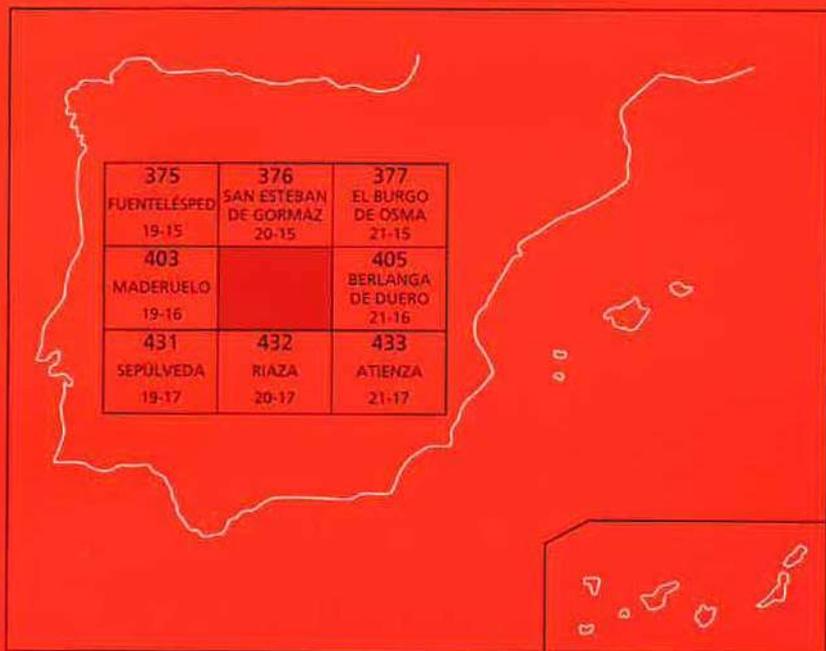




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# AYLLÓN

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## AYLLÓN

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

Depósito Legal: M-22827-2007  
ISBN: 978-84-7840-693-7  
NIPO: 657-07-007-X

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

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de AYLÓN han sido realizados por el Servicio de Geología del ITGE durante el año 1997, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

**Mapa Geológico y Cortes:**

Nozal Martin, Fco. (ITGE).

Rubio Pascual, Fco. (ITGE).

Para la realización del Mapa Geológico se ha dispuesto de una cartografía previa para el conjunto Mesozoico realizada por el Dpto. de Ingeniería Geológica de la E.T.S.I.M. de Madrid.

**Mapa Geomorfológico y Cortes:**

Nozal Martin, Fco. (ITGE).

**Memoria:**

Nozal Martin, Fco. (ITGE)

- Estratigrafía y tectónica del ciclo Hercínico: Rubio Pascual, Fco. (ITGE).
- Estratigrafía: del Terciario: Nozal Martin, Fco.y Herrero Hernandez, A. (Consultor)
- Recursos minerales : Regueiro Gonzalez-Barros, M. (ITGE)
- Hidrogeología : Galan de Frutos, L.A. (Consultor)

**Asimismo, han colaborado en aspectos temáticos:**

- Columnas Estratigráficas, Sedimentología y Estudio de láminas delgadas del Mesozoico: E.T.S.I.M. de Madrid.
- Columnas Estratigráficas y revisión de campo, Sedimentología y Estudio de láminas delgadas del Terciario : Herrero Hernandez, A. (Consultor)

**Dirección y supervisión del Estudio:**

L.R. Rodríguez Fernandez (ITGE).

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

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



# Í N D I C E

<b>0. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>9</b>
<b>1. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>10</b>
1.1. PALEOZOICO.....	10
Silurico- Devónico inf.....	11
1.1.1. Cuarцитas en bancos (1). Fm. Cuarцитas de Santibañez Llandoverense.....	12
1.1.2. Pizarras negras ampelíticas (2). Fm Pizarras de Cañamares Llandoverense-Ludlowiense.....	12
1.1.3. Areniscas y cuarцитas (3). Pizarras, pizarras arenosas y areniscas (4). Fm. Alcolea. Ludlowiense-Pridoliense. Devónico inf.....	13
1.1.4. Dolomias y pizarras arenosas (5). Fm.Pizarras y calizas del Cercadillo. Gediniense-Siegeniense?.....	14
Pérmico inferior.....	14
1.1.5. Areniscas, lutitas y conglomerados (6). Fms. Lutitas y conglomerados de Alpedroches (P.2); Lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales (Cañamares) (P.3). Autuniense-saxoniense.....	15
1.2. TRIÁSICO.....	16
F. Buntsandstein. Scythiense-Anisiense-Ladiniense.....	17
1.2.1. Conglomerados cuarцитicos (7). Fm. Conglomerados del Río Pedro. Scythiense.....	17
1.2.2. Areniscas y lutitas rojas (8). Fm. Areniscas del Río Pedro. Scythiense-Anisiense.....	18
1.2.3. Conglomerados de Termancia (9). Fm. Conglomerados de Termancia. Anisiense.....	18
1.2.4. Areniscas y Lutitas (10). Fm. Areniscas y Lutitas de Termancia. Ladiniense.....	19
F. Muschelkak. Ladiniense-Karniense.....	20
1.2.5. Lutitas versicolores, areniscas y dolomias (11). Fm.Lutitas, areniscas y dolomias de Cuevas de Ayllón. Ladiniense-Karniense inf.....	20
F. Keuper. Karniense- Noriense.....	21
1.2.6. Areniscas y lutitas (12). Areniscas (13). Lutitas con yesos y areniscas (14). Fm. Lutitas con yesos de Valderroman. Karniense-Noriense.....	22
1.3. TRIÁSICO SUP-JURÁSICO.....	23
1.3.1. Dolomias tableadas y carniolas (15). Fms. Imón y Cortes de Tajuña. Noriense-Hettangiense.....	23
1.3.2. Calizas y dolomias tableadas (16). Fm. Cuevas Labradas. Sinemuriense-Pleinsbachiense inf.....	25
1.3.3. Margas y calizas bioclásticas (17). Fms. Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona. Pliensbachiense.....	26

