie de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados vergentes hacia el N espaciados entre 8 y 2 km, pudiendo considerarse el macizo de Honrubia como un «antepaís deformado» relativo al Sistema Central.

TEJERO, *et al.* (1996) realizan una modelización gravimétrica del S. Central y proponen un modelo estructural y gravimétrico, interpretándolo como un bloque elevado de corteza superior, un «horst» inverso debido a la existencia de un cabalgamiento (*detachment*) cortical diri-

gido hacia el N, y un retrocabalgamiento asociado que constituye la falla del borde meridional. A menor escala, a este gran detachment intracortical irían a unirse las diferentes superficies de cabalgamientos que dan lugar a la estructura en bloques, en la que los mayores relieves están situados en la parte meridional.

GÓMEZ ORTIZ y BABIN VICH (1996, 1998) ponen de manifiesto que el borde septentrional del S. Central aparece constituido por un basamento precámbrico y paleozoico sobre el que se depositaron materiales mesozóicos (Cretácico sup. fundamentalmente) constituyendo una delgada cobertera; las deformaciones del zócalo (fallas) afectan a esta cobertera originando los pliegues monoclinales con vergencia al NO que aparecen con frecuencia decapitados por la acción de la erosión o de las fallas, interpretándose dichos pliegues como pliegues de propagación de falla, en los que en algunos casos la deformación progresa mediante la fractura del pliegue a favor del plano axial sinclinal adyacente. Los anticlinales presentan geometrías apretadas con charnelas agudas y flancos rectos, los septentrionales subverticales (55-90°) o invertidos, y los meridionales muy tendidos (5-20°), indicando una clara vergencia norte.

De la cartografía de esta Hoja junto con la situada al sur (Maderuelo 403) se obtiene una visión completa de la estructura anticlinal de Honrubia, de la que se pueden extraer algunas conclusiones:

El anticlinal de Honrubia-Pradales se puede interpretar de igual manera que las situadas inmediatamente al sur, aunque en este caso, correspondería a una estructura más importante pues estaría asociada al «cabalgamiento frontal» del Sistema Central sobre la Cuenca del Duero (anticlinal de bloque de techo). La traza del cabalgamiento como tal, no aflora, puesto que debe estar fosilizada por el relleno neógeno de la cuenca.

La orla de abanicos conglomeráticos terciarios adosada a los afloramientos mesozoicos del anticlinal de Honrubia, son la respuesta inmediata a la creación y erosión de un relieve, es decir, al último impulso de crecimiento del anticlinal. La cartografía muestra que las calizas terciarias de Montejo (23) llegan a apoyarse directamente sobre el borde mesozoico (Vallejo del Charco) indicando una estabilidad tectónica cuando se depositaron, siendo posteriormente basculadas (buz. de hasta 45°) y fosilizadas por los conglomerados. Por otra parte, en los afloramientos de conglomerados del cañón del Riaza, en el paraje de «Los Murujones», donde la serie es más potente, se observan buzamientos progresivamente más suaves hacia techo, conformando un abanico de capas de unos 45° (45° a muro y horizontales a techo), es decir, una discordancia progresiva en la que los niveles más altos onlapan sobre el mesozoico arrasado del flanco septentrional del pliegue, lo que confirmaría que los conglomerados son en su mayor parte sincrónicos con la deformación y, de acuerdo con la datación de Montejo de la Vega (MAZO, *et al.*, 1999), Aragoniense Medio-alto (MN-5), podemos adscribir esta deformación a la Etapa Guadarrama (CAPOTE, *et al.*, 1990; BABIN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1997). En materiales de edad más reciente que éstos, no se ha observado ningún tipo de deformación tectónica en la Hoja.

Mientras tiene lugar la sedimentación de la «Serie interpáramos» (27), el flanco septentrional y gran parte de la charnela del anticlinal de Honrubia acaban por erosionarse, aflorando en el núcleo los materiales del zócalo hercínico que son arrasados y fosilizados (Superficie de Erosión intramiocena) por los conglomerados más altos. De acuerdo con las edades proporcionadas

das por los yacimientos de Piquera de San Esteban y de Los Valles de Fuentidueña correspondería a un periodo comprendido entre el Aragoniense Sup. (MN-7) y el Vallesiense Inf. (MN-9).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Fuentelcosped se localiza en el sector meridional de la Depresión del Duero, y dentro de ésta, en el borde segoviano (PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.*, 1994); caracterizándose dicho sector, por la presencia de afloramientos aislados de bloques del zócalo y de cobertera mesozoica asociada, que conforman una alineación NE-SO situada unos 30 km al norte de la gran morfoestructura definida por el Sistema Central.

En concreto, gran parte del borde meridional de la Hoja corresponde al extremo NE del macizo de Honrubia-Pradales, que define la comarca natural de La Serrezuela ; siendo ésta además, una unidad geomorfológica bien diferenciada del entorno, ya que constituye una alineación montañosa moderadamente destacada («serrezuela») de las planicies de colmatación de la Depresión que la rodean.

El relieve es en general de moderado a accidentado, con una altura media de unos 900 m, sin grandes contrastes altimétricos, de tal modo que las cotas más altas se alcanzan en los vértices «casi gemelos» de Valdevacas-Otero II (D 1.214-D 1.205 m) y de Ovejo (D 1.180 m) correspondientes a los relieves mesozoicos de La Serrezuela, descendiendo la altitud suavemente hacia el borde noroccidental de la Hoja donde las vegas de los ríos Duero y Riaza están a 800 m de altitud.

El relieve está por tanto definido a partir del piedemonte finieógeno construido sobre dos unidades morfológicas bien diferenciadas: Por un lado la Sierra de Pradales, y por otro la Depresión del Duero. En la primera destaca como principal elemento la rampa o pediment desarrollado sobre el relieve poco destacado de la Serrezuela. En la segunda, el sediplano correspondiente a las plataformas carbonatadas/detríticas del Páramo superior o de los conglomerados de borde (de edad semejante). Sobre ambos incide profusamente la red de drenaje, dando lugar al relieve actual, con encajamientos que como en el caso del río Riaza, del orden de 150 m en abrupto desnivel (cañón), da lugar a la mayor accidentación de la Hoja.

Desde el punto de vista hidrológico, la red fluvial tanto autóctona como alóctona se encuentra bien desarrollada perteneciendo a dos subcuencas: las de los ríos Duero y Riaza. La divisoria de aguas sigue un trazado NO-SE que la dividen en dos mitades prácticamente simétricas. La mitad nororiental se organiza hacia el colector principal, que es el río Duero, que discurre por la Hoja o fuera de ella, pero próxima al borde septentrional. Teniendo al arroyo de La Nava como principal curso secundario, que desemboca por la margen dcha. en las inmediaciones de Aranda de Duero.

En la mitad sur-occidental el drenaje de la red secundaria se organiza hacia el río Riaza que, tras un recorrido de más de 30 km cruzando la Hoja, desemboca fuera de la misma, también en el Duero, unos kilómetros aguas abajo frente de la localidad de Roa.

Topográficamente la Hoja podemos considerarla como una altiplanicie con inclinación de SE a NO, fuertemente incidida por los ríos Duero y Riaza y sus redes secundarias de afluentes, desaguando hacia la esquina NO de la Hoja donde, como es lógico, se encuentran las cotas topográficas más bajas (≈ 800 m). Las zonas topográficamente más altas se localizan en todo el borde meridional de la Hoja y a lo largo del interfluvio Riaza-Duero, con cotas de culminación que oscilan entre los 1.214 m (Δ Valdevacas) en la Serrezuela y los aprox. 950 m del páramo de Corcos, y de entre 1.026 m (Δ Sorteo) en el páramo de Castillejo de Robledo, y los 906 m (Δ Haza) en el páramo de Haza para el interfluvio.

El clima es Mediterráneo Continental (templado seco), con una temperatura media anual de 12,3 °C, con amplitud de variación de -10 a +37 °C y precipitaciones medias anuales de 450 mm; registrándose los valores más altos hacia el bordes suroriental, debido a su proximidad con los relieves circundantes.

La vegetación arbórea es relativamente importante llegando aprox. al 25% de la superficie de la Hoja, aunque repartida en manchas de muy diferente densidad y tamaño, habiendo quedando preservada fundamentalmente en los montes comunales o donde la competencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbolado y ocasionales repoblaciones de pinos.

Destacan como especies arbóreas autóctonas sobre terrenos calizos las sabinas, a menudo solas o alternando con encinas (chaparras) y carrascas; sobre suelos silíceos o indistintamente se desarrollan bosquetes de robles (rebollos), que van haciéndose predominante con la altura. Las masas de repoblación bastante significativas, corresponden a pino rodeno y negral introducido en «los montes» con suelos arenosos (silíceos). El matorral lo constituyen, jaras, aulagas, escobas y tomillares; y entre los arbustos destacan los majuelos, escaramujos y zarzamoras.

En las vegas de los principales ríos y arroyos aparecen plantaciones de chopos más o menos extensas y las características asociaciones silvestres de rivera con olmos (en extinción por la grafiosis), fresnos, chopos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas.

Los cultivos que se desarrollan se agrupan en los dos tipos clásicos. El más importante en cuanto a extensión corresponde al secano, con dos producciones clásicas, los cereales y la vid, esta última con gran valor añadido dado el auge de los vinos con D.O. «Ribera de Duero». Los cultivos de regadío se concentran en las vegas aluviales de los principales cursos, dedicándose a la remolacha azucarera (en regresión), maíz grano y forrajero, alfalfa y patatas; de forma puntual hortalizas (pimientos, col, cebollas, etc.) y frutales. En cuanto a la ganadería, es de destacar el ganado ovino, siguiéndole en importancia las granjas avícolas, de porcino y por último, con menor incidencia el vacuno de producción láctea.

Las comunicaciones son buenas destacando la autovía A-1 Madrid-Burgos, la N-122 Valladolid-Soria y las comarcales C-603 y C-114 Segovia-Aranda y Aranda-Ayllón respectivamente; así como el entramado de carreteras vecinales que comunican las diferentes localidades. Existiendo también una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas afirmadas. La línea

férrea Madrid-Burgos, construida en los años «50» surca también la mitad oriental de la Hoja, con un trazado un tanto sinuoso con el fin de salvar el desnivel entre el Duero y la Serrezuela.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre la zona, relativa a referencias geomorfológicas concretas es escasa, estando siempre referida a aspectos regionales. Los primeros trabajos se deben a HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932) y a SCHWENZNER (1936, trad. 1943). El primero de los autores trata sobre los tres niveles de arrasamiento (pre-Cenomanense, Mioceno final y Plioceno) que identifica sobre las sierras orientales del Sistema Central.

El trabajo del segundo autor se centra también sobre los arrasamientos y las diferentes superficies escalonadas en el Sistema Central y su piedemonte, aportando entre otras, una cartografía morfológica bastante detallada a escala 1:400.000, de la región oriental de la Cordillera Central Castellana y sus vertientes septentrionales, orientales y meridionales. Sugiere este autor un modelo en el que a partir de una «planicie de allanamiento intraterciario», tiene lugar la morfogénesis del Sistema Central, desarrollándose una serie de escalones de piedemonte, por una tectónica continuada pero a impulsos.

Planteamientos y conclusiones que fueron discutidos por BIROT y SOLÉ (1954), los cuales establecen un nuevo modelo evolutivo en dos fases o ciclos, para este sistema montañoso. El primero finalizaría con el desarrollo de una superficie de erosión definida como «fundamental» de edad Pontienne. El segundo consistiría en la deformación de esta superficie, que quedaría colgada, y el consiguiente desarrollo durante el Plioceno de la superficie de piedemonte o pediment generalizado.

Respecto a la Serrezuela estos autores reconocen varias superficies de erosión, complicándolas aún más con su denominación: «penillanura pretriásica o postherciniana», «la precenomanense o precretácica», que carecen de verdadera incidencia en la evolución en la evolución Neógena y reciente del relieve; citan además la «fundamental de la Meseta» de edad pontienne, y en los bordes del Sistema Central, la posible «pliocena de las rañas».

En el caso de esta Hoja, marginal en la cartografía de SCHWENZNER, aparecen representadas las tres «planicies de Meseta» establecidas por él: La más antigua (M_3) desarrollada del Sarmatense al Pontienne correspondería a los relieves somatales del macizo de Honrubia-Pradales, la M_2 de edad postPontienne-Plioceno medio estaría representada por la «meseta de Castillejo-Robledo» y por el «pediment» desarrollado en los bordes del macizo y en los sedimentos neógenos culminantes de la periferia. Por último, la planicie M_1 (Pliocena) se encaja en la anterior y penetra a lo largo de los valles, apareciendo como «terrazza de campiña».

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1952), en el apartado de Geografía Física de la Memoria del Mapa Geológico aporta datos precisos acerca de la morfoestructura de la Hoja: Reconoce la existencia de una superficie de arrasamiento («paramera») que ha cortado y nivelado las capas del macizo cretácico, indicando que la sierra pasa insensiblemente a la región de los páramos bajo cuyos estratos se oculta. Distingue dos páramos: el inferior que es el más extenso, y el

superior, que forma las cimas planas de los cerros más elevados y las llanadas más altas, entre los 980 y los 1.050 m. Describe la singularidad del cañón del Riaza, identificando en él una epigenia típica.

Más recientemente los trabajos de ORDOÑEZ, *et al.* (1976); MOLINA y ARMENTEROS (1986), con referencias concretas a la Hoja respecto a las «facies rojas» plio-cuaternarias y los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno y alteraciones asociadas. MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ (1989) y GRACIA *et al.* (1990), abordan problemas relacionados con los depósitos fini-neógenos y las superficies de erosión, desarrolladas tanto sobre los páramos como en la periferia montañosa de la Cuenca.

CASCOS (1991) centra su tesis doctoral en la morfología de La Serrezuela de Pradales, con una minuciosa, pormenorizada y reiterativa descripción de elementos morfológicos, haciendo énfasis en la descripción geológica (litología y estructura) del paisaje, planteando entre otras, la hipótesis (supuesta realidad) de la existencia de una tectónica fini o postmiocena basándose en interpretaciones geológicas a nuestro entender equivocadas o en el mejor de los casos dudosas.

Por último PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.* (1994) abordan la descripción general, basada fundamentalmente en una exhaustiva revisión bibliográfica, de los grandes Dominios que desde el punto de vista geomorfológico, establecen estos autores en la Cuenca del Duero.

Un significativo avance se produce en las últimas décadas, con la realización para el proyecto MAGNA de Mapas Geomorfológicos a escalas 1:100.000 y 1:50.000 con sus respectivas Memorias.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La Hoja pertenece al gran Dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, y más concretamente al borde meridional de la Depresión, estando relativamente próxima a las estribaciones septentrionales del Sistema Central (Somosierra y Sierra de Ayllón).

De acuerdo con las unidades morfológicas de la Meseta septentrional descritas por PÉREZ-GONZÁLEZ (1989); PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.* (*op. cit.*), pertenecería al sector «segoviano» del Borde Meridional, teniendo como rasgo significativo la Hoja, la presencia de la terminación nororiental del macizo de Pradales-Honrubia (La Serrezuela), como relieve «avanzado» dentro de la propia depresión.

Siguiendo criterios puramente descriptivos del relieve, queda enclavada gran parte de la Hoja en la comarca de los «páramos calcáreos». En ella, se pueden identificar rápida y fácilmente las clásicas Unidades Fisiográficas de las grandes Depresiones Castellanas (PEDRAZA, *et al.*, 1986): Páramos, Vertientes (Cuestas), Vegas y Campiñas; y por corresponder a una región de transición (o de borde), un Piedemonte tipo Rampa.

La morfología de la misma es el resultado de la actuación de los importantes procesos erosivos que durante el Cuaternario (s.l.) ha ejercido fundamentalmente la red fluvial (**morfogénesis fluvial**); ésta ha actuado por un lado sobre un sustrato de materiales terciarios detríticos y carbonatados alternantes de muy diferentes competencias y con disposición estructural

subhorizontal, que ocupan más de 2/3 de la superficie, y por otro, sobre un conjunto también alternante de litologías de competencias contrastadas, pero mucho más potente y con diferentes disposiciones estructurales (plegadas), ocupando parte del sector suroriental de la de la Hoja. Domina por tanto, en gran parte de la superficie, un **relieve de tipo estructural**, aunque con diferentes peculiaridades según la unidad considerada.

La Hoja podemos considerarla dividida por tanto en dos **Unidades morfoestructurales**, la más reducida corresponde al macizo de Honrubia, conformada como una **Unidad con estructura de plegamiento** en el que se desarrolla un moderado, pero patente relieve en cuestras inclinados hacia el NNO y NE, con discretas crestas y dorsos en *pediment*, cerros testigo, *chevrons* y *variadas cluses*.

La otra Unidad se desarrolla sobre los sedimentos terciarios correspondientes al relleno (s.l.) de la Cuenca del Duero, conformándose una **Unidad con relieve estructural tabular aci-nal**, o **Unidad de los páramos** más uniforme y monótona en cuanto a formas, dominado por páramos y replanos estructurales horizontales de distinto rango, escalonados hacia los principales cursos fluviales. Siendo los sectores más accidentados los correspondientes a las cuestras de estas formas, que salvan en corto espacio fuertes desniveles.

El límite entre ambas Unidades está poco definido, dado que el contacto entre el macizo y el relleno sedimentario inicialmente consistía en un onlape sedimentario sobre un pediment y actualmente, se muestra como la exhumación de ese contacto; se da por tanto una convergencia de formas entre los replanos estructurales sobre sedimentos y los replanos erosivos sobre el sustrato preterciario.

Entre los elementos que conforman el **relieve estructural tabular**, predominan las formas planas, con al menos tres niveles o elementos principales de referencia. Por un lado los aplamamientos culminantes (Calizas del páramo superior) asociados a la etapa final de construcción del piedemonte neógeno, ocupando las posiciones topográficas más altas (1.020-946 m) de los interfluvios en los sectores oriental y suroccidental de la Hoja.

El siguiente elemento dominante viene definido por el nivel de Calizas del páramo inferior, que conforma altiplanicies intermedias (926-910 m) flanqueadas por desniveles más o menos escarpados. Por último, y con menor desarrollo el tercer elemento correspondería al/los nivel(es) calcáreos, situados estratigráficamente entre los dos niveles de «Calizas de páramos».

Las áreas donde la heterogeneidad y la distinta competencia litológica no se manifiesta de forma tan acusada (tercio septentrional), se desarrolla un modelado con formas alomadas suaves y discretos replanos sobre niveles, fundamentalmente detríticos cementados, de menor entidad y/o continuidad intercalados en la serie (en este caso la «serie detrítica de Aranda») y que aportan multitud de pequeñas formas derivadas: Hombreras, cornisas, replanos, cerros testigo...

En este sector aparecen también plataformas conglomeráticas escalonadas con desarrollo moderado, correspondientes a las terrazas fluviales del Duero. El río Duero junto con el Riaza, su afluente más importantes en la Hoja, son los dos cursos principales, a los cuales vierten sus aguas los demás, siendo toda la red afluente del Duero.

El curso del Riaza, entre el embalse de Linares y Montejo de la Vega se encaja en un profundo cañón sobre el mesozoico plegado, dibujando profundas y apretadas hoces. Se trata de una epigenia típica, tratándose de un curso sobreimpuesto labrado inicialmente en sedimentos terciarios.

La distribución y morfología de la red secundaria de la Hoja (Figura 5) muestra distintas configuraciones, así los afluentes del Riaza que drenan la terminación NE del anticlinal de Honrubia muestran una red concordante con disposición radial, mientras que aguas abajo de Montejo muestra un patrón de drenaje paralelo muy denso e incidido, siendo los cursos más largos los de la margen izda., que son los que drenan la Serrezuela; mientras que los correspondientes a la margen dcha. y que inciden sobre el páramo de Haza-Campillo son mucho más cortos.

Los afluentes del arroyo de La Nava y del propio Duero muestran una red menos densa e incidida, con disposición intermedia entre paralela y dendrítica.

4.3.1. Estudio del modelado y formaciones superficiales

Conocidas por una parte las **características litoestructurales**: conjunto de **materiales carbonatados y detríticos alternantes**, que frente a los agentes externos dan lugar a una contrastada erosión diferencial, resaltándose los niveles litológicamente más competentes y/o cementados **con disposiciones estructurales subhorizontales y/o plegados**, según las Unidades morfoestructurales definidas anteriormente, y por otra, el principal agente que ha condicionado el modelado: **la morfogénesis fluvial**, se describirán a continuación, las diferentes morfologías (formas) tanto de erosión como de acumulación, derivadas de la actuación de dichos agentes externos.

En este sentido y tal como ya se mencionó anteriormente, son las formas estructurales las que tienen mayor significado y desarrollo. Otras formas son las fluviales con llanuras aluviales, abanicos y terrazas, y con génesis diferentes glaciares coluviones dolinas lapiares..., todas ellas completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán a continuación agrupadas según el proceso generador.

4.3.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales son las más significativas dentro de esta Hoja y confieren a los interfluvios una morfología de **replanos escalonados** y **resaltes en graderío** sobre las vertientes. Este tipo de **relieve estructural tabular** se debe a la erosión diferencial sobre capas resistentes (calizas y caliches, conglomerados y areniscas cementadas) alternando con arcillas, arenas y limos poco consolidados.

Los **replanos estructurales** son subhorizontales al estar contruidos sobre capas con esa misma disposición. Presentan un excelente desarrollo en los sedimentos terciarios, aunque con características peculiares según los sectores.

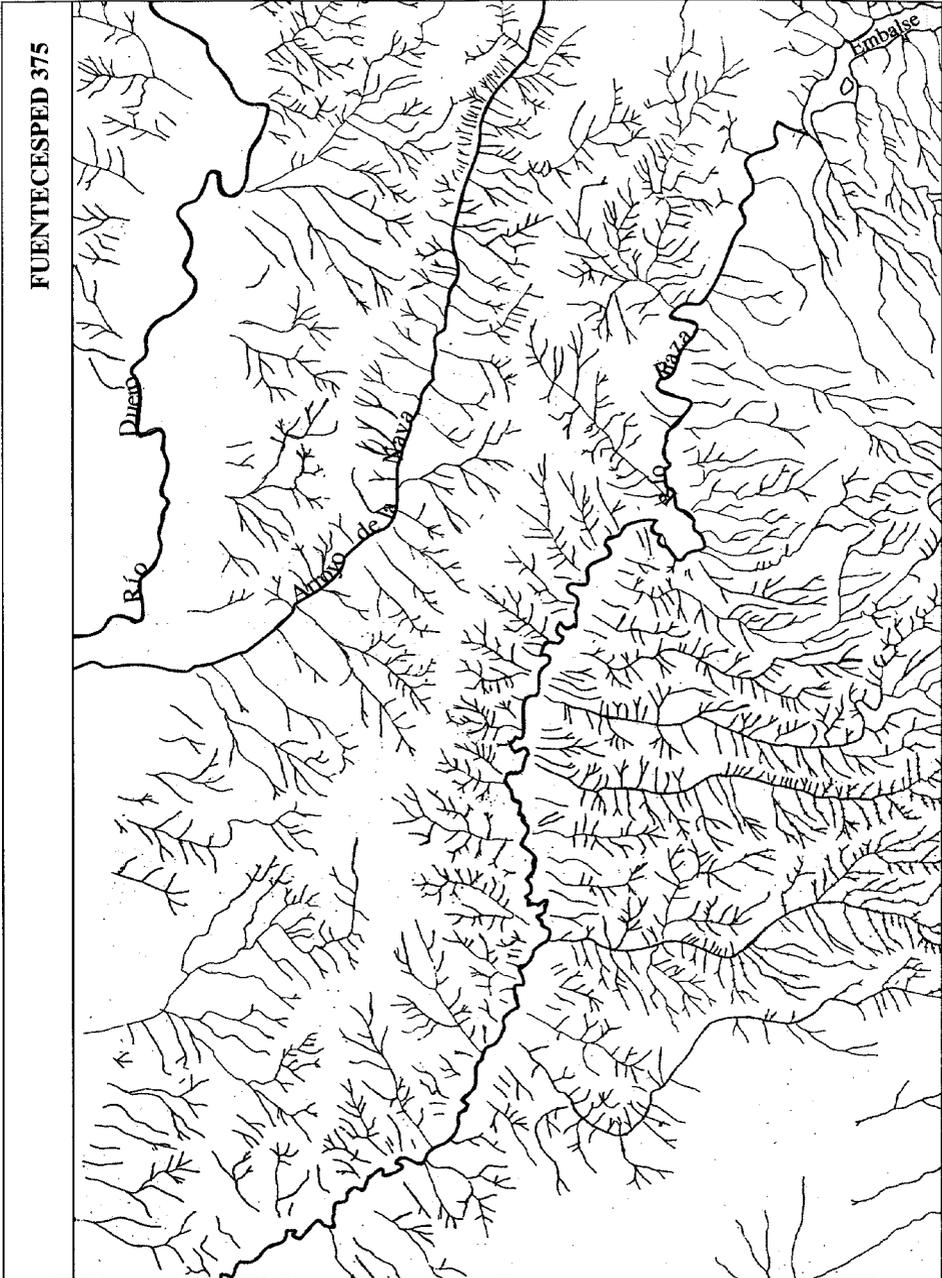


Figura 5. Esquema de la red de drenaje de la Hoja de Fuentelcésped.

Las «calizas superiores» conforman la superficie estructural (con retoques erosivos) topográficamente más alta del denominado **páramo superior**, que en el sector oriental de la Hoja corresponden a los páramos de Cuerno Blanco (Δ 1.016) y del Alto del Carrascal (Δ 1.026); ambos forman parte del gran **Páramo de Castillejo de Robledo**, que se extiende hacia el E. En el sector SO está representado por el **Páramo de Corcos** (Δ Campejón 953, Δ Jorja II 946), con gran continuidad hacia el O (Páramo de Campaspero o de Cuellar), y por los pequeños replanos conservados al E, a modo de **cerros testigo**, de Cabezadas Δ 972 y Cantera Δ 987, en las inmediaciones de la localidad de Fuentenebro.

Tanto las calizas del «páramo inferior» como las «calizas intermedias», pero sobre todo las primeras definen extensos replanos de contornos muy «digitados» ocupando las posiciones somitales de los interfluvios entre los ríos Duero - ayo. de La Nava - Rianza. Correspondiendo a los **Páramos de Sta. Cruz de la Salceda** (Ramardiez Δ 926 - Calera Δ 925 - Sta. María del Monte Δ 908) y de **Fuentelcéspedes-Campillo de Aranda-Haza** con cotas que oscilan entre los 960 m al E y los 880 m al O. Sobre él destacan las «calizas intermedias» a modo de pequeños **cerros testigo** como Carramontejillo Δ 936 y Alto del Nogal Δ 935, inmediatamente al sur de Fuentelcéspedes o como replanos más extensos, a modo de **mesas alargadas**, entre Campillo y Haza (El Blanco Δ 919, Cotarro Blanco Δ 909, Peña Negra Δ 903, Berge Δ 910 y Haza Δ 906).

En la margen izda. del Rianza, desde Montejo hasta el borde occidental de la Hoja, las «calizas inferiores» e «intermedias» originan también, **cerros testigo** y **mesas aisladas** de bordes festoneados (algunas de ellas recubiertas de grueso canturreal cuarcítico correspondiente a un nivel de terraza del río Rianza), **hombreras** y **cornisas adosadas** y escalonadas a media altura por debajo del **páramo superior de Corcos**.

Los **escarpes estructurales** son todos aquellos que limitan los replanos mayores, aunque al ser los estratos terciarios poco potentes, los desniveles que se generan son discretos (40-110 m).

Niveles competentes de menor entidad en cuanto a potencia y continuidad (caliches, calizas, areniscas y conglomerados), intecalados a distintas alturas en la serie, dan lugar a las mismas formas pero a inferior escala, y a otras morfologías menores como pueden ser **cerros acastillados**, **pináculos**, **resaltes** o **cornisas fungiformes**, etc.

En la **Unidad plegada** correspondiente al macizo de Honrubia, están caracterizados perfectamente gran parte de los elementos morfológico-estructurales propios, como es lógico, de un **relieve estructural plegado**.

La superficie de dicha **Unidad** representada en esta Hoja, corresponde estructuralmente, y de forma simplificada, al flanco septentrional y a la terminación nororiental de un gran anticlinorio de dirección aprox. ENE. Dentro de esta estructura podemos diferenciar dos sectores: El occidental, al sur y suroeste de Honrubia, donde aflora el **zócalo arrasado**, y el oriental, correspondiente a la terminación periclinal («domo de Villaverde» sensu *CASCOS, op. cit.*), construida exclusivamente por la **cobertera mesozoica arrasada en la periferia**, pero cuyas cotas más altas destacaban a modo de **relieves residuales** respecto al nivel de colmatación de la Cuenca.

El límite entre ambos sectores desde el punto de vista puramente geológico, es un límite neto y preciso: La Falla NO-SE de Villalvilla-Ermita de Hornuez (Hoja de Maderuelo 403). Morfológicamente dicho accidente no tiene ningún significado, definiéndose el límite en el **replano estructural** (Cerro de la Caleriza) que configuran los conglomerados miocenos, que precisamente fosilizan dicha Falla.

El relieve estructural conformado actualmente en ambos sectores es consecuencia por tanto de la **exhumación** mediante **erosión diferencial** de una estructura alpina plegada y **arrasada** en su mayor parte.

En este caso, los elementos litoestratigráficos competentes de referencia corresponden fundamentalmente a varios niveles o Fms. de la cobertera mesozoica; el nivel estratigráficamente más bajo correspondería al tramo medio-alto de las areniscas y pudingas del Bunt, que origina el frente de la cresta de Honrubia, con pendiente pronunciada del orden de 15°, con pequeños cejos a nivel de capa, pero de culminación roma, sin la cornisa de coronación habitual de dicha forma.

Las carniolas y las dolomías tableadas de las Fms. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas respectivamente destacan sobre todo, en las laderas de los vallas cataclinales que cortan la alineación de esa misma cresta cuya culminación, en este caso arrasada, enlaza en perfecta continuidad con los conglomerados terciarios. Corresponden igualmente a la loma (Δ Ovejo 1.180) del núcleo del anticlinal de Valdevacas.

La serie cretácica consta de un tramo inferior «blando» con una potencia cercana a los 135 m, constituido por la formación detrítica del Albense y las margas y calizas suprayacentes. Por encima de este tramo blando, se dispone la potente (≥ 230 m) y compacta formación calcárea del Turonense-Senonense, dentro de la cual destacan (de muro a techo) por su mayor competencia las Fms. Calizas de Castrojimeno, Calizas de Linares y el tramo basal de las Dolomías del Valle del Tabladillo.

En el sector occidental, el flanco septentrional de la estructura viene definido por dos pequeños resaltes estructurales o **crestas monoclinales** aisladas, apenas destacadas de los replanos de conglomerados cementados miocenos que las fosilizaban: la cresta de Honrubia (triásica-jurásica) y la de la Peña Flor (cretácica), en el ayo. de La Vega de Fuentenebro. Destacando más que nada, por la presencia de angostas **cluses** (hendiduras cataclinales) en ellas, siendo la de la Peña Flor, la más espectacular.

Los gneises del zócalo, al igual que las crestas, también están arrasados y fosilizados por los conglomerados, que aparecen conservados a modo de retazos sobre los interfluvios. La erosión reciente, mayoritariamente en las vertientes, ha explotado la foliación general (inclinada hacia el NO) originando pequeños resaltes de lanchas en «diente de perro». Las cuarcitas del ordovícico, también aparecen resaltadas por erosión diferencial a nivel de afloramiento, formando al E-SE de Honrubia, una discreta sucesión de pequeños resaltes aislados con escasa expresión cartográfica.

El extremo NE de la Serrezuela corresponde a la terminación del anticlinal de Villaverde-Valdevacas, en el cual las calizas cretácicas buzan moderadamente con disposición periclinal,

para progresivamente ir aumentando la inclinación hasta acabar sumergiéndose con buzamientos energéticos (45-80°) bajo los sedimentos terciarios en la flexión del Riaza.

De la disposición cartográfica de las Fms. cretácicas y de la topografía actual se puede llegar a deducir que el nivel de arrasamiento intramioceno llegó a dismantelar la charnela calcárea, alcanzando el núcleo albense.

La progresión de la incisión y del vaciado erosivo actual sobre la charnela, ha conformado una depresión o **combe anular** con disposición **ortoclinal** («depresión ortoclinal y anular de Villaverde-Valdevacas», «sensu» CASCOS, *op. cit.*). El núcleo de la depresión corresponde a la loma del Ovejo (Δ 1.180) que destaca sobre la depresión a modo de **mont**, con vertientes ligeramente convexas de pendiente débil, construido por las carnioles y calizas jurásicas. La depresión, desigual en su amplitud, se dispone con disposición semicircular alrededor de la loma del núcleo, estando labrada sobre las «blandas» arenas albenses y margas cenománenses.

La **cuesta** exterior, delimitada por los discretos **resaltes estructurales** o **cantiles** (2-5 m) originados por las Calizas de Castrojimeno, destacan del fondo de la depresión entre 40-70m; mostrando los **frentes de la cuesta** pendientes medias del orden del 30-50%, rotas frecuentemente por modestos **cejos** o **caballones** con desnivel métrico, originados por niveles más competentes de calizas y margocalizas intercaladas en el tramo margoso, como se aprecia al este de Valdevacas, en la ladera de Cabeza de los Mojones y al oeste de Villaverde, por debajo del Δ Melero.

La cuesta presenta su frente quebrado, mostrando en general un trazado festoneado, dibujando la cresta profundas «V» al ser cortadas por numerosas **cluses** («boquetes cataclinales»), originadas por la red de afluentes secundarios del Riaza.