1.4. CRETÁCICO.....	26
1.4.1. Arenas y cantos silíceos (18). Fm. Utrillas, Albiense?-Cenomaniense.....	27
1.4.2. Margas y calizas margosas (19). Fm. Margas y calizas de Picofrentes. Cenomaniense terminal-Turoniense inferior.....	28
1.4.3. Calizas detríticas (20). Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas. Turoniense sup-Coniaciense.....	29
1.4.4. Calizas nodulosas (21). Fm. Calizas nodulares de Hortezielos Coniaciense.....	29
1.4.5. Calizas y dolomias en bancos gruesos (22). Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar. Coniaciense-Santoniense.....	30
1.4.6. Dolomias y calizas (23). Fm. Calizas del Burgo de Osma.(Fm. Dolomias de Somolinos). Santoniense-Campaniense.....	31
1.5. Terciario.....	31
Primera etapa sedimentaria: Sucesión de Santibañez de Ayllón. Paleógeno-Mioceno inferior.....	34
1.5.1. Calizas y arcillas (24). Oligoceno?-Mioceno inf.....	34
Segunda etapa sedimentaria: Mioceno inferior?-Mioceno medio (Aragoniense sup.)..	36
1.5.2. Brechas calcáreas, conglomerados cementados de cantos polimíticos, calcáreos ppalmente, areniscas y limos (25). Mioceno inf.-sup.....	37
1.5.3. Conglomerados de cantos paleozoicos, limos y arcillas rojas, (26). Mioceno inf.-sup.....	39
1.5.4. Limos y arcillas (27). Mioceno inf.-med.....	40
1.5.5. Calizas y margocalizas (28). Mioceno inf.-med.....	41
1.5.6. Calizas y margas (29), Calcretas (29'). "Calizas inferiores del Páramo" .....	41
Tercera etapa sedimentaria: Mioceno medio-superior.....	43
1.5.7. Limos y arcillas (30), areniscas y/o conglomerados (31). Aragoniense sup.-Vallesiense.....	44
1.5.8. Calizas y margocalizas (32). Calcreta y/o paleosuelo rojo (32').....	45
1.5.9. Limos, arcillas y margas (33).....	46
1.5.10. Calizas y margocalizas (34), Calcretas (34'). "Calizas superiores del Páramo" o Páramo 2.....	47
Cuarta etapa sedimentaria: Plioceno.....	48
1.5.11. Arenas, limos y arcillas rojas, gravas cuarcíticas (35).Mioceno sup.-Plioceno.....	48
1.5.12. Bloques, cantos y gravas cuarcíticas (36). "Rañas", Plioceno.....	49
1.6. CUATERNARIO.....	50
Pleistoceno.....	50
1.6.1. Gravas cuarcíticas (37). "Abanico de Riaza" .....	50
1.6.2. Limos arenosos y cantos (38). Glacis.....	51
1.6.3. Cantos y gravas cuarcíticas, limos arenosos (39). Terrazas en glacis.....	51
1.6.4. Gravas cuarcíticas y arenas (40), Terrazas altas. Gravas cuarcíticas y arenas (41),Terrazas medias. Gravas cuarcíticas, arenas y limos (42), Terrazas bajas.....	51

Holoceno.....	52
1.6.5. Cantos, gravas, arenas y limos grises (43).Llanuras aluviales y Fondos de valle.....	52
1.6.6. Arenas y limos con cantos (44). Glacis.....	53
1.6.7. Cantos y limos (45). Coluviones.....	53
1.6.8. Cantos arenas y limos (46). Abanicos y conos aluviales.....	53
<b>2. TECTÓNICA.....</b>	<b>54</b>
2.1. MARCO TECTÓNICO.....	54
2.2. LA OROGENIA HERCÍNICA.....	55
2.2.1. La fracturación tardihercínica y la formación de las cuencas pérmicas.....	55
2.3. EL CICLO ALPINO.....	56
2.3.1. Los eventos extensionales y la evolución del Surco Ibérico.....	56
2.3.2. La Orogenia Alpina.....	57
2.3.2.1. <i>El borde de la Cordillera Ibérica</i> .....	58
2.3.2.2. <i>La Cuenca del Duero</i> .....	60
<b>3. GEOMORFOLOGÍA.....</b>	<b>64</b>
3.1. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA.....	64
3.2. ANTECEDENTES.....	66
3.3. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO.....	67
3.3.1. Estudio morfoestructural.....	68
3.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales.....	71
<i>Formas estructurales</i> .....	71
<i>Formas fluviales</i> .....	73
<i>Formas poligénicas</i> .....	78
<i>Formas de laderas</i> .....	80
<i>Formas kársticas</i> .....	81
<i>Formas endorreicas</i> .....	82
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	82
3.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA.....	85
<b>4. HISTORIA GEOLÓGICA.....</b>	<b>85</b>
<b>5. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....</b>	<b>91</b>
5.1. MINERÍA Y CANTERAS.....	91
5.1.1. Arcilla.....	93
5.1.2. Attapulgita.....	94
5.1.3. Zahorras.....	94
5.1.4. Calizas.....	95
5.1.5. Arenas silíceas/Caolín.....	96
5.1.6. Pizarra (Árido).....	96
5.1.7. Yeso.....	96

5.2. HIDROGEOLOGÍA.....	96
5.2.1. Carácterés climatológicos.....	97
5.2.2. Hidrología superficial.....	97
5.2.3. Características hidrogeológicas.....	98
<i>Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda.....</i>	99
<i>Unidad Hidrogeológica 02.15 Cubeta de Almazán.....</i>	104
<i>Unidad Hidrogeológica 02.16 Almazán Sur.....</i>	106
<i>Unidad Hidrogeológica 02.18 Segovia.....</i>	106
<i>Materiales de baja permeabilidad.....</i>	107
<b>6. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>109</b>

## 0. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Ayllón nº 404 (20-16), se encuentra situada en el borde del sector suroccidental de la Depresión del Duero, en contacto con la terminación occidental de la cordillera Ibérica (Rama Castellana), y próxima a las estribaciones septentrionales del Sistema Central (Sierra de Ayllón).



Fig. 1.- Esquema de situación de la Hoja de Ayllón (404) en el contexto de la Cuenca del Duero.

En el aspecto administrativo pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León, repartiéndose la superficie a partes prácticamente equivalentes entre las provincias de Soria y Segovia. Destacan como poblaciones más importantes: Ayllón (Segovia) que es el núcleo más desarrollado, ubicado en el centro de la Hoja., siguiéndole en importancia Montejo de Tiermes, Santibañez de Ayllón, Corral de ayllón y Languilla; en el ángulo NO de la Hoja, aparece parte de la localidad de Maderuelo, que de nombre a la Hoja adjunta.

La densidad de población es muy baja, concentrándose en las localidades antes mencionadas y en pequeñas aldeas rurales con escasa actividad, algunas prácticamente abandonadas o deshabitadas gran parte del año, salvo los meses estivales.

Desde el punto de vista hidrológico, en la Hoja la red fluvial se encuentra bien desarrollada perteneciendo a dos subcuencas. La mayor parte de la mitad nororiental se organiza hacia el río Pedro, con los arroyos del Prado, del Monte, de Pozo, de Montejo como afluentes secundarios, mientras que en la otra mitad, es el Rianza el que actúa de colector principal, con el Agujejo y el río de Riaguas como afluentes principales.

El relieve en general es moderado atendiendo al rango de variación de cotas: Entre los 1242 m. en el vértice Matilla y algo menos de 915 m., que es la cota de coronación del embalse de Linares del Arroyo, que retiene las aguas del Riaza.

El relieve, como rasgo más sobresaliente del paisaje, presenta unas peculiaridades bastante diferenciadas, de tal forma que la Hoja se puede dividir prácticamente en dos mitades siguiendo el curso del Aguijoso y de su continuación: el Riaza. La mitad NE, con un relieve netamente estructural, aparece conformada por un relieve en cuevas, y sobre todo por páramos fuertemente disectados por valles encajados, que confieren una morfología de replanos escalonados con escarpadas vertientes, característica de la región.