Aparecen también algunos **cerros testigo** que constituyen algunas de las principales culminaciones; se pueden presentar adosados al frente, como los de Encinillas (Δ 1.118 m) y los «cerros gemelos» de Otero II (Δ 1.205 m) y Valdevacas (Δ 1.205); o por el contrario totalmente desgajados y avanzados con respecto al frente, como el del propio pueblo de Valdevacas, cerro tronco-cónico aislado, coronado por calizas, que destaca a modo de atalaya (1.148 m) sobre el fondo de la depresión.

A partir de las culminaciones del frente de la cuesta que circunscribe la depresión, se desarrollan los **dorsos** o **reversos de la cuesta** conformando replanos suavemente inclinados (5-10%) hacia el Riaza y limitados por los valles cataclinales fuertemente incididos. Estos replanos son retazos de un **pediment** más amplio, que arrasa las calizas cretácicas con buzamientos progresivamente más altos hacia el exterior; la perfección de esos replanos se debe también en algunos casos, a que se conforman sobre verdaderos techos estructurales de capas conglomeráticas.

En la vertiente ya del Riaza, los niveles inferiores competentes de la Fm Valle del Tabladillo, dan lugar a un apreciable resalte destacado de la ladera que conforma una sucesión de **crestas** u **hog-back** que al ser cortado por la red cataclinal (o por el propio Riaza) adoptan la peculiar forma triangular conocida como **chevrons**.

A lo largo de este flanco, la incisión de la red secundaria ha progresado vigorosamente, dando lugar a **valles transversales cataclinales (consecuentes)**, originando acentuadas entalladuras denominadas **ruz** que llegan a alcanzar los replanos somitales, llegando en determinados casos, la incisión y el retroceso en cabecera a cortar la **cresta exterior** de la depresión en profundas **cluses** a través de las cuales ha tenido lugar el vaciado de los blandos materiales de la charnela, dando lugar a la **combe anular**.

Se trata de seis **arroyos cataclinales** con disposición sensiblemente radial desde la depresión, siendo los principales los de Los Callejones, Valdebejón y Valdecasuar, con cabeceras ramificadas de tipo **dendrítico**; dando lugar este último a una estrecha y profunda **garganta** de más de 100 m en el **reverso**.

Al este y sureste del arroyo de ValdeCasuar los afloramientos cretácicos constituyen un **pediment** que arrasa tanto las Calizas de Linares y las Dolomías de Montejo, como sobre algunos afloramientos marginales en el embalse de Linares de Dolomías del Tabladillo. Siendo sin duda, el profundo **cañón del Riaza** labrado sobre estos materiales, el elemento morfológico más característico de esta Unidad. Estructuralmente estos afloramientos corresponden al anticlinal de Linares y el sinclinal del Boquerón, con direcciones de ESE a SE.

El anticlinal se muestra como una estructura muy laxa con charnela ligeramente arrasada en la margen dcha. del ayo. de Valdecasuar; ésta se prolonga subparalela y por la margen izda. del **cañón**, para acabar siendo cortado por este inmediatamente aguas abajo de la presa de Linares. El pliegue está cortado además por el Vallejo Sancho y el Barranco de Valugar, siendo este último un magnífico ejemplo de **cluse**, valle transversal a una estructura plegada con forma ligeramente ahusada, cuya máxima anchura coincide precisamente a la charnela.

El sinclinal se dispone inmediatamente al sur, muestra una clara inmersión hacia el SE, con terminación periclinal a la altura del Barranco de Valugar. Las **trazas de capa** con indicación de buzamiento corresponden a **pequeños resaltes a nivel de estrato** (≤ 2 m) sin que constituyan un elemento morfológico reseñable, de no ser porque su trazado en el mapa refuerza la visualización de dichas estructuras, que pasarían desapercibidas al estar arrasadas.

Todos estos afloramientos quedaron enterrados por el terciario salvo probablemente, los **cerros residuales** de Areales ($\Delta 1.085$) y Lacera ($\Delta 1.077$), que corresponden precisamente a la culminación del pliegue.

El sector exhumado del flanco meridional conforma un ejemplar **dorso de cuesta** cortado por la espectacular **cluse anaclinal** del Riaza, sobre la que se asienta la cerrada de la presa; en ambas orillas se conservan adosados los niveles competentes de las Dolomías del Tabladillo, dando **chevrons** y **crestas arrasadas** por la **superficie de erosión** (Cerrejón, $\Delta 1.020$), pequeños **resaltes** casi a «ras» de agua, frente a la presa, para volver a dar **crestas** y **cluses** en la margen derecha del embalse.

4.3.1.2. *Formas fluviales*

Sin duda la morfogénesis fluvial es la gran protagonista del vaciado de la Cuenca del Duero, y por tanto del relieve actual de la Hoja. La red fluvial principal y afluentes han erosionado

con relativa facilidad los materiales blandos terciarios, quedando resaltados los más competentes (cementados); sobre el Macizo de Honrubia, litológicamente más compacto aunque con sus peculiaridades, tal como se han descrito en el apartado anterior, los procesos erosivos han sido relativamente menos intensos «arealmente», pero sí muy efectivos a nivel «lineal», originando talwegs bastante estrechos y profundos, cuyo máximo exponente es el cañon del Riaza.

Por su extensión superficial son los fondos aluviales y las terrazas fluviales los depósitos mejor representados en relación con los principales cursos: El río Duero y el Riaza, y en otro orden de magnitud, los de sus afluentes secundarios, ayos. de La Nava, Pardilla, Riofresno, Vega de la Torre y Rio Viejo.

Como ya se ha mencionado anteriormente, las **terrazas fluviales** son formas acumulativas, con limitada representación que aparecen casi exclusivamente sobre los sedimentos terciarios, y por tanto en la Unidad morfoestructural de los páramos.

Las **terrazas** representan las diferentes épocas de estabilidad entre sucesivas etapas de encajamiento fluvial. La división en terrazas altas, medias y bajas, aun siendo totalmente arbitraria, intenta mantener una cierta relación temporal con el Pleistoceno inferior, el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior-Holoceno (AGUIRRE, 1989; MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989).

El río Duero en su proceso de encajamiento ha modelado en su transcurso por la Hoja, un amplio valle dejando en las vertientes una serie de niveles de **terrazas escalonadas colgadas**, excepcionalmente **solapadas**. En el tramo superior, es decir, entre Guma y Aranda de Duero, o más exactamente hasta Fresnillo de las Dueñas, aparecen conservadas replanos correspondientes a niveles medios y bajos mayoritariamente en la margen derecha, aunque en la margen contraria a la altura de Vadocondes, sobre el cerro de las Bodegas y otros cercanos aparecen depósitos correspondientes al nivel (f), estos últimos casi totalmente desmantelados al ser cortados y utilizados en el nuevo trazado de la carretera.

Aguas abajo de Aranda en la margen derecha, los **niveles de terrazas** van adquiriendo mayor representación respecto a la extensión y el número de **niveles escalonados**. Lo que evidencia que en ese tramo, el Duero se habría ido **desplazando** progresivamente hacia el N a medida que se iba **encajando**. La terraza más alta corresponde al nivel (b), situado a +(105-90), conservado primero en «la tapa» de pequeños **cerros testigo tronco-cónicos** (Torremilanos y Toroseco entre otros) situados al SE y SO de Castrillo de la Vega, y luego como un extenso replano (Modorrilla), colgado topográficamente en un claro ejemplo de **inversión del relieve**.

Las cotas absolutas asignadas a las respectivas terrazas tanto del Duero como del Riaza, se han calculado tomando como nivel de referencia (+0) las llanuras aluviales de los respectivos ríos, considerados como terraza de vega y llanura de inundación respectivamente.

En la margen izquierda del Riaza, entre las localidades de Montejo de la Vega y Hontangas y mayoritariamente sobre los replanos estructurales correspondientes a los páramos inferior e intermedio se disponen canturrales cuarcíticos relacionados con las etapas iniciales de encajamiento de dicho río. El nivel de terraza con mayor desarrollo es el (c), situado en este caso a

Niveles de terrazas en la Hoja de Fuentelcésped

	Duero	Riaza
Terrazas altas	b + (110-95)	b + 105
	c + (90-70)	c + (90-80)
Terrazas medias	d + 60	
	e + 40	
	f + (30-25)	f + (30-25)
	g + 20	
Terrazas bajas	h + 15	h + 15
	i + (10-5)	
	j terraza de vega	l llanura inundación

cotas entre +(100-85); por encima de este nivel y sólo en dos cerros (Δ Mata Alta y El Cogorro), aparece conservado el nivel más alto (b) a +(105-95).

La potencia de las terrazas normalmente oscila entre los 2-6 m; a techo suele desarrollarse un suelo más o menos evolucionado, en función de la antigüedad del nivel, dándose suelos aluviales, suelos pardos de vega, y suelos pardo-rojizos para los niveles más altos. Con independencia de las características del tipo de suelo, es frecuente que los niveles altos y medios presenten un horizonte A, pedregoso con pátinas de hierro-manganeso, de espesor variable llegando a superar el metro, un horizonte Bt, de acumulación de arcilla, a veces con hidromorfías y por último el horizonte C.

Los sucesivos escarpes entre terrazas escalonadas, están degradados y regularizados, apareciendo recubiertos de canturreal, sin que pueda llegar a observarse en la mayoría de los casos, el sustrato terciario.

La morfogénesis impuesta por algunos arroyos principales: Riofresno, Vega de la Torre y de La Serrezuela (Rio Viejo) corresponde a terrazas modeladas en pendiente (Terrazas en glacis). Debido a la ausencia de cortes en este tipo de depósitos, no se descarta aunque parece poco probable, que correspondan a pequeños replanos fluviales escalonados, posteriormente degradados en glacis-vertiente.

La **llanura aluvial (llanura de inundación)** y el **lecho actual** son los depósitos aluviales más recientes de los cursos mayores, en este caso de los ríos Duero y Riaza. La **llanura aluvial** presenta unos depósitos similares a las terrazas pero con un horizonte a techo de limos grises o pardos, que por su fertilidad, constituye las llamadas «**vegas**» de los ríos, de gran interés agrícola. La vega del Duero como es lógico es la que presenta mayor desarrollo, con amplitudes que oscilan entre uno y tres kilómetros, en el caso del Riaza es algo más modesta, no llegando a superar el kilómetro de anchura.

En el caso del Duero su funcionalidad hoy en día como llanura de inundación es prácticamente nula, puesto que el **lecho actual** aparece **encajado** en ella (y en los sedimentos terciarios subyacentes) entre 10-15 m, de ahí que la denominemos más apropiadamente **terraza de vega**. La gran sección que presenta este profundo cauce (canal de aguas altas) es suficiente para evacuar los caudales de crecida, habiéndose constatado, que en los últimos cinco años el nivel de crecida alcanzaba hasta 5m por encima del nivel medio de las aguas.

El cauce activo discurre entre ambos márgenes pero con pocas posibilidades de modificar su trazado, debido a la estabilidad de los mismos, reduciéndose a algunas **zapas (erosiones) laterales** en los tramos cóncavos de los recodos más acentuados, que pueden considerarse por tanto, como **meandros encajados**.

El Riaza por el contrario presenta un canal estrecho, prácticamente reducido a una acequia (2-4m) encajado unos 2m en la llanura aluvial, divagando sobre ella con una sinuosidad media por lo que, a pesar de estar los caudales regulados por el Embalse de Linares, en situaciones excepcionales el caudal sobrepasa los márgenes del canal en determinados puntos, desbordándose e inundando parcialmente la **llanura aluvial**, que en este caso si corresponde a una verdadera **llanura de inundación**.

Como **fondos de valle** se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan el fondo de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial como en el caso de los más importantes: Ayo. de la Nava, Pardilla, Riofresno..., con **llanura aluvial** funcional ocasional. En los arroyos con escorrentía ocasional los depósitos son de origen mixto, con aporte de materiales procedentes de las vertientes. Algunos de estos depósitos de fondo de valle aparecen actualmente incididos o colgados en cabecera, lo que indicarían una relativa antigüedad para los mismos, y en todo caso, un cambio en las condiciones de equilibrio del perfil.

Sobre las respectivas llanuras aluviales y fondos de valle, y en todo caso, en la desembocadura de cursos de menor orden en éstas, aparecen otras formas de acumulación como son los **abanicos aluviales** y los **conos de deyección**. Dichas formas tienen un mismo origen, diferenciándose por la mayor dimensión de los primeros, su menor pendiente longitudinal y un perfil convexo más suave; los **abanicos aluviales** aparecen sobre las vegas del Duero y del Riaza. Buenos ejemplos de conos de deyección aparecen en la margen dcha del tramo alto del ayo de La Nava, a la salida de los cortos arroyos que drenan la escarpada vertiente de los páramos.

Las formas denudativas adquieren gran importancia en las vertientes de las unidades de la Hoja. Las **cárcavas** son formas que con diferente desarrollo están presentes en las dos unidades morfoestructurales. Aparecen como consecuencia de la **incisión lineal** por barrancos sobre materiales deleznable, principalmente en aquellas laderas y/o escarpes de los numerosos replanos estructurales presentes en la Hoja; o sobre las arenas albenses de la cobertera mesozoica.

La **incisión lineal** es muy patente en las vertientes de los arroyos de la red secundaria; sobre estas laderas se desarrolla un conjunto de regueros más o menos cortos, que van convergiendo, conformando con el colector principal un **drenaje dendrítico**.

La **arroyada difusa** se localiza sobre algunos sectores del páramo de Corcos recubiertos por las gravas cuarcíticas de las «rañas», originada precisamente por la escasa pendiente de dicho depósito.

Otra de las formas más espectaculares de incisión y/o erosión fluvial son las **gargantas y cañones**, que en gran parte de los casos pueden tener un origen **fluvio-cárstico**, dado que se desarrollan mayoritariamente sobre calizas mesozoicas o sobre conglomerados terciarios (fundamentalmente calcáreos) cementados. Por tal motivo, y para destacarlos más de otras formas, se ha utilizado la simbología de cañón kárstico.

El río Riaza aguas abajo de la presa de Linares, discurre en la mayor parte de su recorrido hasta Montejo de la Vega como un cañón labrado primero sobre calizas y dolomías cretácicas, y posteriormente entre éstas y los conglomerados y calizas terciarias; el primer tramo es el que muestra la morfología más típica de cañón, con profundidades que oscilan entre 100-120 m y anchuras máximas entre 300-400 m a la altura del cantil superior. Además de las espectaculares cluses de la Presa y del Casuar (entrada y salida del cañón), en el segundo tramo, después del amplio meandro del Vallejo del Charco que sigue a la cluse del Casuar, destacan como elementos morfológicos más reseñables por un lado, la angosta hoz originada al volver a atravesar las Dolomías de Montejo, y por otro el meandro encajado abandonado (por estrangulamiento) que rodeaba la cresta de Dolomías del Tabladillo, conservado ahora como cerro aislado, destacado junto a otro de conglomerados terciarios sobre los depósitos aluviales del valle.

En otro orden de magnitud, además de la ya citada garganta de Valdecasuar, aparecen otras «**cerradas**» (cluses) y angostos **tajos** en algunos tramos de los numerosos arroyos afluentes al Riaza o al embalse de Linares, que son precisamente los que drenan la estructura anticlinal de Villaverde-Valdevacas, incidiendo o atravesando totalmente los dorsos de cuesta que lo delimitan. El carácter angosto y la energía de las vertientes de estas **entalladuras** (con escarpes verticales de hasta 40 m), tienen lugar al atravesar los mismos conjuntos litológicos anteriormente reseñados para el Riaza.

4.3.1.3. *Formas poligénicas*

Pertenecen a este grupo todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En la Hoja, estas formas están representadas por el sediplano correspondiente al techo del piedemonte (rañas), **superficies de erosión y glacis** de distinto rango. En el primer caso el predominio de la génesis fluvial es más que evidente; en los glacis intervienen procesos de arroyada difusa y otros relacionados con la evolución de las vertientes; en las superficies de erosión se dan procesos de disolución (karstificación) y de arroyada en manto de manera reiterada.

Los depósitos de **rañas** se disponen en el ángulo SO de la Hoja, sobre los «depósitos rojos pliocenos» (32) o fosilizando directamente la superficie de erosión desarrollada sobre las calizas del páramo superior. Por lo que en este sentido, la **raña** del Páramo de Corcos representa el último episodio en la elaboración del piedemonte, atribuyéndola una edad Plioceno, a partir de la cuál, se inicia la jerarquización y encajamiento de la red fluvial, considerada cuaternaria, representada en este caso por los ríos Duero y Riaza.

Los **glacis** en este caso, son formas con escaso desarrollo y representación, el más antiguo aparece al O de Castrillo de la Vega, sirviendo de enlace entre los niveles de terraza «e» y «f» del Duero, se presenta incidido y colgado respecto a la red fluvial; el otro **glacis**, más moderno, enlaza con la terraza de vega «j» del Duero al este de localidad de Aranda.

La **Superficie de erosión Fundamental** se desarrolla en esta Hoja no sólo sobre las calizas superiores de los páramos de Corcos (esquina SO) y los del Cuerno Blanco y el Alto del Carrascal (borde oriental), sino también biselando el borde mesozoico y el techo de los conglomerados miocenos del borde, estando en general bien conservada. Corresponde por tanto a la superficie (S_2) definida por GRACIA, *et al.* (1988, 1990) en el sector central de la Cordillera Ibérica y en el borde NE de la Cuenca del Duero respectivamente.

Sobre los páramos, a grandes rasgos prácticamente corresponde a una **superficie estructural** con retoques erosivos, pero es claro que la superficie presenta un gradiente hacia el N y NO. Los estratos de calizas más altos del Páramo de Corcos se presentan **karstificados** con dolinas (Tenadas de Los Charcos) y cavidades verticales irregulares de dimensiones más discretas (Δ Cabezadas II, al norte de Aldehorno) rellenos y recubiertos por *terra rossa* y detríticos con gravas cuarcíticas y limos-arcillosos rojos. El final de la elaboración de esta **Superficie** por tanto, debe corresponder al Turolense-Plioceno.

Esta **Superficie** por los rasgos morfológicos y minerológicos que presenta se correlacionaría con la superficie superior de MOLINA y ARMENTEROS (*op. cit.*), a la que atribuyen una edad pliocena.

Sobre el borde mesozoico, esta **Superficie de Erosión** se reconoce tanto al N y NE de las localidades de Villaverde y Valdevacas de Montejo como el E de esta última, presentándose como un extenso arrasamiento sobre las dolomías y calizas cretácicas, flanqueado por tenues relieves residuales también cretácicos (Otero II y Valdevacas, 1.214; Areales, 1.085; Lacera, 1.077).

Por otra parte, al suroeste de la cerrada de la presa de Linares, el fuerte encajamiento del arroyo del Boquerón pone de manifiesto una superficie de erosión que bisela *las calizas y dolomías* del cretácico superior. Esta superficie está fosilizada por conglomerados calcáreos cementados que deben corresponder a las facies proximales del tramo detrítico interpáramos, consideramos que se trata de la **Superficie intramiocena** (S_1), y que en los alrededores del embalse de Linares se observa cómo esta superficie aparece fosilizada por detríticos, situados por debajo de las calizas del páramo superior (GRACIA, *et al.*, 1990), por lo que el periodo de elaboración final de dicha superficie debe situarse aproximadamente en el Vallesiense med-sup.

4.3.1.4. *Formas de laderas*

Se han considerado aquí, los **coluviones** originados por la acción individual o conjunta de la gravedad, solifluxión y arroyada laminar sobre las **vertientes**, estando tapizadas de canturreal y material fino que *enmascara* el sustrato. La litología de estos depósitos es variada, dependiendo del sustrato litológico que los origine; mayoritariamente presentan una matriz limo-arenosa más o menos abundante y cantos de naturaleza calcárea (cretácicos y terciarios) en los alrededores del cañón del Riaza, o cuarcíticos en la vertiente occidental del Arroyo de la Serrezuela heredados de la raña.

Los primeros constituyen taludes de derrubios (**talus slope**) conocidos también como **pedrizas**. Se originan preferentemente en vertientes que culminan con una cornisa acantilada calcáreo-dolomíticas cretácica, dominando un talud regularizado por un manto detrítico de gelifractos acumulados por gravedad, por lo que poseen pendientes mínimas superiores a los 30°, que permiten la movilización. Los más representativos aparecen en las vertientes del cañon de Riaza y en barrancos adyacentes (Valugar).

Los clastos son angulosos, de tamaño variable y usualmente desprovistos de finos en superficie (textura *openwork*), sueltos o parcialmente cementados por carbonatos. En profundidad y sobre todo en la parte baja del talud, se enriquecen en arcillas y/o margas. Los clastos se movilizan a lo largo del talud en ciclos de hielo-deshielo mediante soliflujión o *frost creep*. Los desarrollados en la vertiente septentrional (solana) se muestran bastante sueltos y prácticamente desprovistos de vegetación, lo que indicaría que son subactuales, mientras que los de la vertiente opuesta (umbría) aparecen completamente colonizados por la vegetación.

Se han identificado puntualmente **fenómenos gravitacionales** consistentes en **desprendimiento de bloques** (*rock fall*), en general de pequeña entidad, por lo que no se han señalado en la cartografía, excepción hecha del de la localidad de Haza. Los desprendimientos tienen lugar por descalce (zapa) de las cornisas y resaltes de niveles competentes de distintas litologías: calizas mesozoicas, conglomerados terciarios y calizas de los páramos; en el caso citado corresponderían a estas últimas. El fenómeno puede considerarse actual, aunque tuvo lugar en el año 1994, con anterioridad a la realización de la Hoja; el incidente no causó daños personales ni materiales, pues tan sólo algunos bloques métricos alcanzaron los sembrados cercanos al pie de la vertiente.

Otro fenómeno muy interesante de reseñar e igualmente no menos espectacular son los **deslizamientos (rotacionales)** de ladera (*rotational slide o slump*) detectados en la esquina SE de la Hoja, en las inmediaciones del embalse; sin duda el más espectacular en cuanto a tamaño, daños y conservación, dado lo reciente del proceso es el que tuvo lugar sobre la vertiente septentrional de D Picacho II (1.004). El proceso afectó al túnel del ferrocarril, desplazándolo y hundiéndolo parcialmente por lo que tuvo que abandonarse y construir un nuevo túnel, penetrando más profundamente en el macizo rocoso. Este nuevo túnel aparece ya referenciado (como fotografía) en la Memoria explicativa de la Hoja geológica publicada en 1952, por lo que el deslizamiento debió de tener lugar en fechas anteriores próximas. En campo se observa que la(s) cicatriz(ces) del escarpe de coronación afecta al conjunto tabular de conglomerados terciarios cementados (20), penetrando la superficie de deslizamiento en los tramos arcillosos (19) y yesíferos (18) subyacentes. Los otros deslizamientos reseñados en el Mapa son mucho más antiguos y se desarrollan fundamentalmente en vertientes construidas sobre la litología arcillosa anteriormente citada.

4.3.1.5. Formas kársticas

Las **formas exocársticas** más espectaculares de la Hoja corresponden a los **valles cársticos** (fluviocarst) elaborados tanto sobre las calizas mesozoicas como sobre los conglomerados calcáreos cementados, en su formación participan los procesos erosivos (fundamentalmente por disolución) en el lecho del cauce, como el colapso y «captura» de las cavidades cársticas sub-

yacentes al mismo, el resultado es un curso subaéreo con paredes y escarpes de magnitud considerable a lo largo del trazado. El ejemplo más espectacular es el propio **cañón** del río Riaza, que comienza en la propia cerrada del embalse de Linares y llega hasta Montejo de la Vega, correspondiendo el trazado más angosto a las **Hoces** del Casuar y de la Rinconada, aunque de acuerdo con CASCOS (op. cit) dada la escasez y hasta ausencia de restos de sistemas de cavernas y galerías en las paredes del mismo, lo califica como un **cañón calcáreo** de incisión lineal.

A menor escala, son igualmente de destacar los valles (cañones) con paredes verticalizadas y **angosturas** de la red de afluentes secundarios por la margen izda. del Riaza, destacando los del arroyo del Boquerón (aguas arriba de la presa), Valdetejar, Valugar, Valdecasuar, el barranco de Bañuelos (Montejo) y los de Valdepardebueyes, Valdebejón y de Los Callejones aguas debajo de esta última localidad. Mención aparte citaremos también la hoz del ayo. de Pardilla aguas abajo de Honrubia, y las de los ayos. secundarios aguas arriba de la localidad de Fuentenebro.

A menor escala y en o sobre las paredes de estos cañones se desarrollan **paisajes ruñiformes** que, en el caso del Riaza consisten en enormes **cilindros** o **torreones** de hasta 50 m de altura por 20 m de diámetro, parcialmente soldados a la pared, siendo muy numerosos en la vertiente septentrional del cañón, estas morfologías parecen estar muy controladas por la red de diaclasado. Las calizas terciarias de Montejo (23) proporcionan también unas fisionomías peculiares muy vistosas, con **tormos** o «setas», **viseras** y **torreones**, sobretodo en el paraje de confluencia del Vallejo del Charco con el de Peña Blanca.

Si excluimos las hoces y cañones, el resto de formas destructivas se reducen a algunas **dolinas**, a **pavimentos** con **lapiaces** moderadamente desarrollados y a pequeñas **microformas de tipo alveolar**.

Las dolinas aparecen en la esquina SO de la Hoja sobre el Páramo de Corcos, en gran parte de los casos emplazadas directamente sobre materiales detríticos pliocenos (32? y 33) como ocurre en las inmediaciones de las Tenadas de los Charcos, por lo que son evidencias de un **kárst cubierto** subyacente desarrollado en las «Calizas superiores del Páramo». Son por tanto **dolinas de disolución-subsidencia**.

Se presentan como depresiones de tendencia circular o elíptica con poca profundidad (≤ 5 m) y dimensiones m/dm, con bordes bastante suavizados (**dolinas en artesa**), cuyo fondo aparece ocupado por lagunillas estacionales, o parcialmente escarpados, en formas transicionales a **dolinas en embudo**.

Los **pavimentos cársticos** se desarrollan preferentemente sobre las calizas del cretácico sup, sobre el dorso del flanco septentrional del anticlinal de Honrubia, tratándose fundamentalmente de un **pavimento inclinado**, localmente **escalonado**. Sobre el pavimento aparece un **lapiaz**, tanto **estructural** como **oqueroso** con distintos grados de evolución. Los **lapiaces estructurales** aprovechan una retícula ortogonal de diaclasas, con clara planta de paralelogramos normalmente decimétricos. Los procesos de disolución ensanchan las diaclasas desde arriba dando lugar a hendiduras con anchuras bastante regulares, que van desde algunos cm a varios dm, y profundidades decimétricas. Habitualmente aparecen rellenas de arcillas resi-

duales (terra rossa) colonizadas por un tapiz herbáceo que resalta la superficie de los polígonos, en lo que se denomina como **enlosado almohadillado (rundkarren)**. Éste puede seguir evolucionando dando lapiaces de grietas muy abiertas con relieves dm calizos en **cuchillas alargadas y/o mogotes**.

A estas variedades de lapiaz se les superpone otro de tipo **oqueroso**, formado por grupos de **oquedades tubulares (hollenkarren)** que van desde 2 cm hasta superar el dm, alternando con simples **alveolos** con profundidad poco mayor que el diámetro. Los tubos cilíndricos presentan direcciones múltiples, pero predominan las subverticales, siendo la densidad de los mismos bastante variable.

Sobre las calizas de los distintos páramos se desarrolla también un lapiaz oqueroso, con cavidades y tubos cm-dm normalmente colmatadas por arcillas. Dadas sus características, genéticamente parece tratarse de un **lapiaz cubierto**, al menos en su mayor parte, pues aparece siempre bajo una delgada cobertera de suelo (10-30 cm) y vegetación, aflorando en superficie por desmantelamiento de dicha cobertera, tanto de modo natural como por la acción antrópica.

Las **formas endocársticas destructivas** más características son las **cuevas** y **galerías**, que, como ya se mencionó anteriormente, aparecen escasamente representadas tanto en número como en dimensiones, al menos respecto a las reconocidas hasta el momento en el cañón del Riaza y en general, en todo el macizo calcáreo mesozoico. En algunos páramos calcáreos también se reconocen algunas aunque con escaso desarrollo como en el páramo de Haza, en el corte de la carretera de Castrillo de la Vega a Adrada de Haza y en la Peña Negra (D 903 m), o en el Llano de Tarremilanos, al este del caserío de Maluque. Las **formas constructivas** son asimismo bastante escasas, reduciéndose a algunas pequeñas **estalactitas** y **coladas travertínicas** de escaso espesor en algunas de las oquedades descritas anteriormente.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Entendemos como evolución dinámica desde el punto de vista morfológico, a la serie de procesos que tienen lugar sobre un área determinada, y al conjunto de «morfologías» que se van sucediendo por la actuación de dichos procesos, a partir del «instante» en que consideramos que cambian las condiciones geodinámicas pre-existentes de sedimentogénesis en las cuencas terciarias, a una morfogénesis erosiva generalizada.

Para ello hay que integrar la Hoja dentro de su contexto regional, que es el borde suroriental de la Cuenca del Duero y su enlace con el Sistema Central, representado en este caso por Macizo de Honrubia-Pradales.

La Cuenca del Duero constituye un dominio sedimentario bien individualizado durante todo el Neógeno. Hacia el final del ciclo tiene lugar, al menos en gran parte de la misma, la generalización de un ambiente lacustre representado por las calizas superiores del páramo, claramente expansivas sobre la periferia; de tal modo que el sedi-plano calcáreo enrasa (y fosiliza) hacia los bordes con pediments más o menos extensos, pero siempre bien desarrollados sobre los

materiales mesozoicos de los bordes, y que conforman la denominada Superficie de Erosión fini-neógena (que ya venía elaborándose desde antes).

Esta disposición indicaría una gran estabilidad tectónica en los bordes, sin desnivelaciones importantes generadoras de relieve, constituyendo la última y clara manifestación del endorreísmo de la Cuenca.

- Con posterioridad al desarrollo de esos ambientes lacustres carbonatados, tiene lugar la desecación de los mismos y la exposición subaérea de dichos depósitos bajo un clima húmedo que favoreció el desarrollo procesos de alteración y de karstificación notables, sobre la superficie de las calizas tabulares del páramo superior. Simultáneamente en el borde y en la periferia montañosa tiene lugar el desarrollo de suelos rojos en una posible etapa biotóxica (ORDÓÑEZ, *et al.*, 1976).

A partir de ese instante, y de ese paisaje («final» o «inicial») de pedillanura finineógena, definida por la presencia de una superficie de erosión que arrasa un sediplano calcáreo, y de una suave llanura de piedemonte que enlaza con ella, podemos considerar que cambian las condiciones geodinámicas, dominando otros procesos distintos que van a ir transformando ese paisaje.

Un acrecentamiento hacia condiciones más húmedas y lluviosas, originó el rápido desmantelamiento de los perfiles de alteración en los pediments y relieves marginales (Macizo de Honrubia) arrastrándolos hacia la Cuenca y depositándolos en forma de abanicos aluviales limo-arcillosos rojos (Turolense?-pliocenos). Estos abanicos aluviales fosilizan la superficie de karstificación elaborada sobre el sediplano de las calizas superiores en aquellas áreas donde tiene lugar el *offlap* aluvial, manteniéndose sobre el resto de la superficie las condiciones de exposición subaérea y por tanto, de disolución y karstificación.

Sobre los abanicos rojos y, ligeramente encajados en cabecera sobre ellos (ORDÓÑEZ, *et al.*, *op. cit.*) se depositan, mediante corrientes de aguas claras tipo *braided*, los abanicos cuarcíticos conocidos como «rañas» (Pliocenas?), progradando hacia el interior de la Cuenca.

- Simultáneamente a la implantación de las condiciones húmedas y lluviosas que originan este conjunto de abanicos aluviales periféricos, debió tener lugar la captura de la Cuenca por retroceso de la red atlántica (MARTÍN-SERRANO, 1988; 1991), favorecida sin duda por un aumento de los caudales, y por tanto de una mayor capacidad de erosión y transporte de la misma.

Así pues las Rañas, o por lo menos la aquí considerada como tal (raña del Páramo de Corcos), pueden ser coetáneas con el proceso de captura aunque, de acuerdo con MARTÍN-SERRANO (1991): «no es posible pensar en un paisaje fini-neógeno sincrónico, puesto que la progresión de la red fluvial no puede alcanzar todos los lugares al mismo tiempo». La aplicación de esta hipótesis, que determina el heterocronismo de la «Raña», explicaría además el diferente grado de disección de los diversos sectores de la Cuenca.

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial marcaría el tránsito Neógeno-Cuaternario (AGUIRRE, 1989), pero que como ya es ha razonado antes, necesariamente se trata de un pro-

ceso progresivo a nivel cuencal, dejando por tanto de ser un límite cronológico preciso, si no más bien heterócrono en el ámbito de la Cuenca.

Con el inicio de la gliptogénesis fluvial, queda concluido el ciclo endoreico de la Cuenca del Duero dando comienzo su erosión y vaciado hacia el Atlántico a través de su arteria principal de drenaje, el río Duero y su red de afluentes.

Considerando la ubicación de la Hoja en el contexto de la Cuenca, y las características litológicas del sustrato, la evolución dinámica se va a caracterizar por una intensa morfogénesis de disección fluvial.

Las corrientes de agua aportadas por el sistema de abanicos aluviales que construían las rañas, debían ser recogidas inmediatamente al norte por un colector principal (paleo-Duero?) y otro secundario (Riaza) que discurrían con dirección ONO hacia las zonas centrales (con nivel de base más bajo) de la Cuenca, aunque con toda probabilidad, este sistema fluvial era ya exorreico.