En la mitad SO predominan las campiñas, modeladas por la acción fluvial sobre materiales poco competentes, donde los desniveles entre los amplios valles asimétricos y los interfluvios no suelen superar los 60 m.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se ubica en el sector suroriental de la Cuenca terciaria del Duero, y más concretamente en el borde meridional del denominado corredor de Aranda de Duero-Burgo de Osma, que sirve de pasillo de enlace con la Cuenca de Almazán.

Los materiales que aparecen en ella corresponden a dos 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 dominio de la Cordillera Ibérica en su entronque con el Sistema Central, constituidos desde el punto de vista tectónico por dos conjuntos: Los correspondientes al zócalo paleozoico que forman parte del Macizo Hespérico, en ésta 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.

## **1. ESTRATIGRAFÍA**

### **1.1. PALEOZOICO**

El Macizo Hespérico se subdivide en diversas Zonas según las características estratigráficas y tectónicas que presente, correspondiendo éste sector a la Zona Asturoccidental-Leonesa, y el Sistema Central a la Zona Centroibérica de JULVERT et. al. (1972). El Sistema Central lo subdividen además (CAPOTE et. al., 1982) en tres grandes complejos estructurales limitados por cabalgamientos, localizándose la Hoja al Este de la falla de La Berzosa, y por tanto, dentro del complejo de Somosierra-Ayllón, constituido por afloramientos de series ordovícico-devónicas con metamorfismo regional de bajo grado.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios paleozoicos es abordada para todo el Sistema Central o sectores amplios del mismo por diversos autores: SCHROEDER (1930), LOTZE

(1945), SCHÄFER (1969), BULTYNCK y SOERS (1971), HAMMAN y SCHMIDT (1972), SOERS (1972), BISCHOFF et. al. (1973).

Posteriormente, e incluyendo en la sucesión los materiales ortoderivados aparecen los trabajos de CAPOTE et. al. (1977) y GONZÁLEZ-LODEIRO (1980), las síntesis del Silúrico y Devónico de TRUYOLS y JULIVERT (1983) y TRUYOLS, JULIVERT & VERGES (1983) respectivamente; en GUTIERREZ MARCO et. al. (1984) se aportan nuevos datos paleontológicos en el Ordovícico, GONZÁLEZ CASADO (1987) y por último las aportaciones recientes del MAGNA de la Hoja de Riaza: HERNÁIZ HUERTA, P.P.; et al. (1995, en prensa) y publicaciones derivadas: Escuder VIRUETE, J., et al. (1996), HERNÁIZ HUERTA, P.P.; et al. (1996).

### **Silurico- Devónico inf.**

En gran parte del Macizo Hespérico existe una laguna estratigráfica de extensión variable entre el Ordovícico y el Silúrico. Incluso en aquellos casos en los que el Silúrico se apoya sobre materiales que han proporcionado faunas del Ashill, y que podría existir un paso continuo, no existen datos concluyentes para determinar si existe realmente un paso continuo o bien existe una laguna de escasa extensión.

Por encima de una serie pizarrosa homogénea de edad Llanvirn-Llandeilo (Fm. Rodada), que en la parte alta intercala un lentejón calcáreo se encuentra un nivel de cuarcitas denominado Cuarcita de Santibañez por SCHÄFER (1969), que separa la serie antes descrita de las pizarras silúricas con *Monograptus*. El límite Ordovícico-Silúrico se ha situado tradicionalmente en la base de éstas cuarcitas, aunque GONZÁLEZ-LODEIRO, op. cit. lo sitúa por debajo de las cuarcitas, e inmediatamente por encima del lentejón de calizo, puesto que las pizarras intermedias han proporcionado una edad Llandovery en base a microflora de Acritarcos.

La sucesión estratigráfica silúrica es bastante uniforme, por encima del lentejón calcáreo (Ashgill ?) se presenta un tramo (80-100 m.) de pizarras, al que le siguen cuarcitas blancas, y a continuación pizarras ampelíticas con graptolites, seguida de una sucesión de pizarras y areniscas alternantes, por encima de las cuales se encuentra el Devónico.

El paso del Silúrico al Devónico es un paso transicional, el límite entre los dos Sistemas no se puede señalar con exactitud y se sitúa dentro de un conjunto alternante de pizarras y cuarcitas que se superpone a las pizarras negras con graptolites, típicas del Silúrico en todo el Macizo Hespérico.

En el extremo NE del Guadarrama, entre Cercadillo y Riba de Santiuste (cerca de Atienza) existe un pequeño afloramiento de materiales devónicos; están distribuidos en dos conjuntos litológicos que SOERS (1972) denominó Areniscas de Alcolea y Pizarras y Calizas del Cercadillo.

La edad de la serie ha podido ser establecida por macrofauna y conodontos en varios de sus tramos. La Arenisca de Alcolea contiene fósiles silúricos, pero los últimos 50 m. pertenecen ya al Gedinense inferior. El Gedinense superior, el Siegeniense y todo el Emsiense, están representados en las Pizarras y Calizas del Cercadillo.

### 1.1.1. Cuarcitas en bancos (1). Fm. Cuarcitas de Santibañez Llandoverense

La representación cartográfica de ésta unidad es bastante anecdótica en el contexto de la Hoja, apareciendo en el borde Sur de la misma, frente a Santibañez de Ayllón y parcialmente cubiertos por depósitos de ladera.

Al tratarse de un tramo cuarcítico, origina un resalte morfológico en la vertiente. Usualmente se trata de un sólo nivel; sin embargo al sur de Santibañez de Ayllón (Hoja de Riaza) se han diferenciado dos tramos cuarcíticos muy próximos separados por una intercalación pelítica-arenosa HERNÁIZ et al, (in litt.). Correspondiendo al nivel superior los afloramientos de ésta Hoja.

Las Cuarcitas de Santibañez consisten esencialmente en cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos blanquecinos a gris claro, dispuestas en bancos métricos, con finas intercalaciones de limolitas. En el corte del río Aguijejo (Hoja de Riaza), muy próximo a Santibañez de Ayllón, se han medido 65 m de potencia incluyendo los dos tramos cuarcíticos mencionados anteriormente, correspondiendo al tramo superior unos 35 m. de espesor.

El nivel inferior está constituido por capas decimétricas tabulares de areniscas cuarcíticas amalgamadas o alternando con limolitas en la base y bancos masivos de cuarcitas en la parte alta. En la parte inferior la estratificación es ondulada con *ripples* de ola, laminación ondulada y estratificación cruzada de tipo *hummocky*; en la parte superior se observan morfologías de tipo *sand-wave* con estratificación cruzada a gran escala.

El nivel cuarcítico superior está constituido por secuencias positivas de orden métrico; presentan base canalizada con estratificación cruzada y bimodal en la parte inferior. Los términos superiores de las secuencias presentan un aspecto más tableado, con laminación ondulada y *ripples* de ola.

La barra inferior es esencialmente submareal. El tramo pelítico intermedio puede representar a facies de *lagoon* o de plataforma mixta intermareal y el nivel cuarcítico superior con mayor desarrollo de facies canalizadas, correspondiería a un medio de plataforma arenosa esencialmente intermareal.

### 1.1.2. Pizarras negras ampelíticas (2). Fm Pizarras de Cañamares Llandoverense-Ludlowiense

Por encima de las Cuarcitas de Santibañez y en contacto neto, aparece una sucesión esencialmente pelítica de unos 100 a 120 metros de espesor conocida como Fm. Pizarras de Cañamares. Comienza con 15-20 m. de pizarras ampelíticas negras grafitosas, con abundantes piritas (2-3 mm); le siguen pizarras oscuras con finas intercalaciones (cm-dm.) limolíticas y arenoso-cuarcíticas (hacia la parte media y alta).

En la Hoja afloran sobre todo en la vertiente de la margen dcha. del Aguijejo, a lo largo de la carretera de Santibañez a Estebanvela, no obstante los mejores afloramientos aparecen en los alrededores de Santibañez de Ayllón, donde aparecen intensamente replegados y recubiertos en

espectacular discordancia por conglomerados terciarios subhorizontales. Al N y NE de esta localidad afloran también con bastante continuidad pero se presentan en general bastante alteradas.

Las pizarras negras que contienen graptolitos corresponden a fondos anóxicos de plataforma abierta de baja energía.

Ocupando la parte media-alta de la unidad aparecen alternancias de pizarras, limolitas, areniscas y cuarcitas. Las pizarras son de tonos oscuros, con frecuentes tramos silicificados. Las limolitas constituyen niveles decimétricos con débil granoclasificación positiva y de color gris oscuro. Los niveles de areniscas y cuarcitas más finos, presentan estratificación paralela, y *linsen.*; algunos niveles dm. desarrollan estratificación cruzada de tipo *hummocky*; hacia techo son abundantes los *ripples*, interpretándose como capas de tormenta.

El contenido paleontológico de la unidad queda bastante restringido al tramo ampelítico basal, donde se han citado abundantes graptolitos que permiten datar a este tramo como Ludlow inferior FDEZ. CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985).

### **1.1.3. Areniscas y cuarcitas (3). Pizarras, pizarras arenosas y areniscas (4). Fm. Alcolea. Ludlowiense-Pridoliense. Devónico inf.**

Por encima de la Fm. Cañamares se encuentra una serie esencialmente arenosa que fue denominada por BULTYNCK y SOERS (1971) como Fm. areniscas de Alcolea. Corresponden a un conjunto de areniscas pardo-rojizas, cuarcitas y pizarras con un espesor regional de unos 750-800 m. Están constituidas por cuarcitas tableadas dispuestas en bancos decimétricos en la parte inferior y una alternancia de limolitas y pelitas grises con cuarcitas y areniscas cuarcíticas; esporádicamente aparecen tramos de pizarras negras con piritas dispersas.

Los materiales de ésta formación afloran formando estructuras sinclinales al E y al NO de Santibañez de Ayllón. En el primer caso, y aunque el contacto con la unidad infrayacente es tectónico y puede omitir algo de serie, los afloramientos son excelentes en la ladera bajo el vértice Covatilla. La otra zona corresponde al paleorelieve de Matilla, que emerge sobre los conglomerados terciarios. Las observaciones son muy limitadas, puesto que los afloramientos prácticamente se restringen a los niveles cuarcíticos, que conforman resaltes morfológicos, quedando los tramos pizarrosos alterados y cubiertos por depósitos de ladera.

Las cuarcitas tableadas aparecen sobre todo en la base de la unidad, dando lugar en el sinclinal de Covatilla a un resalte morfológico que ha permitido separarlos como una unidad cartográfica distinta (3) de los términos de alternancias suprayacentes (4).

Las cuarcitas y las alternancias se organizan en secuencias métricas estrato y granodecrecientes, presentando sucesiones de estratificación ondulada *flaser* a ondulada *linsen*.

Las capas de cuarcitas y areniscas con potencias decimétricas a centimétricas, presentan morfologías tabulares con base plana, a veces con huellas de carga. Sus estructuras internas más frecuentes son la estratificación paralela y cruzada que hacia techo pasa a estratificación cruzada

de tipo *hummocky*, laminación ondulada y trenes de *ripples* de corriente en la parte más alta.

La continuidad lateral de los tramos cuarcíticos tableados es de orden hectométrico y se asocian a formas canalizadas muy laxas. El medio correspondería a una plataforma abierta con incisión de *goullies* que presentan un relleno por capas de tormenta.

Regionalmente en la parte alta de la unidad, aparecen facies cuarcíticas litorales que pueden considerarse secuencialmente como cierre del ciclo.

La unidad basal cuarcítica (3) tiene un contenido paleontológico que permite datarla como Ludlowiense superior (BULTYNCK y SOERS, op. cit.). Regionalmente el Pridoliense se reconoce dentro de la unidad suprayacente (4) (FDEZ. CASALS y GUTIERREZ MARCO, op. cit.); más arriba aparece ya fauna que indica una edad Gedinense, existiendo pues continuidad entre el Silúrico y el Devónico.

#### **1.1.4. Dolomias y pizarras arenosas (5). Fm.Pizarras y calizas del Cercadillo. Gedinense-Siegeniense?**

En la localidad tipo, las Pizarras y Calizas del Cercadillo forman un conjunto de pizarras grises o verdosas con intercalaciones importantes de calizas o dolomias con un espesor total del orden de los 650 m.; hacia la parte media se encuentra un potente tramo calcáreo (Caliza de Imón), al que le siguen 250 m.de pizarras, culminando el conjunto con un banco de caliza con ortocerátidos y capas pizarrosas.

Se han asignado a ésta formación los materiales correspondientes al pequeño asomo de cota 1.145 m., rodeado por sedimentos terciarios, que aparece algo más al NO del monte Matilla.

Los afloramientos, de muy baja calidad, corresponden a dolomias intensamente recristalizadas buzando al O. Por debajo aparecen pizarras arenosas pardo-verdosas con intercalaciones cm-dm.de cuarcitas y areniscas. Las dolomias de tonos pardos a beige, con un espesor mínimo de unos 70 metros, presentan una estratificación irregular con aspecto alabeado, localmente presentan encostramientos carbonatados (terciarios); a pesar de la intensa recristalización se han encontrado *entronques* de crinoides.

### **Pérmico inferior**

Los materiales del Pérmico aflorantes en la Hoja hay que enmarcarlos en el contexto de las cuencas pérmicas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que aunque aisladas entre sí, tienen su origen en los desgarres tardihercínicos, fundamentalmente con direcciones NO-SE y NE-SO (VIRGILI et al.,1983); y dentro de éstas, las correspondientes al dominio de los Bordes del Sistema Central y zona de enlace con la Cordillera Ibérica (ARCHE et al., 1983).