Así pues, simultáneamente o con posterioridad a las rañas de este sector de la Cuenca, tiene lugar el inicio del encajamiento del paleo-Duero ya como curso exorreico. A lo largo de este proceso (que abarcaría todo el pleistoceno), se va definiendo la red fluvial a la vez que se produce el desmantelamiento de los materiales terciarios, y el modelado de las diferentes formas. Definiéndose un relieve de tipo estructural con diferentes peculiaridades en función de las características litológicas de las series mesozoica y neógena y de la disposición (estructura) de las mismas, resaltándose niveles competentes que constituyen por un lado las crestas de los relieves en cuesta, y por otra, replanos conformando una serie de plataformas horizontales, aisladas y/o escalonadas (páramos) a partir del techo del piedemonte.

La evolución de la gliptogénesis fluvial de los cursos principales, se pone en evidencia por el desarrollo de los respectivos sistemas de terrazas fluviales, conformando estrechas y alargadas plataformas de gravas cuarcíticas (sediplanos), que posteriormente van quedando abandonadas y colgadas mediante sucesivos encajamientos del cauce; quedando dispuestas escalonada y subparalelamente a los cursos fluviales actuales aunque, en el caso concreto que nos ocupa.

Ligeramente retardada en el tiempo se originaría y encajaría la red secundaria, y por último, la red menor de arroyos y barrancos. En el Holoceno la morfogénesis fluvial continúa, reflejándose en los depósitos más recientes de los ríos, y que junto con otros procesos morfodinámicos que tienen lugar en las vertientes y en los interfluvios, tienden también a rebajar y suavizar los perfiles.

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA

La Hoja de Fuentelcésped no evidencia procesos geológicos recientes tanto denudativos como sedimentarios de importancia. A ello han contribuido un conjunto de factores como son: la estabilidad neotectónica de la zona, la disposición y naturaleza de los materiales y por último, el clima imperante en la región. De cara a un futuro próximo, no son de prever cambios sustanciales en los procesos actuales ni por tanto, grandes desequilibrios morfológicos.

De entre los procesos actuales destacaremos la incisión de barrancos y cárcavas y los procesos de ladera que sobre materiales poco consolidados tienden a rebajar los interfluvios con el fin de conseguir un mayor equilibrio y homogeneización del relieve. Los deslizamientos rotacionales parecen circunscritos a un entorno muy concreto, en el que predomina un sustrato arcilloso/yesífero impermeable, sobre el que descansan niveles competentes de conglomerados cementados, que parecen comportarse como un acuífero colgado. En la vertiente oriental del cerro Llano (D 992) se dan estas circunstancias, además de la fuerte pendiente que presenta, a lo que se pueden añadir fenómenos de colapso por disolución de yesos en explotaciones antiguas, actualmente sumergidas bajo las aguas del pantano, por lo que la probabilidad de que tengan lugar deslizamientos es bastante alta.

En los niveles de materiales más competentes (cementados), que forman cornisas y resaltes en las vertientes escarpadas, propias de un relieve estructural, puede tener lugar la caída de bloques, debido a la inestabilidad de estas formas por zapamiento de su base (caída) o por desdome (vuelco) a favor de diaclasas, aumentando el riesgo en aquellas laderas más verticalizadas, como es el caso de los cañones del Riaza y de Valdecasuar.

La erosión lateral en los cauces de los cursos importantes, tiene lugar en la actualidad en zonas muy concretas y localizadas en las márgenes cóncavas de los meandros.

Los procesos sedimentarios recientes tienen lugar en los lechos actuales y en los fondos de valle, originando barras de gravas y arenas en el primer caso y limos en el segundo. Los abanicos aluviales cuaternarios de mayor tamaño han dejado de ser funcionales, pues en la mayoría de ellos se ha encauzado el canal de alimentación imposibilitando su desbordamiento, sin embargo tanto las localidades de Montejo de la Vega, Adrada de Haza y Hontangas, podrían sufrir inundaciones en caso de precipitaciones intensas localizadas en las cabeceras de los torrentes.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la Hoja de Fuentelcésped se inicia entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior con el emplazamiento de los materiales subvolcánicos del Olló de Sapo en un contexto de arco magmático. Durante el Tremadoc y parte del Arenig, discordantes probablemente sobre el protolito del Olló de Sapo se depositan los materiales pelítico-arenosos de la Fm. 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 arenosos de la Fm. Alto Rey (Cuarcita Armoricana). Durante el tránsito al Llanvirn la cuenca vuelve a ganar profundidad, sedimentándose en condiciones anóxicas los materiales esencialmente pelíticos de la Fm. Rodada.

En toda el área de afloramiento del macizo de Honrubia (Hojas de Fuentelcésped y de Made-ruelo) no se conservan depósitos sedimentarios comprendidos entre el Llanvirn y el Mesozoico; sin embargo, regionalmente se constata la continuidad del registro estratigráfico por lo menos hasta el Devónico inferior (Hoja de Ayllón), lo que supone la continuidad de la sedi-

mentación en la cuenca hasta la incorporación de todo el apilamiento sedimentario al orogéno hercínico.

La orogenia hercínica en el macizo de Honrubia se inicia con una fase de compresión D_1 y 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 (DÍEZ 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 esta 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 en el área del Macizo de Honrubia, el basculamiento hacia el NE de todas las estructuras previas. En los últimos momentos de la estructuración orogénica se generan pliegues de pequeña entidad vergentes al SO.

A continuación en la Cadena Hercínica tiene lugar una etapa distensiva de fracturación frágil, de gran repercusión en la evolución posterior que tradicionalmente se ha denominado fracturación tardihercínica en sentido amplio, desarrollándose durante el Estefaniense y prolongándose hasta bien entrado el Pérmico, durante la cual se generaron desgarres y fallas normales con movimientos en dirección que se agrupan según las direcciones principales NNE-SSO a NE-SO y NO-SE, a favor de las cuales se forman diques de rocas filonianas como cuarzo o, en la vecina hoja de Maderuelo de pegmatitas.

Los relieves originados en el Orogeno Hercínico, ya cratonizado, sufren un importante proceso de erosión cuyos sedimentos se depositan en cuencas continentales restringidas controladas por la fracturación tardihercínica.

Esta fracturación se ha explicado en el contexto de una megacizalla dextral resultante de la rotación de la placa Ibérica entre las placas Euroasiática y Africana (ARTHAUD y MATTE, 1975). SOPEÑA, *et al.*, 1978) estiman que un sistema principal de desgarres con dirección NO-SE, derivado de esta megacizalla, dan lugar en zonas transtensionales, a cuencas normalmente asimétricas, donde se acumulan importantes espesores de sedimentos de abanicos aluviales, como las cuencas pérmicas presentes en Hojas próximas (Ayllón, Ríaza, Atienza), en el entorno de la terminación NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La formación de las cuencas pérmicas y, sobre todo, la sedimentación triásica marcarían el inicio del Ciclo Alpino. El Pérmico (no representado en esta Hoja) está constituido por series detríticas con intercalaciones de coladas volcánicas (andesitas de Atienza) interestratificadas en la parte más inferior de la serie. Los materiales pérmicos descansan discordantes sobre el Paleozoico y son recubiertos en discordancia también, por el conglomerado del Buntsands-

tein, o por materiales más recientes. El comienzo del Pérmico coincide con un cambio climático importante: el paso del clima tropical húmedo del carbonífero a un clima árido o semiárido que da lugar a sedimentos fluviales rojos.

Tras un período de tiempo no bien determinado, la situación cambia en el Pérmico superior, y se establece un régimen distensivo determinando la sedimentación, que va a continuar durante el Triásico y el Jurásico, extendiéndose hasta el final del Cretácico.

El área de actuación de este régimen distensivo corresponde al dominio del denominado Surco Ibérico, que ha sido interpretado como una cuenca desarrollada durante el Mesozoico de tipo graben aulacógeno.

La sedimentación tuvo lugar en cuencas intracratónicas, que fueron ocupadas por mares epicontinentales someros. Estas cuencas estaban separadas por umbrales que actuaron controlados por el hundimiento y basculamiento de bloques sobre fallas normales generalmente listricas.

La etapa inicial corresponde a un *rifting* de dirección ibérica. El Trias del borde del macizo Hespérico se caracteriza por la ausencia de facies Muschelkalk y Keuper bien desarrolladas, siendo estas últimas similares a la facies Bunt.

El Buntsandstein aparece representado por un conjunto conglomerático, arenoso y lutítico correspondiente a sistemas aluviales y fluviales que evolucionan, ya dentro del Keuper a facies de llanuras fangosas de abanicos aluviales que hacia techo pueden pasar a facies de *sebkha* con influencia marina en la parte superior.

La sedimentación del ciclo Triásico finalizó con la primera transgresión importante y la implantación de la plataforma carbonatada correspondiente al depósito de la facies marina somera de la Fm. Imón. Con posterioridad al depósito de esta unidad se inició una actividad distensiva que provocó la ruptura de la rampa carbonatada del triásico sup. y la compartimentación de la misma en semigrábenes a favor de fallas normales listricas, estos fueron rellenados por facies de brechas y ruditas en el inicio del Jurásico. En las zonas más subsidentes de algunas de las cubetas se encuentran unidades evaporíticas y carbonatadas depositados en ambientes de *sebkhas* representadas por la Fm. Cortes de Tajuña.

A partir del Sinemuriense y una vez colmatada la cuenca evaporítica, se inicia una etapa de estabilidad tectónica y la progradación (inundación) de la cuenca, con el predominio de facies carbonatadas tableadas de la Fm Cuevas Labradas, depositadas bajo ambientes marinos someros, de tipo rampa.

La sedimentación mesozoica sufrió una importante reactivación a partir del Jurásico Superior como consecuencia de un nuevo periodo extensional que, como el anterior, se inició con una etapa de *rifting* Jurásico sup-Cretácico inf. dando lugar a cuencas muy subsidentes que controlaron el depósito de series sintectónicas en facies Purbeck y Weald no representadas en este borde, aunque sí en otros sectores de la Cordillera Ibérica relativamente cercanas hacia el N (Demanda-Cameros). La ausencia de depósitos desde la parte alta del Jurásico inf. hasta el Cretácico sup. en el ámbito de la Hoja, se debe probablemente a la acción de procesos

erosivos cretácicos, que no sólo dismantelarían parte del registro sedimentario previo, sino que también darían lugar a una relativa peneplanización de la región, con un relieve suavemente elevado hacia el Oeste.

El comienzo de la subsiguiente fase de *postrift*, con flexura generalizada de la cuenca por contracción térmica, viene señalada regionalmente por el carácter expansivo de la sedimentación sobre los bordes del Macizo Ibérico, mediante la discordancia de la Fm. Utrillas, a partir de la cual se desarrolla durante todo el Cretácico superior (Albiense sup.-Maastrichtiense) una sedimentación mixta detrítico-carbonatada correspondiente a una alternancia de ambientes de plataforma abierta y litorales que, a grandes rasgos se pueden agrupar en dos megaciclos transgresivos-regresivos.

La primera megasecuencia comienza con arenas de origen continental fluvial o de llanura aluvial costera, base del Cretácico superior en toda la región. Las Arenas de Utrillas son el cambio lateral de facies de las plataformas carbonatadas del Turoniense al Campaniense inferior desarrolladas hacia el SE. Sobre la Fm Utrillas, y durante el Cenomaniense sup.-Turoniense inf., tiene lugar un tímido episodio transgresivo representado por margocalizas, calizas arenosas y calcarenitas de plataforma interna somera (Calizas y Margas de Carabias). Un nuevo impulso regresivo cierra este Ciclo inferior y el inicio del segundo, caracterizándose éste por un marcado carácter extensivo con respecto al anterior, de tal forma que de tal forma que sus depósitos progradan considerablemente hacia el SO.

Se inicia (Turoniense Medio?) con un breve episodio continental que corresponde a la sedimentación de las Arenas y Arcillas de Segovia, cuya interpretación sedimentológica va desde fluvial hasta llanuras de marea siliciclásticas, continuándose con las Calizas y Margas de Castrojimenó, interpretadas como facies marinas de plataforma interna abierta, depositadas en el Surco Ibérico por una transgresión de origen atlántico.

Durante el Coniaciense las Calizas de Linares representan una plataforma extensa, somera, de alta o media energía, con barras de megaripples y zonas de sombra con abundantes edificios bioconstruidos por Rudistas. Durante la sedimentación de las Dolomías de Montejo las condiciones en la plataforma permanecen casi invariables, aunque en algunas zonas, las barras actúan de barrera energética, dando en las áreas más protegidas facies con características de lagoon restringido. A techo de esta unidad se evidencia ya, una somerización por la presencia de facies mareales y rasgos de emersión en las barras.

En la Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo, Campaniense y quizás a techo Maastrichtiense predominan las facies inter y supramareales, estas últimas con niveles de yesos depositados en sebkhas que contienen salmueras y que representan un claro retroceso de la línea de costa y el paso a condiciones netamente continentales

La similitud de estas facies en ambos lados del Sistema Central permite suponer, que el levantamiento de éste comenzaría con posterioridad al depósito de las mismas.

En la Hoja de Fuentelcésped el Terciario presenta un escaso registro sedimentario, con ausencia de depósitos de por lo menos todo el Paleógeno, bien sea por erosión o por falta de sedimentación. Excepción hecha de la unidad (19) que aparece entre los yesos y los conglomerados

dos miocenos, y que se ha atribuido al Paleógeno aunque bien pudiera ser Aragoniense inf., por ello hay que recurrir a la evolución observada en áreas cercanas.

Durante el Eoceno-Oligoceno la cuenca sedimentaria mesozoica es deformada e invertida compresivamente (fase Castellana), dando lugar como relieve estructurado a la Cordillera Ibérica. En el Mioceno inf.-med (Ageniense sup.-Aragoniense inf.) una nueva fase de reactivación tectónica correlacionable con la etapa Guadarrama (Neocastellana), termina de levantar el Sistema Central en forma de «*uplift* cabalgante» sobre las cuencas limítrofes, adoptando la Cuenca del Duero una configuración más o menos parecida a la actual. Una discordancia angular bien marcada se desarrolla en la base de los conglomerados miocenos que onlapan sobre sedimentos paleógenos? y mesozoicos plegados, dando lugar al comienzo del conjunto sedimentario Mioceno.

Durante el Mioceno med.(Aragoniense) tiene lugar una sedimentación en ambientes de llanura aluvial (abanicos aluviales y fluviales) que pasan lateralmente y/o alternan con facies carbonatadas palustre-lacustres. Las facies fluviales más bajas corresponderían a sistemas de baja sinuosidad con amplias llanuras lutíticas expuestas que facilitan el desarrollo de calcimorfos; presentan paleocorrientes que indican procedencia SE, dirigiéndose hacia el ONO, hacia zonas más «internas» de la Cuenca, dando lugar al amplio sistema fluvial de características meandriformes, conocido como «Serie Detrítica de Aranda».

A partir de los rasgos sedimentarios y de los restos de fauna asociados, se deduce un clima semiárido, o más bien con estacionalidad marcada, en un ambiente parecido al de la «savana» africana actual.

El ciclo culmina con un predominio de términos carbonatados que dan lugar a las «Calizas inferiores del Páramo», de edad Aragoniense Superior y de marcado carácter expansivo sobre los relieves mesozoicos del borde suroriental, reseñando una etapa de cierta estabilidad tectónica.

Según algunos autores (GARCÍA DEL CURA, 1979; ALONSO GAVILÁN, *et al.*, 1997; MEDIAVILLA y DABRIO, 1988; ARMENTEROS, 1991;...) sobre la superficie de esta unidad calcárea se aprecian disoluciones kársticas que marcarían una discordancia a nivel cuencal. Por nuestra parte, y en este ámbito de estudio sólo hemos observado brechificaciones y otros rasgos de exposición subaérea similares en todo a los que aparecen sobre otros niveles carbonatados, por lo que se considera una simple paraconformidad, marcada sobretudo por el brusco cambio litológico.

En sectores centrales de la Cuenca la superficie de colmatación de este ciclo se ve rota y deformada por una fase tectónica (Rodánica o Iberomanchega) que da origen a amplios pliegues. En esta Hoja no se han apreciado estas deformaciones, aunque sí en ámbitos próximos (San Esteban de Gormaz y Berlanga de Duero) hemos constatado deformaciones atribuibles a esta etapa, apreciándose una suave y amplia flexión sinclinal de las capas correspondientes al Páramo inf. hacia el SE, que se prolonga con gran continuidad hacia el ESE con el importante accidente estructural de borde de cadena (N 110-120) de Mosarejos-La Riba (Hojas de Berlanga, Almazán, Barahona...).

Sobre este nivel se inicia un nuevo Ciclo sedimentario que comienza por la instalación de una red fluvial de baja sinuosidad (Hojas de San Esteban de Gormaz y de Aranda de Duero), que discurriría en sentido ESE-ONO. En el borde meridional mesozoico se instalan orlas de abanicos aluviales de clastos carbonatados con escasa capacidad de transporte.

En algunos sectores, los ambientes fluviales intercalan episodios palustres-lacustres, para finalmente culminar también con carácter expansivo, con la sedimentación de las «Calizas superiores del Páramo», correspondientes a lagos someros carbonatados con mayor o menor desarrollo de facies palustres. La estabilidad tectónica a nivel regional es patente, manifestándose en el carácter expansivo de las mismas sobre las orlas aluviales marginales e incluso sobre los relieves cretácicos, como en el Páramo de Corcos.

La edad de la serie «intercalizas» de los páramos es Aragoniense superior-Vallesiense inferior, sin que existan dataciones directas, en este entorno, de las Calizas Superiores. Depósitos similares en el centro de la Cuenca han proporcionado edades comprendidas entre el Vallesiense inferior y el Turolense inferior (MEDIAVILLA, *et al.*, 1995).

Posteriormente, en el Pliocuaternario tiene lugar la desecación de los ambientes lacustres-palustres carbonatados, y el desarrollo de apreciables procesos de karstificación sobre los mismos, asociados a una superficie de erosión de ámbito regional que originaría un potente manto de alteración roja en la periferia de la Cuenca.

Un cambio climático a condiciones más lluviosas causa la destrucción de estos suelos rojos y el transporte de los mismos mediante corrientes fangosas (*mud-flows*), dando lugar, en los bordes de la Cuenca, a los depósitos limo-arcillosos rojos que rellenan y fosilizan las calizas del páramo superior karstificadas en la etapa inmediatamente anterior.

Sobre los limos arcillosos rojos se depositan mediante un sistema fluvial trenzado «mantos» aluviales de gravas cuarcíticas, producto de flujos confinados de aguas claras con gran capacidad de transporte, denominados tradicionalmente «rañas».

Estos depósitos de discutible edad (MARTÍN-SERRANO, 1988 a y b), conforman el techo del piedemonte y por tanto, son previos a la incisión fluvial de este sector. Las gravas reflejan la sedimentación en forma de barras, dentro de canales trenzados someros, lo que indicaría una clara tendencia hacia condiciones más húmedas (lluviosas).

Con el comienzo de la gliptogénesis fluvial, queda concluida la etapa endorreica de la Cuenca, y comienza su exorreísmo hacia el Atlántico; proceso que llega por captura de la Cubeta Castellana al progresar desde el Atlántico sobre el zócalo hercínico la red fluvial neógena (MARTÍN-SERRANO, 1991).

Tradicionalmente el inicio del encajamiento fluvial marcaría el tránsito Neógeno-Cuaternario, aunque como ya se ha mencionado con anterioridad, necesariamente se trata de un proceso progresivo a nivel cuencal, y por tanto heterócrono.

Durante el Pleistoceno, se va definiendo la red fluvial que va desmantelando los depósitos terciarios, continuando la morfogénesis fluvial durante el Holoceno.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

Los diversos niveles de calizas del Mioceno y del Cretácico marino han sido aprovechadas con profusión en toda clase de construcciones en los pueblos en cuyo término municipal afloran. Son buenas piedras de construcción, aunque no adquieren pulimento ni sirven para un labrado fino. La totalidad de las iglesias y casas de estos pueblos se han edificado con ellas, tanto empleadas en forma de sillería como en manpostería. Además de para esto se han utilizado en los firmes de pistas y carreteras.

Aunque son abundantes las pequeñas catas y excavaciones para uso local, desde el punto minero esta Hoja presenta muy pocas explotaciones relevantes de rocas y minerales industriales, siendo estas por lo general de pequeñas dimensiones. No obstante se han localizado más de 100 puntos de extracción en su mayor parte abandonados en la actualidad.

Como explotaciones permanentes si bien con una frecuente tendencia a desplazar los frentes en su entorno, existen dos explotaciones de áridos naturales, cuya producción se destina para uso local o regional, siendo tratados los materiales en plantas cercanas a las explotaciones. De este tipo de sustancias existen también diversas explotaciones intermitentes que se utilizan o bien directamente o bien tras su clasificación en planta.

Se tiene constancia por referencia bibliográfica (SAN MIGUEL, M., 1952) de una antigua explotación de yesos próxima a Linares del Arroyo, abandonada al igual que dicha localidad al quedar anegadas por las aguas del embalse. La extracción se realizaba mediante canteras y socavones ubicados en la margen izquierda del Riaza, como un kilómetro aguas arriba del pueblo. Se explotaba un tramo yesífero de regular potencia, con bancos de yeso espejuelo y fibroso, de los que se obtenía un yeso de muy buena calidad calcinándolo en hornos sencillos y pequeños. Estos niveles los ubicamos dentro de la Fm. Dolomías y Margas de Valle de Tabladillo (18).

Entre las explotaciones abandonadas de minerales industriales destacan los de arenas y gravas, arcillas y limos, calizas, dolomías y cuarcitas.

El cuadro que se presenta a continuación resume los datos más significativos de las explotaciones de la zona.

N.º	Coordenadas UTM	Sustancia	Término municipal	Tipo
1	456.750/4610.800	Arenas y gravas	Fresnillo de las Dueñas	EA
2	436.548/4612.133	Arenas y gravas	Castrillo de la Vega	EA
3	441.974/4611.113	Arenas y gravas	Aranda de Duero	EI
4	436.900/4610.485	Arenas y gravas	Castrillo de la Vega	EI
5	434.124/4612.352	Arenas y gravas	Castrillo de la Vega	EI
6	433.544/4612.275	Arenas y gravas	Castrillo de la Vega	EI

N.º	Coordenadas UTM	Sustancia	Término municipal	Tipo
7	431.500/4613.250	Arenas y gravas	Hoyales de Roa	EB
8	444.500/4608.500	Arenas	Fuentespina	EB
9	451.061/4607.374	Arenas y gravas	Vadocondes	EB
10	452.700/4602.250	Arcillas	Maderuelo	EB
11	445.500/4596.800	Arenas y gravas	Villaverde de Montejo	EB
12	442.256/4610.586	Arenas y gravas	Aranda de Duero	EB
13	443.325/4608.400	Arenas y gravas	Fuentespina	EB
14	431.784/4611.206	Arenas y gravas	Haza	EB
15	432.747/4597.630	Gravas	Moradilla de Roa	EB
16	433.968/4595.320	Gravas	Aldehorno	EB
17	441.692/4610.628	Arenas y gravas	Aranda de Duero	EB
18	442.706/4610.076	Arenas	Fuentespina	EB
19	445.200/4601.000	Arenas y gravas	Montejo de la Vega	EB
20	446.450/4603.800	Arcilla	Fuentelcéspedes	EB
21	446.550/4599.400	Arcilla	Valdevacas de Montejo	EB
22	431.300/4605.600	Arcilla	Adrada de Haza	EB
23	446.900/4598.150	Arcilla	Valdevacas de Montejo	EB
24	435.557/4611.660	Arcilla	Castrillo de la Vega	EB
25	434.500/4600.612	Arcilla	Moradillo de Roa	EB
26	435.800/4601.500	Arcilla	Moradillo de Roa	EB
27	443.482/4609.052	Arcilla	Fuentespina	EB
28	451.696/4608.792	Arcilla	Vadocondes	EB
29	451.950/4602.250	Caliza	Maderuelo	EB
30	442.700/4606.250	Caliza	Milagros	EB
31	440.298/4596.127	Dolomías	Honrubia de la Cuesta	EB

N.º	Coordenadas UTM	Sustancia	Término municipal	Tipo
32	453.543/4599.130	Caliza	Maderuelo	EB
33	454.150/4598.250	Caliza	Maderuelo	EB
34	440.650/4600.950	Caliza	Pardilla	EB
35	435.900/4601.900	Caliza	Moradillo de Roa	EB
36	452.500/4606.225	Caliza	Sta Cruz de la Salceda	EB
37	452.275/4606.650	Caliza	Valdocondes	EB
38	432.028/4609.078	Caliza	Haza	EB
39	432.800/4605.600	Caliza	Adrada de Haza	EB
40	442.900/4596.250	Cuarcita	Honrubia de la Cuesta	EB
41	442.400/4596.200	Cuarcita	Honrubia de la Cuesta	EB

EA = Explotación Activa. EB = Explotación Abandonada. EI = Explotación intermitente.

Arcilla

Se han identificado un total de diez explotaciones abandonadas de este material, en general de reducidas dimensiones (puntos n.º 10 y del 20 al 28). La mayor parte fueron utilizadas para la fabricación de productos cerámicos (ladrillos y tejas) en pequeños hornos locales, si bien en algún caso (n.º 20) se utilizó para impermeabilizar tejados y como préstamo en caminos.

La mayor parte de las explotaciones abandonadas (n.ºs 10, 22, 24, 25, 26 27 y 28) están situadas en la Unidad Detrítica de Aranda (21) del Mioceno, constituida fundamentalmente por lutitas (arcillas y limos) con numerosas intercalaciones de gravas y arenas frecuentemente cementadas cuyo tránsito a facies finas lutíticas está representado por numerosos estadios intermedios. La composición de las arcillas está dominada por la asociación illita-esmectita, en proporciones que varían a veces en forma inversa. En menor medida, caolinita (heredada) y palygorskita (neoformada).

Se dispone de ensayos de los materiales extraídos en dos de las explotaciones:

Explotación n.º 25

Granulometría

Grava	Arena	Limo	Arcilla
4%	24%	28%	44%

Análisis mineralógico en % de la fracción arcilla

Micas	Caolinita
35%	9%

Análisis químico de la fracción arcilla

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Ppc
62,22	18,95	7,12	0,44	0,38	0,21	2,65	0,70	No	7,33

Explotación n.º 28

Granulometría

Grava	Arena	Limo	Arcilla
	50%	36%	14%

Análisis mineralógico del todo uno

Min arcilla	Cuarzo	Calcita
11%	78%	11%

Análisis mineralógico en % de la fracción arcilla

Micas	Caolinita
10%	1%

Las explotaciones n.º 10 y 20 beneficiaban limos del «detrítico interpáramos» (27) del Valle-siense (Mioceno superior), se trata de facies siliciclásticas lutítico-arenosas de color pardorroji-zo, con una potencia máxima de unos 50 m. De esta explotación se dispone de un análisis:

Análisis mineralógico del todo uno

Min arcilla	Cuarzo	Calcita
30%	45%	25%

Análisis mineralógico en % de la fracción arcilla

Micas	Caolinita
25%	5%

Finalmente dos explotaciones (n.º 21 y n.º 23) estaban situadas en niveles del Cretácico y se emplearon en cerámicas de Montejo de la Vega. La n.º 23 se sitúa sobre la formación Arenas y arcillas de Segovia (14) del Turoniense inferior. La potencia total de esta unidad no supera los 30 m, esta formada por arenas predominantemente blancas, limos y arcillas verdosas. La n.º 21 se sitúa en un delgado nivel de margas que marca el contacto entre la *F. Caliza de Linares* (16) *Turoniense sup* – *Coniaciense* y la *Fm. Dolomías de Montejo de la Vega*. (17). Coniaciense-Campaniense.

Arenas y gravas

Son muy numerosas las explotaciones de arenas y gravas que se han localizado en esta hoja la mayor parte abandonadas, aunque algunas se explotan activamente y constituyen el único recurso minero en explotación de la hoja de Fuentelcéspedes.

La explotación activa más importante (Gravera Altresa. N.º 1) explota el aluvial del Río Duero, en concreto las gravas cuarcíticas, arenas y limos de la «terrazza de vega» [*Terrazas bajas*. (36)]. Las otras explotaciones intermitentes explotan o bien gravas y arenas de las *Terrazas medias y terrazas en glaci*s (35) del Duero (Explotaciones intermitentes n.ºs 3, 5, y 6), o bien las intercalaciones de gravas y arenas de la «*U. Detrítica de Aranda*» (21) del *Aragoniense* (Explotación intermitente n.º 4).

Las explotaciones abandonadas se encuentran también situadas en diversos entornos geológicos. Así las n.ºs 12 y 13 están ubicadas en el aluvial del Arroyo de la Nava, en depósitos de fondo de valle (40) del *Holoceno*. La n.º 19 corresponde a la llanura de inundación del río Rianza (41), (*Holoceno*). Las n.ºs 17 y 7 se ubican sobre las *Terrazas medias y terrazas en glaci*s (35). La n.º 14 explotaba los conglomerados cuarcíticos y arenas de las *Terrazas Altas* (34). Las n.ºs 8, 9, 18, beneficiaban las mencionadas intercalaciones de gravas y arenas de la «*U. Detrítica de Aranda*» (21) del *Aragoniense*. En concreto en la explotación n.º 18, que es una amplia excavación situada en las proximidades de Fuentespina, se extrajeron arenas de un cuerpo de areniscas y/o gravas cuarcíticas e intraclastos carbonatados (22) intercalado en la mencionada *U. Detrítica de Aranda*. Las n.ºs 15 y 16 explotaron gravas y conglomerados cuarcíticos, de la formación de *Rañas* (33) del *Plio-pleistoceno*, constituidas por un canturreal de cuarzos y cuarcitas con un espesor máximo de 4m. La n.º 10 explotó arenas y areniscas de la unidad *detrítica inter-páramos* (27) del *Vallesiense* y finalmente la n.º 11 explotó arenas silíceas de la *Fm. Arenas y Conglomerados de Carabias* del *Albiense*.

Calizas

Son numerosísimas las explotaciones abandonadas de calizas existentes en la zona, la mayoría de dimensiones muy reducidas y escaso interés, utilizadas en construcción e infraestructuras locales, especialmente en carreteras.

La mayoría de las explotaciones abandonadas extraían calizas de la *Fm. «Calizas Inferiores del Páramo»* (26) del *Mioceno*, constituida por calizas estratificadas en bancos tabulares con espesores de 0,5 a 1 m de color blanco-grisáceo, tanto en su sector oriental (n.ºs 29, 36 y 37),

como en el central (nº 30) y occidental (nº 35 y 38). En el sector central se han observado una gran cantidad de pequeñas excavaciones abandonadas en el entorno de la carretera nacional I y de la autovía, especialmente en los alrededores de Milagros, pero no se han incluido en este resumen por carecer de entidad suficiente. También en el entorno de Haza se han observado bastantes explotaciones abandonadas pero sólo se ha reflejado un punto como representativo de todas (nº 38). Un análisis químico de estos materiales (micritas parcialmente recristalizadas) arrojó el siguiente resultado:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Ppc
5,24	0,53	0,77	—	51,54	0,58	0,17	0,09	—	41,08

Dos explotaciones ahora abandonadas (n.ºs 32 y 33) extrajeron material de las *Fms. Calizas de Linares (16)* y *Dolomías de Montejo (17)*. Corresponden a materiales del Cretácico (*Turonien-se sup-Coniaciense*) constituidos por calizas en bancos y calizas y dolomías blancas y grises generalmente recristalizadas.

El material extraído en la primera se utilizó como firme para carreteras, aunque también hay evidencias de haber cortado con «hilo» intentado sacar bloques a pesar de la intensa fracturación que presentan. La segunda, mucho más antigua, se utilizó en la construcción del Embalse de Linares del Arroyo.

Finalmente la explotación abandonada n.º 39, extrajo materiales de un nivel de calizas y margas del Aragoniense, intercaladas dentro del conjunto sedimentario (21) con el que conforma un complejo sistema fluvio-lacustre. Se trata de alternancias de calizas y margas de coloración blanco-grisácea a pardo-rosada en un nivel de bastante continuidad lateral situado en las márgenes de Río Riaza y de unos 10 metros de potencia.

Dolomías

Una explotación situada a ambos lados de la autovía Madrid-Burgos (n.º 34), explotó las calizas y dolomías tableadas de la Fm. Cuevas Labradas (11). Corresponden a delgadas capas de dolomías grises y blancas, sublitográficas y calizas amarillentas con estratificación también decimétrica. Los materiales se utilizaron inicialmente para la elaboración de refractarios, pero la mayor extracción estuvo relacionada con el empleo como áridos para carreteras.

Cuarcitas

Tan sólo se han localizado dos explotaciones abandonadas (n.ºs 40 y 41) en las proximidades de la población Honrubia de la Cuesta que extrajeron cuarcita de la *F. Alto Rey (5)*, del *Arenig*. La cuarcita Armorican se presenta aquí muy adelgazada por causas tectónicas, no superando los 30 m de potencia. Está formada por dos paquetes de cuarcitas blancas separados por un tramo esquistoso de color verdoso, de unos 2-3 m de espesor. El aspecto de las cuarcitas es bastante masivo, apareciendo en este caso bastante impregnadas con óxidos de hierro.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Fuentelcesped se halla situada dentro de la Cuenca del Duero. Los materiales correspondientes a los diferentes dominios geológicos que se distinguen en ella han originado diversos tipos de acuíferos, aislados o en comunicación hídrica entre si, y cuya descarga se efectúa en el propio río Duero o a través de sus afluentes por la izquierda en este sector.