Es a partir de los trabajos de HERNANDO (1973) y de VIRGILI et al. (1973) cuando se atribuyen como pertenecientes al Pérmico los materiales citados, con anterioridad éstos materiales se atribuían al Triásico.

Los afloramientos pérmicos de ésta Hoja y los de Atienza son los de mayor extensión superficial en éste sector, siendo precisamente en ellos donde se estableció la estratigrafía de la serie pérmica de este dominio, según HERNANDO (1975, 1980), ARCHE et al.(1983), PÉREZ MAZARIO (1989, 1990) y PÉREZ MAZARIO et al. (1992) se trata de un potente conjunto ( $\leq 2000$  m), sin que se aprecien discordancias internas, de materiales detríticos rojos (de "tipo Saxoniense") que comienza e intercala coladas de rocas volcánicas de tipo andesítico- dacítico.

Está formada por tres unidades litoestratigráficas informales, siendo de muro a techo: (P.1): "lutitas y areniscas (y andesitas) de Pedro", (P.2): "lutitas y areniscas de Alpedroches" y (P.3): "lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales" (Cañamares).

La datación isotópica efectuada en éstas andesitas basales por HERNANDO et al.(1980), ha determinado una edad de  $287 \pm 12$  Ma.(Estefaniense sup-Pérmico inf.). Teniendo en cuenta el gran espesor de la serie, no se descarta que los términos superiores pertenezcan al Saxoniense.

Dentro de éste mismo dominio, en el sector de Valdesotos-Retiendas (al SO de ésta zona) SOPEÑA et al.(1974) en base a la macro y microflora asociada asigna una edad Autuniense a los materiales pérmicos de ese sector.

En la hoja de Ayllón, la serie está incompleta, aflorando todo el P.2 y la parte baja-media de P.3 (PÉREZ MAZARIO et al., op. cit.). Los límites entre estas unidades son transicionales y por tanto, difíciles de concretar desde el punto de vista cartográfico, por lo que no se han diferenciado cartográficamente.

### **1.1.5. Areniscas, lutitas y conglomerados (6). Fms. Lutitas y conglomerados de Alpedroches (P.2); Lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales (Cañamares) (P.3). Autuniense-saxoniense**

El Pérmico aparece representado en la esquina SE de la Hoja, donde forma un conjunto alargado de unos 2x8 km conformando un suave anticlinal, quedando limitado al SO por la Falla de Somolinos, que se prolonga hacia el SE por las Hojas de Riaza (432) y Atienza (433), y al NO por los conglomerados del Buntsandstein que los recubren en neta discordancia angular.

Los mejores afloramientos se presentan en las cárcavas de la vertiente dcha. del río Pedro, en la margen izda. de dicho río el relieve es bastante suave, modelado y recubierto por glacia, por lo que prácticamente los únicos afloramientos se limitan a los cortes de los arroyos afluentes del río Pedro.

Se han estimado hasta 1.500 m de potencia, sin llegar a conocerse ni el muro ni el techo de la serie puesto que no afloran. La parte de serie más baja que aflora está constituida por lutitas marrones y rojo-violáceas con intercalaciones de areniscas grisáceas-rojizas; hacia techo las lutitas se tornan marron-rojizas, las areniscas presentan tonos más claros, grises o rosadas, apareciendo niveles de conglomerados polimícticos.

El tramo inferior, que equivaldría a la unidad "lutitas y areniscas de Alpedroches" (P.2), aflora en la cra. de Montejo de Tiermes a Rebollosa de Pedro, en la bajada hacia el río Pedro y hacia el O, donde aparecen junto a una falla normal N 135/65 NE, ocupando la parte inferior del bloque elevado (SO). Destacan por la existencia de potentes tramos lutíticos en los que se intercalan distintos depósitos de areniscas grises.

A techo se aprecia un predominio de areniscas y conglomerados, que corresponden ya a la parte baja de la unidad "lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales (P.3) de los autores mencionados anteriormente, el resto de ésta unidad se presenta a lo largo de la vertiente derecha del Río Pedro como una serie monoclinial buzando entre 15-25° hacia el NO-N, limitada siempre a techo por los conglomerados discordantes del Bunt, que la van biselando en oblicuo, de tal forma que los materiales pérmicos estratigráficamente más altos afloran al NO de Noviales.

Las paleocorrientes de éstos detríticos gruesos están dirigidas predominantemente hacia el NE. Son niveles métricos de areniscas y conglomerados con base canalizada, cicatrices internas y tendencia a la granoselección positiva. Presentan estratificación cruzada y, a veces, bioturbación a techo. Los cantos subredondeados, corresponden desde el punto de vista composicional a cuarzos y cuarcitas, pizarras, gneises y rocas volcánicas. Corresponderían a "facies canalizadas" de cursos de baja sinuosidad, en general de configuración *braided*.

Los niveles más finos son "facies fangosas" que corresponden a lutitas y limolitas formando paquetes homogéneos de potencia métrica a decamétrica. Son frecuentes los rasgos edáficos, representados por perfiles rojos de tipo laterítico. El origen de los fangos obedece en su mayor parte a inundaciones a escala de todo el sistema y en menor medida, a fenómenos de desbordamiento de los canales.

El ambiente en el que se generaron éstos sedimentos, corresponde a sistemas de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte, que rellenaban pequeñas cubetas transtensionales generadas por la reactivación, como desgarres, de importantes fracturas tardihercínicas PÉREZ MAZARIO et al. (op. cit.).

Respecto al área fuente de estos materiales, PÉREZ MAZARIO et al (1992) realizan un pormenorizado análisis del espectro litológico y de minerales pesados en las areniscas y conglomerados a partir del cual, junto con los datos de paleocorrientes, deducen para los depósitos de la unidad (P.1), una procedencia de relieves constituidos esencialmente por complejos litológicos presárdicos (GLEZ. LODEIRO, 1981) constituidos por gneises glandulares y cuarzofeldespáticos de dos micas, micacitas, diques aplíticos y pegmoaplíticos etc., situados al norte de la Falla de Somolinos; para los depósitos de las unidades (P.2) y (P.3) el área fuente se localizaría en las series ordovícico-devónicas situados al sur de la mencionada falla.

## 1.2. TRIASICO

El triásico de éste extremo de la Rama Castellana de la Ibérica, discordante sobre los materiales pérmicos, presenta unas características similares a las del resto del dominio de la Cordillera Ibérica, aunque con algunas peculiaridades propias de su posición cercana al borde de cuenca

(SOPEÑA et al., 1983). La sedimentación triásica, y especialmente la del Bundsandstein, está relacionada con una importante etapa de rifting que marca el comienzo del ciclo Alpino (ÁLVARO 1986; SOPEÑA et al., 1988).