6.2.1. Caracteres climatológicos

El clima predominante en la zona se caracteriza por sus inviernos largos y fríos, con numerosas heladas (más de 75 días entre los meses de octubre y mayo) y sus veranos cálidos y secos. Las precipitaciones medias oscilan entre 400 y 500 mm, irregularmente distribuidas durante unos 80 a 100 días al año. De acuerdo con estos datos, el clima de esta región puede definirse (PAPADAKIS, 1966) como de **Mediterráneo semiárido continental**, con un régimen de humedad que lo califica como **semicálido**.

Como dato destacable hay que señalar el elevado número de días con cielos cubiertos, alrededor de 100 al año y muchos de ellos con nieblas, frente a unos 80 días con cielo despejado. En ello tienen gran influencia el río Duero, que discurre por el tercio norte de la hoja, y sus afluentes, favoreciendo el incremento de humedad.

A modo de referencia, se exponen los cuadros climáticos de las estaciones termopluviométricas de Aranda de Duero y Linares del Arroyo, para el periodo 1951-80 (GARCÍA DE PEDRAZA, *et al.*, 1994), como representativos de las zonas N y S de la Hoja, respectivamente:

TABLA 1

Estación meteorológica	A	P	D	t	T _M	T _m	ETP
Linares del Arroyo	911	466	87	13,2	19,3	7,2	724
Aranda de Duero	798	434	87	11,4	18,1	4,7	681

A = Altitud (msnm). P = Precipitación media anual (mm). D = Días de lluvia. t = Temperatura media anual (°C). T_M = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C). T_m = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C). ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm).

6.2.2. Hidrología superficial

La totalidad de la superficie de la Hoja se encuentra incluida dentro del sector oriental del tramo medio de la Cuenca Hidrográfica del Duero. Su red de drenaje tiene como eje principal al propio río Duero, que la atraviesa de E a O por su tercio septentrional, cuyo caudal medio anual aforado es de 23,5 m³/seg, para una superficie de cuenca de 7.356 km².

Siguiéndole en importancia, se encuentra el río Riaza, que cruza también totalmente la Hoja en sentido SE-NO, hasta desembocar en el Duero dentro de la vecina Hoja de Roa. Este río se halla regulado por el embalse de Linares del Arroyo, con una capacidad de 58 hm³, que aporta un caudal medio anual de 3,36 m³/seg al cauce del río. A su cauce van a parar numerosos arroyos, como los de Veguillas, la Torre, Riofresno, Pardilla o el Val, que nacen en la Sierra de

Pradales y, con sentido S-N, alcanzan el Riaza por su margen izquierda, originando una red fluvial netamente asimétrica en este tramo. Todos estos cursos sufren de manera considerable los efectos del estiaje.

Otro curso fluvial destacable es el Arroyo de la Nava que circula paralelo al Riaza por el cuadrante noreste de la hoja, con una longitud de más de 30 km, hasta desembocar en el Duero a la altura de Aranda de Duero.

En toda la comarca de la Ribera del Duero existe una fuerte demanda hídrica para la agricultura, destacando los cultivos de remolacha, patata y forrajeras (maíz y alfalfa) como mayores consumidores de agua. Dicha demanda se satisface en más del 80% mediante aguas superficiales procedentes de los embalses de regulación y distribuidas por las vegas de los ríos Duero y Riaza mediante azudes y canales, como los de Guma y Aranda, para el primero. Otras actividades demandantes de agua son la ganadería y, especialmente, la industria, centrada en los alrededores de Aranda de Duero.

La calidad de las aguas que circulan por los ríos citados se califica de «intermedia» en el Plan Hidrológico del Duero (1988), empeorando notablemente en el Duero a partir de Aranda, por vertidos urbanos e industriales.

6.2.3. Características hidrogeológicas

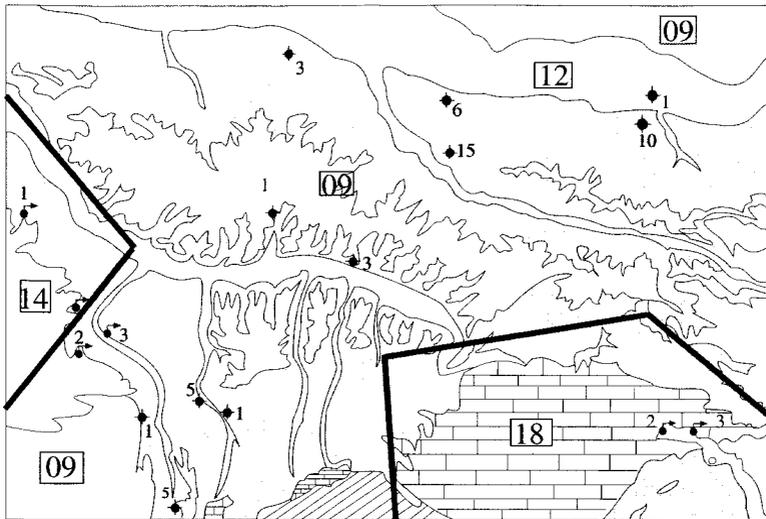
Desde el punto de vista hidrogeológico la superficie de la hoja de Fuentelcesped se divide en cuatro Unidades Hidrogeológicas de las establecidas para la Cuenca del Duero (DGOH-ITGE, 1988), que son las siguientes (Figura 6):

- **02.09 U.H.** Burgos-Aranda.
- **02.12 U.H.** Aluviales del Duero y afluentes.
- **02.14 U.H.** Páramo del Duratón.
- **02.18 U.H.** Segovia.

Las Unidades 02.09, 02.12 y 02.14 forman parte del antiguo Sistema Acuífero n.º 8 (Terciario detrítico central del Duero), mientras que la unidad 02.18 corresponde al Sistema Acuífero n.º 11 o Cretácico calcáreo de Segovia.

— Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda

Se trata de la unidad hidrogeológica con mayor extensión dentro de la Hoja, con una superficie de afloramiento de 398,3 km². Comprende tanto las formaciones terciarias de la Región Este o de la Ibérica (según IGME, 1980), de edad Mioceno superior, como rañas y terrazas altas del Plio-Pleistoceno, que en conjunto dan lugar a un acuífero heterogéneo y anisótropo.



ESCALA 1:200.000

UH 02.09 BURGOS-ARANDA

Ac. Libres Superficiales

-  Calizas del Páramo Inferior y Superior
-  Rañas y terrazas altas (detrítico)

Ac. Profundo

-  Terciario Detrítico

UH 02.18 SEGOVIA

-  Calizas y dolomías karstificadas

Materiales de baja Permeabilidad

-  Gneises, Pizarras y Cuarcitas

UH 02.12 ALUVIALES DEL DUERO Y AFLUENTES

-  Llanura de inundación y Terrazas bajas (Ac. Libre)

UH 02.14 PARAMO DEL DURATON

-  Calizas (Ac. Libre)

-  Pozos y sondeos de interés

-  Mantiales más importantes (con última cifra de su nº en el inventario del ITGE)

-  Límite de las Unidades Hidrogeológicas

Figura 6. Unidades hidrogeológicas y acuíferos más importantes presentes en la Hoja de Fuentelcésped.

Está formada por alternancias de niveles subhorizontales de calizas, margas, arcillas y limos, que constituyen un conjunto semipermeable, en el que se intercalan bancos lenticulares de arenas y conglomerados con mayor permeabilidad.

Los acuíferos que originan pueden comportarse como libres (Calizas del Páramo) o semiconfinados, como sucede con las facies detríticas del Aragoniense-Vallesiense, que se hallan en conexión hidráulica con las formaciones terciarias de la Unidad Central (02.08) y con los mesozoicos calcáreos de las unidades Segovia (02.18) y Arlanza-Ucero-Avión (02.10).

La potencia alcanzada por los materiales terciarios puede superar los 3.000 m, de acuerdo con los sondeos petrolíferos, de los cuales no más del 10% corresponden a niveles acuíferos. Sus parámetros hidráulicos son poco conocidos, estimándose una porosidad eficaz media para el conjunto de alrededor del 5%, tanto intergranular como por karstificación/fracturación.

La explotación de aguas subterráneas en esta zona puede calificarse de baja, dada la disponibilidad de recursos superficiales para satisfacer las demandas más importantes. Para las extracciones de los acuíferos libres plio-cuaternarios se realizan pozos de menos de 10 m de profundidad, obteniéndose caudales que alcanzan los 25 l/seg. Los niveles acuíferos del Mioceno se explotan mediante sondeos, cuyos datos se resumen en la Tabla 2, aportando caudales medios de 15 l/seg, con caudales específicos de 0,75 l/seg/m.

TABLA 2

Niveles explotados	Profundidad	Número de sondeos	Caudales medios extraídos
Acuíferos detríticos	De 10 a 100 m	5	6,8 l/seg
	De 100 a 200 m	5	7 l/seg
	De 200 a 300 m	4	48,6 l/seg
Acuíferos calcáreos (páramos)	De 10 a 100 m	5	7,5 l/seg
	De 100 a 200 m	3	22,5 l/seg*
	De 200 a 300 m	2	2 l/seg

* Sólo existen datos en un sondeo.

Puede decirse que un 55% de las aguas subterráneas extraídas mediante pozos y sondeos se dedican a abastecimiento urbano, un 40% a la agricultura y ganadería, y el resto, aproximadamente un 5%, a usos industriales.

Las facies hidroquímicas predominantes en esta unidad son las aguas bicarbonatadas cálcicas, pudiendo ser localmente sulfatadas cálcicas. En general se trata de aguas aptas para abastecimiento y regadío, con conductividades medias en torno a los 1.000 ms/cm. Dentro del acuífero no se detectan problemas de contaminación importantes, aunque pueden apreciarse en algunas zonas, contenidos altos de nitratos originados por la actividad agrícola.

Resulta complicado precisar el balance hídrico de esta unidad. Su recarga se realiza mediante infiltración directa de aguas meteóricas, que puede cifrarse en torno a los 8,4 hm³/año den-

tro de la Hoja, y por flujo subterráneo procedente de la Unidad Segovia, en cantidades difíciles de cuantificar.

Su descarga se efectúa por drenaje a través de los ríos Duero y Riaza, y por flujo lateral hacia la Unidad Central y, en menor medida, por bombeos extractivos.

— Unidad Hidrogeológica 02.12 Aluviales del Duero y Afluentes

Incluye todos los acuíferos libres superficiales originados por los depósitos de la llanura de inundación y terrazas bajas del río Duero y sus principales afluentes, como el Riaza, en este caso.

Su litología está constituida por arenas, gravas, limos y arcillas, con una potencia de 3 a 10 m, con espesores saturados de 1 a 6 m. La permeabilidad de dichos materiales es de tipo intergranular, y presentan unos valores de transmisividad de entre 300 y 2.000 m²/día y un coeficiente de almacenamiento del 10%.

La explotación de estos acuíferos se realiza principalmente con fines agrícolas y se efectúa mediante pozos de gran diámetro y sistemas de pozos-galería que aportan caudales de 5 a 15 l/seg, con caudales específicos de 1 a 10 l/seg/m.

Los ríos Duero y Riaza drenan los acuíferos cretácicos y terciarios de la región, bien directamente o a través de su sistema de terrazas, las cuales a su vez se recargan por infiltración directa de agua de lluvia, por los retornos de riego y por las pérdidas de los canales distribuidores.

— Unidad Hidrogeológica 02.14 Páramo del Duratón

Los niveles calcáreos finimiocenos (Vallesiense-Turolense) dan lugar a un acuífero con porosidad debida karstificación/fracturación, que puede ser libre (tipo «isla»), cuando se trata de las «Calizas Superiores del Páramo», o bien con diferentes grados de confinamiento, si se consideran las «Calizas Inferiores» situadas en la base de la serie o cualquiera de los diferentes niveles intercalados, con escasa continuidad lateral.

Esta serie margocalcareo tiene una potencia de 80 a 100 m y se encuentra aislada en su base por los niveles limo-arcillosos rojos, semipermeables, del Aragoniense, que forman parte de la Unidades Central (02.08) y/o Burgos-Aranda (02.09).

El «Páramo del Duratón» tiene una superficie de 27,5 km² dentro de la hoja y recibe una recarga de unos 4,3 hm³ anuales (aproximadamente el 12% del total), procedente de la infiltración de aguas meteóricas. El balance hídrico de la unidad (IGME, 1980) indica unas entradas por infiltración de 36 hm³/año y un drenaje mediante manantiales, hacia los ríos Duratón y Riaza, de 45 hm³/año, por lo que existe un déficit de unos 9 hm³/año, que se cubre mediante aportaciones subterráneas de la Unidad Segovia (02.18).

Los manantiales inventariados a lo largo del perímetro de la unidad en esta Hoja drenan anualmente unos 28 hm³ hacia los arroyos afluentes del Riaza. La mayor parte de sus aguas se emplean para abastecimiento de poblaciones como Fuentemolinos, Adrada de Haza o la Sequera de Haza; a continuación se resumen los datos de los más característicos:

TABLA 3

Número en el inventario	Denominación	Cota (msnm)	Caudal l/seg)	Uso del agua
1915-1001	Fuentemolinos	880	160	Abastecimiento
1915-5002	Fte. Hontanguillas	860	700	Abastecimiento
1915-5003	Fte. Cueva Redonda	870	25	Regadío
1915-5004	Fte. de La Sequera	870	15	Abastecimiento

Los parámetros hidrogeológicos de esta unidad no se conocen, debido a la casi ausencia de sondeos de extracción. Por su semejanza con el cercano Páramo de Cuéllar (02.13) situado al oeste, cabe atribuir a las calizas una transmisividad de 200-1.000 m²/día, con posibilidad de extraer caudales de 10 a 30 l/seg mediante sondeos (IGME, *op. cit.*).

La calidad química de las aguas de esta unidad permite calificarlas de aptas para el abastecimiento y regadío. La facies hidroquímicas predominantes son las aguas bicarbonatadas cálcicas, con sólidos disueltos totales inferiores a 700 ppm (IGME, 1987). Localmente se detectan niveles de nitratos superiores a 30 ppm, lo que las convierte en poco recomendables para el consumo humano.

— Unidad Hidrogeológica 02.18 Segovia

Los materiales asociados a esta unidad, coincidente con el Sistema Acuífero n.º 11, afloran en el cuadrante SE de la hoja, con una superficie de 87,5 km² y corresponden al extremo más septentrional de su área de definición (Sierra de Pradales).

Se trata de un conjunto heterolítico que comprende todas las series mesozoicas adosadas al zócalo hercínico del Macizo de Honrubia-Pradales, los materiales terciarios sinorogénicos discordantes con los anteriores y las series que rellenan la fosa de Segovia, entre el borde N del Sistema Central y la alineación granítica y metamórfica de Sta. María la Real de Nieva-Zarzuela-Pradales, límite occidental de esta Unidad Hidrogeológica.

En términos generales, las formaciones mesozoicas con mayor interés hidrogeológico son las series dolomíticas del Jurásico (Fms Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) y las formaciones calcáreas y dolomíticas del Cretácico Superior, que en el dominio de Honrubia-Pradales son las Calizas de Linares (Turonense-Coniaciense) y Dolomías de Montejo de la Vega (Coniaciense-Campaniense). Estas dos últimas constituyen un paquete permeable por fracturación y karstificación de unos 160 m. de potencia, localmente confinado por las unidades margo-

yesíferas del Cretácico terminal y Paleógeno. Los restantes tramos areniscosos y margocalcareos presentan un interés secundario por su menor potencia y/o permeabilidad. Entre ellos cabría destacar a la Fm. Arenas y Conglomerados de Carabias (Albiense), con 100 m de potencia que ocasionalmente puede constituir un acuífero de cierta importancia, aunque suele comportarse como acuitardo.

Las relaciones entre los niveles permeables e impermeables distinguidos en la serie mesozoica resultan difíciles de establecer, debido a la intensa compartimentación que sufren las diferentes unidades litoestratigráficas originada por la tectónica Alpina. Dentro de la Hoja, los materiales cretácicos adoptan una disposición monoclin, con un flanco subhorizontal poco fracturado en el que las formaciones senonienses pueden dar lugar a un acuífero confinado o semiconfinado.

Los materiales terciarios, que constituyen el acuífero principal de la Unidad Segovia en sus zonas central y meridional, apenas tienen interés hidrogeológico dentro de esta Hoja; no obstante hay que destacar el potencial interés los paquetes conglomeráticos polimícticos de borde (de edad Aragoniense-Vallesiense), que se hallan en discordancia angular con el Cretácico. Su potencia puede superar los 150 m, especialmente en el sector Honrubia-Montejo de la Vega, y pueden presentar una importante permeabilidad por karstificación/fisuración.

Esta unidad tiene en la zona muy poco interés hidrogeológico, debido a la escasa demanda de agua de las localidades ubicadas sobre ella, cuyas necesidades quedan sobradamente cubiertas mediante las aguas surgentes de los manantiales, en los cuales se han aforado caudales de 2 a 20 l/seg. En caso de no contar con tales recursos, la explotación mediante sondeos del acuífero cretácico podría aportar caudales superiores a los 20 l/seg, siempre que las captaciones se ubiquen en los lugares adecuados.