El conjunto triásico, fundamentalmente de carácter terrígeno aflora en el sector suroriental de la Hoja, extendiéndose en dirección NNE desde el mismo borde, a la altura de la localidad de Montejo de Tiermes, hasta la de Cuevas de Ayllón. Estos afloramientos fueron estudiados por HERNANDO (1975, 1980). Se presentan en serie continua, asimilándose a las tres facies características del Triásico, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, aunque las dos últimas están peor caracterizadas ya que su litología es esencialmente arcillo-limosa en vez de carbonatada y yesífera.

## **F. Buntsandstein. Scythiense-Anisiense-Ladiniense**

Es un conjunto de unos 200-225 m de espesor, aumentando hacia el SE. En líneas generales, los tramos basales son casi siempre conglomerados, mientras que en los medios predominan las clásicas areniscas y lutitas rojas con algunas intercalaciones conglomeráticas locales; en los tramos superiores predominan las lutitas y areniscas más finas.

Representan depósitos de abanicos aluviales y sistemas fluviales de baja sinuosidad con predominio de gravas, que evolucionan en la vertical pasando a sistemas con carga arenosa. Los tramos superiores representan medios de transición a llanuras mareales, que marcan el tránsito gradual a la facies Muschelkalk. HERNANDO (op cit.) definió en la facies Buntsandstein, cuatro formaciones que han sido cartografiadas en ésta Hoja.

### **1.2.1. Conglomerados cuarcíticos (7). Fm. Conglomerados del Río Pedro. Scythiense**

Se trata de un nivel conglomerático de morfología tabular y potencias de 3-5 m, con características muy particulares, constituyen la parte basal de la serie triásica reposando discordantes sobre los materiales pérmicos infrayacentes. Presenta buenos afloramientos al N y NE de Noviales, a lo largo del frente de la cuesta, y en la propia cra. de Noviales a Liceras, donde el río Pedro corta la cuesta.

Está formado por grandes cantos y bloques ( $\geq 30$  cm.) de cuarcitas bien redondeados de superficie brillante y pulida, con las características escotaduras de percusión y manchas de decoloración originadas por presión-disolución, con una matriz poco compacta y muy heterométrica de tipo conglomerático, formada por cantos de cuarcitas angulosos y rotos (centil: 15 cm.), alguno de pizarras más pequeños, arenas gruesas, arcillas y limos rojos.

Se presentan masivos, sin estructuras internas apreciables; apreciándose granoclasificación positiva y una cierta orientación de los grandes cantos y bloques de forma elipsoidal aplanada, que se disponen subparalelos a la base o con cierta imbricación.

La unidad es azoica considerándose de edad Triásico inferior (Scythiense) por criterios regionales (SÁNCHEZ MOYA et al 1992).

### **1.2.2. Areniscas y lutitas rojas (8). Fm. Areniscas del Río Pedro. Scythiense-Anisiense**

Corresponden a un conjunto potente (140-150 m.) fundamentalmente constituido por areniscas rojas cementadas con cantos cuarcíticos dispersos, algún lentejón de conglomerados y finas intercalaciones de arcillas y limos arenosos.

La parte baja de éste conjunto y el contacto con la unidad infrayacente sólo se aprecia en la cra. de Licerías-Noviales, donde se juntan el Río Pedro y el arroyo de Montejo, en el resto aparecen cubiertos por corresponder al dorso de la cuesta. Sin embargo la parte media-alta presenta excelentes afloramientos a lo largo del frente de cuesta que originan, subparalela al propio río Pedro y al arroyo de Montejo.

Las areniscas se presentan en niveles de potencias muy variables con estratificación planoparalela, desde capas métricas hasta bancos compactos de 8-10 m. (cra. Montejo de Tiernes-Rebollosa de Pedro) de continuidad lateral kilométrica.

Los niveles métricos de areniscas generalmente con cantos (2-5 cm.) dispersos subangulosos de cuarcita, ocasionalmente concentrados en niveles, suelen presentar base erosiva o ligeramente canalizada, estratificación cruzada, en surco y ocasionalmente planar, cicatrices internas a veces con cantos y, ocasionalmente a techo, bioturbación. Forman secuencias granodecrecientes pasando a arcillas y limos arenosos con laminación paralela.

Los bancos potentes presentan laminación cruzada de bajo ángulo en la base, pasando hacia arriba a planar, se presentan compactos o con ocasionales cicatrices o *joints* subhorizontales a nivel de afloramiento.

Se interpretan como canales de baja sinuosidad correspondientes a corrientes *braided* arenosas con gran predominio de depósitos de relleno de canal, enmarcadas en un frente distal de sistemas aluviales.

Los niveles finos, más abundantes en el tramo inferior corresponden a las limolitas y lutitas rojas con laminación paralela, son bastante homogéneas aunque se observan algunos niveles decimétricos tabulares de areniscas de grano fino. Corresponderían a los depósitos de llanura de inundación y de desbordamiento.

Esta unidad se considera de edad Scythiense-Anysiense por criterios regionales (SÁNCHEZ MOYA et al, op.cit.).

### **1.2.3. Conglomerados de Termancia (9). Fm. Conglomerados de Termancia. Anisiense**

Corresponden a conglomerados cuarcíticos de tonos rojos a grises con soporte clástico en la base y matriz de arena gruesa más abundante hacia techo, a veces formando lentejones arenosos. En la Hoja forman un nivel continuo con espesores  $\leq 11$  metros (cra Licerías-Noviales), disminuyendo regionalmente hacia el E; observándose el tránsito a la unidad suprayacente al SE de Cuevas de Ayllón, antes de que crucen el río Pedro.

Los cantos de cuarcita y cuarzo en general bien redondeados, con centiles de 15 cm., suelen presentar huellas de presión-disolución. Constituyen facies canalizadas en las que se reconocen barras de gravas con estratificación cruzada planar de alto ángulo, mas evidente en las arenas conglomeráticas, con algunas superficies de reactivación. Se interpretan como canales trenzados muy tractivos, con transporte de gravas que suponen una fuerte reactivación de los sistemas aluviales.

Al igual que las unidades anteriores, es azoica; considerándose por criterios regionales que tiene una edad Anisiense.

#### **1.2.4. Areniscas y Lutitas (10). Fm. Areniscas y Lutitas de Termancia. Ladiniense**

Desde un punto de vista litológico se trata de una unidad bastante similar a las Areniscas del río Pedro. Regionalmente es extensiva sobre las unidades previas, llegando a apoyarse sobre materiales paleozoicos pre-estefaniese que se presentan alterados y rubefactados inmediatamente por debajo de la discordancia (HERNANDO, op.cit.).

Constituyen un conjunto de afloramientos más o menos dispersos a lo largo del dorso de la cuesta conformada al SO de Licerias-Montejo, aflorando de forma completa en las inmediaciones de Cuevas de Ayllón.

Son areniscas en tramos potentes con algunos niveles conglomeráticos, y con intercalaciones de limolitas y lutitas rojas, más frecuentes hacia la parte alta. Presentan un espesor total de unos 60 metros.