La recarga de la Unidad Segovia se efectúa principalmente por infiltración de aguas meteóricas. Las salidas se realizan en más del 80% a través de los ríos que se encajan en ella, por flujo subterráneo hacia las U.H. (02.09) y (02.14) y alrededor del 15% por bombeos.

La calidad del agua, muy uniforme en toda la unidad, permite su utilización en abastecimiento y riego. Son aguas poco mineralizadas, bicarbonatadas cálcico-magnésicas, blandas, con una conductividad inferior a 600 ms/cm, y en las que no se detectan problemas de contaminación destacables.

En el esquema hidrogeológico de la Hoja se han definido como **materiales impermeables** a escala regional, todos los pertenecientes al zócalo (Ordovícico), así como las diferentes rocas plutónicas asociadas. Litológicamente corresponden a pizarras, cuarcitas, esquistos, gneises y granitos que afloran en el borde centro-sur de la hoja, aflorantes en el núcleo del Macizo de Honrubia-Pradales.

Estos materiales quedan incluidos tanto dentro de la U.H Burgos-Aranda, como de la U.H. Segovia, de cuyos mesozoicos se separan por contacto mecánico (borde impermeable). Generalmente carecen de interés hidrogeológico, si bien pueden originar pequeños manantiales asociados a zonas de fractura o alteración.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ADELL ARGILES, F.; BASCONES ALVIRA, L.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTÍNEZ ÁLVAREZ, F.; LA MONEDA GONZÁLEZ, E. y RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A. (1981a). Memoria explicativa de la Hoja núm. 460 (Hiendelaencina) del *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. (MAGNA). IGME, 47 pp.
- ADELL ARGILES, F.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍNEZ ÁLVAREZ, F.; TENA-DÁVILA RUIZ, M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; LA MONEDA GONZÁLEZ, E. y RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A. (1981b). Memoria explicativa de la Hoja núm. 461 (Sigüenza) del *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. (MAGNA). IGME, 55 pp.
- (1982). Memoria explicativa de la Hoja núm. 434 (Barahona) del *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. (MAGNA). IGME, 57 pp.
- AGUIRRE, E. (1989). El límite inferior del Pleistoceno. En: Memoria del *Mapa del Cuaternario de España, E: 1/1.000.000*. ITGE, pp. 89-93.
- ALBERDI, M. T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37, pp. 503-511.
- ALONSO GAVILÁN, G.; VALLE, M. F. y SUÁREZ, F. J. (1997). The tertiary of the Duero Basin (Spain). En: *The neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide. Second Congress R.C.A.N.S.* Sep. 29-Oct. 6, 1997. Salamanca (Spain).
- ALONSO, A. (1981). *El Cretácico de la provincia de Segovia*. Serie Monografías, n.º 7. Dpto. Estr. y Geol. Hist. Univ. Complutense de Madrid, 320 pp.
- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1982). Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 8, pp. 145-166.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris*, T. 14, pp. 172-177.
- APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia SCE. *Estudios Geol.*, vol. XXVI, pp. 297-315.
- ARANZAZU, J. M. (1877). Apuntes para una descripción físico-geológica de la provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa geol. España, IV*, pp. 1-47.
- ARCHE, A.; CÁMARA, 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*, pp. 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, pp. 117-146.
- ARENAS, R.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y VILLASECA, C. (1991). Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. geol. España*, 4.

- ARMENTEROS, I. (1985). The Miocene of the southeastern Duero Basin (Spain): a model of continental fluvio-lacustrine sedimentation. En: *Papers of the 6th. European regional Meeting of Sedimentology*, IAS, Lleida, pp. 22-25.
- (1986a). *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero*. Tesis Doctoral, Univ. De Salamanca. Ed. Dip. de Salamanca. Serie Castilla y León, 1, 471 pp.
- (1986b). Evolución Paleogeográfica Miocena en el sureste de la Depresión de Duero. *Stv-dia Geológica Salmanticensis*, XXIII, pp. 325-337.
- (1991). Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la cuenca terciaria del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Peñafiel-Sacramenia-Cuéllar). *Acta Geol. Hisp.*, 26, pp. 97-131.
- ARMENTEROS, I. y DALEY, B. (1998). Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedimentary Geology*, vol. 119, pp. 263-274.
- ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I. y ALONSO GAVILÁN, G. (1982). Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la Sierra Honrubia-Pradales. *Temas Geol. Min. IGME*, 6 (1), pp. 109-123.
- ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España. T-II IGME*, cap. IV. 2.7, pp. 521-526.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975). Les décrochements tarde-hercyniens du sudovert de L' Europe, *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M. P.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y PÉREZ ESTAUN, A. (1992). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-America* J. C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). Univ. Extremadura, pp. 469-483.
- BABÍN VICH, R. y GÓMEZ ORTIZ, D. (1997). La tectónica Alpina en el borde norte del Sistema Central Español y su enlace con la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 53, pp. 221-228.
- 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, pp. 15-51.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Sebastián el Cano. CSIC, Madrid, 87 pp.
- BISCHOFF, L.; GURSKY, H. J. y WILLNER, A. P. (1980). Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the lower Ordovician in the eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Estudios Geol.*, 36, pp. 221-229.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1981). Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 441-454.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.) *Geogaceta*, 7, pp. 20-22.
- CASCOS, C. S. (1991). *La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico*. Tesis doctoral. Univ. de Valladolid. Serie Geográfica n.º 3, 606 pp.
- CORTÁZAR, D. (1890). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, T. XVIII.
- CRUSAFONT, M. y CELORRIO, J. M. (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios Geológicos*, 25, pp. 541-44.
- DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (Eds.) (1991). Las deformaciones alpinas el Sistema Central Español. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.*
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1994). Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, pp. 175-190. Coruña.
- DGOH-ITGE (1988): *Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Duero. Estudio 07/88*. Memoria, planos y fichas (inédito).
- DÍEZ BALDA, M. A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y 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, pp. 163-182.
- ESCUDER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, pp. 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J.; HERNÁIZ HUERTA, P. P.; VALVERDE-VAQUERO, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 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, pp. 879-882.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1979). Las deformaciones Hercínicas del límite Somosierra - Guadarrama (Sistema Central). *Est. Geol.*, 35, pp. 169-191.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. y GUTIÉRREZ 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, pp. 487-509.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). El Cretácico superior de la zona de Castilla-Cameros. En: *Síntesis del Cretácico de España*. II Coloquio de estratigrafía y Paleogeografía de España. Albacete. Universidad Complutense de Madrid, pp. 345-353.

- GARCÍA CORTÉS, A.; TORRES PÉREZ-HIDALGO, T.; MANSILLA IZQUIERDO, H.; QUINTERO AMADOR, I. y RUBIO PASCUAL, F. J. (en prensa). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja (403) Maderuelo. *Mapa Geológico de España E. 1/50.000 (MAGNA)*. IGME.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REJIA GARRIDO, A. (1994): *Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías*. Ed. Dossat 2000, Madrid, 410 pp.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. (1974). Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, vol. XXX. Inst. Lucas Mallada, CSIC, pp. 579-597.
- GEBAUER, D.; MARTÍNEZ-GARCÍA, E. y 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.
- GÓMEZ ORTIZ, D. y BABÍN VICH, R. (1996). Los pliegues de propagación de falla de la región centro-oriental del Sistema Central Español. Análisis Geométrico. *Rev. Soc. Geol. España*. 9 (3-4), pp. 297-309.
- (1998). Geometría de las fallas inversas de la zona de Sepúlveda (borde norte del Sistema Central) a partir de modelos de pliegues de propagación de falla. *Geogaceta*, 23, pp. 67-70.
- GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1986) *Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia SCE*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 294 pp.
- (1987). *Estudio Geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 309 pp.
- GONZÁLEZ 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. UCM*, vol. 2, pp. 75-94.
- (1985). La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del SCE. *Rev. Mat. Proc. Geol. UCM*, vol. 3, pp. 227-234.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 334 pp.
- (1981a). Posición de las series infraordóvicicas en el extremo oriental del sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, pp. 125-134.
- (1981b). *Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*, Tesis doctoral inédita, Univ. de Salamanca, 324 pp.
- GÓY, A. (1974). El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral (inédita), resumen en: *Publ. Dep. Paleont. Fac. de Geología. UCM*, núm. 14, 35 pp.

- GOY, A. y YÉBENES, A. (1977). Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 375-384.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976). El jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte) I Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol. núm.* 32 (4), pp. 391-423.
- GRACIA PRIETO, F. J.; NOZAL MARTÍN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P. F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, pp. 38-40.
- GUIMERA, J.; ALONSO, A. y RAMÓN MAS, J. (1995). Inversión of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain) En: *Basin Inversion*. Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G. (eds). vol. esp. 88, pp.433-453.
- GUTIÉRREZ 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 T. III, (Segovia)*, pp.127-137.
- HERNAIZ HUERTA, P. P.; ESCUDER VIRUETE, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 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, pp. 875-878.
- HERNAIZ HUERTA, P. P.; LÓPEZ OLMEDO, F.; CABRA GIL, P.; SOLE PONT, J.; ESCUDER VIRUETE, J.; VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; BEA, F. y GÁLVEZ GARCÍA, C. (en prensa a). Memoria explicativa de la Hoja núm. 432 (Riaza) del *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. (MAGNA)*. ITGE.
- (en prensa b). Memoria explicativa de la Hoja núm 459 (Tamajón) del *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. (MAGNA)* I.T.G.E.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932).- Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 32, pp. 456-460.
- HERNANDO, S. (1977). *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (prov. De Soria, Segovia y Guadalajara)*. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 2, Dp. Estratigrafía, UCM.
- HERNANDO, S.; DOUBINGER, J. y ADLOFF, M. C. (1977). Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza. *Cuad. Geol. Ibérica* 4, pp. 399-410.
- HOLDAWAY, M. J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *Am. J. Sci.*, 271, pp. 97-131.
- IGME (1970). *Mapa Geológico de España a E.: 1:200.000, síntesis cartográfica. Hoja 30 (Aranda de Duero)*. IGME. Madrid.
- IGME (1980). *Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Colección Informe. Serv. de Public. del MINER, Madrid, 75 pp. y 21 planos.*

- IGME (1987). *Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Duero*. Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid, 43 pp. y 16 planos.
- ITGE (1991). *Mapa Hidrogeológico de España a E: 1:200.000, Hoja 30 (Aranda de Duero)*. ITGE. Madrid.
- 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, pp. 204-214.
- LÓPEZ OLMEDO, F.; DÍAZ DE NEIRA, J. A.; HERNÁIZ HUERTA, P. P. y CABRA GIL, P. (en prensa). Memoria explicativa de la Hoja (431) Sepúlveda. *Mapa Geológico de España E. 1/50.000. (MAGNA)*. IGME.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. y ÁLVAREZ, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191, pp. 291-309.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988a). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamiento antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6), ITGE, pp. 21-36.
- (1988b). Sobre la transición Neogeno- Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *Comunicaciones, vol. 1. III Congres. Geol. de España*. Salamanca.
- (1991). La definición en el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), pp. 334-351.
- MAZO, A. V.; JORDÁ, J. F.; VAN DER MADE, J.; HERRÁEZ, E. y ARMENTEROS, I. (1999). Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min.* ITGE, vol. 26, pp. 274-275.
- MAZO, A. V.; VAN DER MADE, J.; JORDÁ, J. F.; HERRÁEZ, E. y ARMENTEROS, I. (1998). Fauna y Bioestratigrafía del yacimiento aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geol.*, 54, pp. 231-248.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 187-195.
- MEDIAVILLA, R. M.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J. I.; ALBERDI, T.; LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, I.; MORALES, J. y PÉREZ, B. (1995). Estratigrafía y Paleontología del Mioceno Superior del Sur de la Provincia de Palencia (Sector central de la Cuenca del Duero). *XIII Congreso Español de Sedimentología*. Teruel, pp. 153-154.
- MIALL, A. D. (1978). Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* Miall, A.D., ed.: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5, pp. 597-604.

- MIALL, A. D. (1992). Alluvial deposits. En *Facies Models: Response to Sea-Level Change*, R.G. Walker y N.P. James, eds, Geological Association of Canada, pp.119-142.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS (1986). Los arrasamientos Plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Studia Geológica Salmanticensis*, 22, pp. 293-307.
- MOLINA, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero. En: Memoria del Mapa del cuaternario de España. E: 1/1000.000. ITGE, Madrid, pp. 153-161.
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización petrológica de los gneises glandulares del Macizo de Hiedelaencina. *Estudios Geol.*, 31, pp. 343-350.
- NOZAL MARTÍN, F. (en prensa). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja (376) San Esteban de Gormaz. *Mapa geológico de España E. 1/50.000. (MAGNA)*. IGME.
- OLMO SANZ, A. y MARTÍNEZ SALANOVA, J. (1989). El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las Cuencas del Duero y Tajo. *Studia Geológica Salmanticensis*. vol. 5, pp. 55-69.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1976). Estudio Geológico de las "facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geol.*, 32, pp. 215-220.
- PAPADAKIS, J. (1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed.: por el autor, Buenos Aires.
- PEDRAZA, J.; CENTENO, J.; GONZÁLEZ, S. et al. (1986). *Mapa Fisiográfico de Madrid. Escala: 1/200.000*. Consejería de Agricultura y Ganadería. C.A. de Madrid, 42 pp.
- PÉREZ-CONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero. En: *Territorio y Sociedad en España, T.I. Geografía Física*. Ed. Taurus, pp. 162-175.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MATÍN-SERRANO GARCÍA, A.; POL MÉNDEZ, C. (1994). Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España*. (Coord. Gutiérrez Elorza, M.) Ed. Rueda. Madrid, pp. 351-383.
- PLATT, J. R. y VISSERS, R. L. M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 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 Congreso Español de Geología. Tomo III*. Segovia, pp. 253-263.
- PORTERO, J. M. y OLIVÉ, A. (1983). El terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España T. II*. IGME. cap.IV.3.1, pp. 527-534.
- PRADO, C. (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística, Madrid, 219 pp.

- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Ed. McGraw Hill, New York, 568 pp.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1947). Hallazgo del terreno jurásico en la provincia de Segovia. *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, t. XLV, pp. 383.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during Alpine cycle of the eastern Iberia Basin. *Tectonophysics*, 228, pp. 33-55.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1945). Las rocas eruptivas y metamórficas del núcleo del anticlinal de Honrubia. *Estudios Geol. 4. Inst. Lucas Mallada*, Madrid.
- (1947). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 346 (Aranda del Duero). *Mapa Geol. de España. 1:50.000. 1.ª Serie*. IGME.
- (1951). Sobre la constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia). *Rev. Estudios Geol.*, 14. *Inst. Lucas Mallada*. Madrid.
- (1952). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 375, (Fuentelcésped). *Mapa Geol. de España. E. 1: 50.000. 1.ª Serie*. IGME.
- (1955). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 403 (Maderuelo). *Mapa Geol. de España. 1:50.000. 1.ª Serie*. IGME.
- SÁNCHEZ-MOYA, Y.; MUÑOZ, A.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1992). Las discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el borde occidental de la cuenca triásica y su implicación en las correlaciones. *Geogaceta*, 11, pp. 3-7.
- SCHÄFER, G. (1969). Geologie und petrographie in östlichem kastilischen hauptschersdegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 10, pp. 1-207.
- SCHRODER, E. (1930). La zona limitrofe del Guadarrama y las Cadenas hespéricas. (1948). Traduc en *Publ. Extranjeras sobre Geología de España*, núm IV, CSIC. Madrid, pp. 235-292.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). *Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes*. *Geog. Abh.*, 3 (10), 128 pp.
- (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (trad. de C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T-XLI, pp. 121-147.
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Studia Geologica*, 4, Univ. Salamanca, pp. 7-94.
- SOPEÑA, A. (1979). *Estratigrafía del pérmico y Triásico del NO de la provincia de Guadalajara*. *Seminario de Estratigrafía*. Serie Monografías, 5. Univ. Complutense de Madrid, 329 pp.
- SOPEÑA, A.; GÓMEZ, J. L.; ARCHE, A.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C. y HERNANDO, S. (1988). Permian and Triassic rift basin of the Iberian Peninsula. *Development in Geotectonics* 22, part-B, Chap. 31. Ed. Elsevier.

- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1983). El Triásico. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España T. II*, cap. III. 3.2, IGME, pp. 47-62.
- TEJERO, R.; PERUCHA, M. A.; RIVAS, A. y BERGAMIN, J. F. (1996). Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20 (4), pp. 947-950.
- VALVERDE-VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNÁIZ, P. P.; ESCUDER, J. y RODRIGUEZ-FDZ., R. (1996). La extensión Sin-colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20 (4), pp. 883-886.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; 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.
- (1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh*, 10, pp. 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.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). A Thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, pp. 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, pp. 253-262.
- YARDLEY, B. W. D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*, Ed. Longman, Harlow, 248 pp.
- YÉBENES, A.; GOY, A. y COMAS-REFINGO, M. J. (1978). El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Grupo Esp. Mesozoico: Jurásico de la Cord. Guía de excursiones 1*, 29 pp.