Corresponden a facies canalizadas, constituidas por niveles métricos de areniscas de grano grueso a medio granoclasificadas, con base canalizada y numerosas cicatrices internas, algunas con *lags* de cantos, *sets* tabulares de estratificación cruzada y planar y *cosets* de estratificación cruzada en surco. Hacia arriba, la estratificación cruzada disminuye de tamaño, a la vez que se hace más tendida.

Las facies fangosas estan representadas por lutitas y limolitas rojas homogeneas con bioturbación y desarrollo ocasional de suelos lateríticos.

Los contactos de esta unidad con las unidades infra y suprayacentes son graduales, presentando por lo tanto una tendencia estrato y granodecreciente. Algunos autores citan un desarrollo anormal de procesos edáficos a techo, marcando un posible límite secuencial.

La unidad es azoica y su atribución al Ladiniense, como las asignadas a las formaciones infrayacentes, está condicionada por las dataciones realizadas en el Muschelkalk en cuya parte alta ("Lutitas y dolomías Cuevas de Ayllon") se han encontrado asociaciones palinológicas de edad Karniense (HERNANDO et al 1977, SÁNCHEZ MOYA et al, op cit.), así como una datación magnetoestratigráfica Ladiniense-Karniense (RUIZ et al., 1998 in. litt.).

## F. Muschelkak. Ladiniense-Karniense

Sobre la Facies Buntsandstein se dispone un conjunto litológico eminentemente arcillo-limoso, que aunque no es el característico de la Facies Muschelkalk típica de la Ibérica, por su posición estratigráfica se asimila a éstas.

HERNANDO (op. cit.) diferenció tres unidades (T 2) Lutitas de Cuevas de Ayllón, (T 3.1) Areniscas de Carrascosa de Arriba y (T 3.2) Lutitas y dolomias de Cuevas de Ayllón que se pueden reconocer con facilidad en el corte de la localidad "tipo". Sin embargo, en el resto de la Hoja, debido por un lado a que las areniscas intermedias se acuñan, y por otro, que al tratarse de litologías blandas y a la posición morfológica que ocupan, los afloramientos son contados y de mala calidad, no se pueden identificar ni separar las unidades mencionadas, optándose por agruparlas en un único tramo cartográfico.

### 1.2.5. Lutitas versicolores, areniscas y dolomias (11). Fm.Lutitas, areniscas y dolomias de Cuevas de Ayllón. Ladiniense-Karniense inf.

Mediante un tránsito brusco con la unidad infrayacente en "facies bunt" se dispone un conjunto litológico de carácter lutítico de tonos abigarrados (verde-grisáceos, negros y rojos); la parte inferior presenta frecuentes intercalaciones (dm-m.) de areniscas y hacia techo niveles discontinuos (cm-dm) de calizas arcillosas y dolomias.

El corte de Cuevas de Ayllón es descrito por HERNANDO (op. cit.), y más recientemente estudiado y reinterpretado minuciosamente por ARACIL y HERNANDO (1988 a y b).

Según dichos autores, el tramo inferior (T 2) "Lutitas de Cuevas de Ayllón" es equivalente a las facies Röt, y son las facies de transición del Buntsandstein al Muschelkak. El tránsito con la unidad inferior viene marcado por un aumento de la abundancia de lutitas. La potencia de éste tramo se aproxima a los 25 metros.

Distinguen dos asociaciones de facies R-I y R-II; la primera de ellas corresponde a una secuencia (1,2-2 m.de potencia) granodecreciente con clara disminución de la energía a techo. La segunda, que se presenta de forma ocasional, tiene potencias entre 1-1,5 m.; se trata de una secuencia de tipo granocreciente, con aumento de la energía a techo.

La asociación R-I comienza con cuerpos arenosos con estratificación cruzada, unos claramente canalizados y de sinuosidad alta (estratificación cruzada "epsilon"), y otros con morfología de barra, con migración y superposición de las mismas. A techo van gradando a areniscas con *ripples* de cresta recta y linguoides, areniscas con *flaser* y *wavy*, lutitas con *lenticular*, y por último a techo, lutitas con *mud-cracks* y pseudomorfos de cubos de sal.

La asociación R-II comienza con lutitas masivas, pasando a lutitas con *wavy* (no siempre presentes), y por último a areniscas con *ripples* tanto de corriente como de oscilación, con presencia de bioturbación y finos encostramientos ferruginosos a techo.

Estas facies en conjunto representan un medio de transición con influencia mareal clara, en un ambiente de cierta aridez. Las areniscas con morfología canalizada, reflejarían la sedimentación en canales de alta sinuosidad desarrollados en una llanura de marea. Las barras arenosas se desarrollarían y se moverían en la llanura mareal, en los momentos de máxima energía, tanto en el flujo como en el reflujo.

Las facies mixtas se desarrollarían en la llanura mareal media, tanto en la parte baja (arenosa) como en la parte alta, próxima a la zona fangosa. La aridez del clima vendría señalada por las grietas de retracción y los pseudomorfos de cubos de sal.

La asociación R-II la interpretan en el mismo ambiente pero con carácter transgresivo; las interrupciones en la sedimentación quedan registradas por encostramientos ferruginosos a techo.

La unidad (T 3.1) Areniscas de Carrascosa de Arriba, presente sólo en el corte de Cuevas con unos 12-14 m. de potencia, se inicia mediante un tránsito brusco a través de una superficie ferruginosa muy desarrollada y bioturbada (*hard-ground*), disponiéndose un conjunto de areniscas amarillentas de grano fino en secuencia granodecreciente. Comienza con estratificación cruzada en surco, pasando a arenas con *ripples* y a limos y arcillas con *flaser* y *lenticular*. Tratándose por tanto de depósitos de canal mareal y de colmatación del mismo; presentando restos vegetales y de bivalvos inclasificables.

Las Lutitas y dolomias de Cuevas de Ayllón (T 3.2) con una potencia de unos 30 m. constituyen un paquete de limos y arcillas verdes, grises, negras y rojas que intercala, aparte de areniscas, delgados niveles (cm-dm) carbonatados, de colores beige en superficie y gris-negros en fresco. Estos niveles afloran puntualmente a lo largo de la parte baja de la cuesta de Liceras-Montejo, sobre todo en las proximidades de los cementerios de ambas localidades. En el corte de Cuevas no se han observado niveles carbonatados, siendo totalmente terrígena.

La asociación de facies más frecuente comienza con calizas margosas o dolomías, con laminación algal, *ripples* de oscilación y restos de bivalvos y gasterópodos marinos, por encima lutitas masivas y culminando, costra carbonatada o suelo hidromorfo. La otra asociación vuelve a ser de relleno de canal, conformada por areniscas con estratificación cruzada en surco y lutitas masivas con ocasionales huellas de raíces.

Ambas secuencias son de somerización a techo, correspondiendo a depósitos de llanura intermareal o de *lagoon* costero con influencias mareales, con prolongadas etapas de desecación.

La microflora recogida en las cercanías de Tiermes (al SE de la Hoja) indicaría una edad Karniense para estos materiales (HERNANDO et al., 1977), pudiendo los tramos inferiores pertenecer a la parte alta del Ladiniense.

## **F. Keuper. Karniense- Noriense**

En tránsito gradual pero rápido, se presenta sobre el Muschelkalk en toda la Cordillera Ibérica,

el Keuper típico de "tipo germanico", compuesto fundamentalmente por lutitas con importantes intercalaciones de areniscas, de yesos y de algunas margas dolomíticas y dolomías. En ésta Hoja y en sectores próximos al borde NE del Sistema Central su potencia se reduce considerablemente respecto a áreas más surorientales pasando de 400m. a menos de 80m., al mismo tiempo que las facies cambian a sedimentos limo-arenosos exclusivamente. HERNANDO (1977, 1980) denominó al conjunto de facies Keuper de la región "Lutitas con yesos de Valderroman". En la parte alta de esta unidad, en zonas cercanas pero al SE (Hoja de Atienza) se localizó microflora que permiten datarla como Noriense, pudiendo pertenecer su parte baja aún al Karniense.

### **1.2.6. Areniscas y lutitas (12). Areniscas (13). Lutitas con yesos y areniscas (14). Fm. Lutitas con yesos de Valderroman. Karniense-Noriense**

Cartográficamente la base de ésta unidad se sitúa sobre un nivel de areniscas que se identifica perfectamente en la parte inferior del tramo (12), correspondiendo al resalte de areniscas sobre las que se asientan las localidades de Montejo de Tiermes y Liceras, conformando el pie del frente de cuesta entre ambas localidades; en el corte de Cuevas corresponde al resalte que se corta en la subida de la cra. a Liceras.

Existe además, otro nivel continuo de areniscas (13) que discurre a media altura del frente de cuesta dando resalte estructural. La unidad estaría por tanto constituida por dos megasecuencias estrato y granodecrecientes, con un espesor total entre 60-70 m.

Los resaltes areniscosos (5-12m.) están constituidos por capas de espesor métrico de areniscas de grano grueso a fino con limos intercalados, suelen mostrar base canalizada, cicatrices internas con cantos y estratificación cruzada, correspondiendo a canales de baja sinuosidad. Otros niveles forman bancos tabulares de espesor dm de areniscas de grano fino, que se interpretan como depósitos de desbordamiento.

Por encima de las primeras areniscas, aparece un tramo de lutitas y limolitas de color rojo oscuro de carácter masivo. El segundo tramo sin embargo, corresponde (en Liceras) a lutitas rojas y margas arcillosas dolomíticas de tonos verdosos con decoloraciones; forman paquetes homogéneos de espesor métrico con cristales secundarios de yesos dispersos o rellenando pequeñas fisuras. Hacia el SE son más importantes las intercalaciones de yesos, mientras que hacia el NO desaparecen.

La Facies Keuper sedimentológicamente se interpreta como depósitos de frente distal de abanicos aluviales que conformaban una *bajada o alluvial-plain* próxima al litoral, en un ambiente de *sebkha* surcada por pequeños canales.

Las areniscas pasan en la vertical a facies más fangosas y yesíferas. Todo el conjunto corresponde a abanicos aluviales de procedencia noroccidental en conexión hacia el sur con una llanura fangosa evaporítica. La influencia marina es mayor hacia techo y hacia el SE, donde aparecen depósitos de yeso-arenitas grises que indicarían un ambiente intermareal.

### 1.3. TRIASICO SUP-JURASICO

Las facies Keuper culminan generalmente 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) le dieron el rango de Fm. "Dolomías tableadas de Imón," siendo todavía de edad Triásico superior (Noriense) según GOY y YEBENES (1977).

Sobre la Fm. Dolomías tableadas de Imón yace la Fm. "Carniolas de Cortes de Tajuña" GOY *et al.* (op. cit.), constituida por dolomías brechoides y carniolares con abundantes recristalizaciones de calcita y aspecto masivo, poco competentes a la erosión. Según YEBENES *et al.* (1988) correspondería al Hettangiense s.l.

De acuerdo con AURELL *et al.* (1992), el tránsito Triásico-Jurásico se encontraría en las brechas de la base de la Fm. Cortes de Tajuña. Correspondiendo en este caso a una paraconformidad entre las Fms. Imón y Cortes de Tajuña, mientras que en otros puntos de la cuenca Ibérica, el límite Triásico-Jurásico es una discordancia angular asociada a una etapa de tectónica de bloques mayor reconocible a nivel de cuenca.

Los materiales jurásicos aflorantes en la Hoja corresponden al megaciclo o Supersecuencia del Jurásico inferior, es decir, al Lias. Corresponden a las clásicas formaciones del Jurásico inferior establecidas por GOY *et al.* (1976) para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

En la presente Hoja, debido a las malas condiciones de afloramiento, ambas formaciones se han agrupado cartográficamente en una misma unidad: (15).

#### **1.3.1. Dolomías tableadas y carniolas (15). Fms. Imón y Cortes de Tajuña. Noriense-Hettangiense**

Sobre las arcillas yesíferas del Keuper, existe un tramo de transición de unos 2-3 metros constituidos por calizas recristalizadas (seudoesparitas) de color rojo en la base y amarillento hacia techo. Sobre éste nivel se dispone la Fm. Imón, constituida por un paquete de 12-15 metros de potencia de dolomías rosadas y gris claro dispuestas en bancos decimétricos, que le dan un aspecto tableado característico.

Conforman el resalte superior del frente de cuesta de Linares-Montejo, siguiéndose desde ésta última localidad hasta las inmediaciones (NO) de Cuevas de Ayllón, donde quedan fosilizadas por conglomerados terciarios. Al SO de ésta alineación aparecen afloramientos de tamaño hectométrico, cobijados o en relación con las dos grandes fracturas en que se desfleca la Falla de Somolinos (Hojas de Riaza y de Atienza).

Las dolomías carniolares del tramo de transición (pseudoesparitas con moldes de sulfatos) de aspecto caótico, corresponden a brechas de disolución y colapso de evaporitas en un ambiente de *sebkha* supramareal evaporítica.

Las dolomías tableadas de Imón se presentan en secuencias estrato y granocrecientes de orden

métrico; presentan fantasmas de oolitos, estratificación cruzada, laminación ondulada y *ripples* de oscilación, interpretándose como complejos de barras litorales.

Aparecen también mudstones-wackestones dolomíticos, unos con laminación estromatolítica algal y otros con laminaciones paralelas, que se depositarían en zonas protegidas en régimen inter o supramareal.

Secuencialmente, las dolomías carniolares se sitúan en la base, en tránsito con el Keuper; los complejos de barras ocupan la mayor parte de la unidad mientras que las dolomicritas con laminaciones algales se encuentran a techo, todo ello en un régimen intra o supramareal que cierra el ciclo sedimentario del Triásico.

Las Carniolas de Cortes de Tajuña son brechas dolomíticas y dolomías de aspecto masivo que presentan muy malas condiciones de observación, dada su peculiar litología y a la práctica ausencia de planos continuos de estratificación; quedando limitados a dos cortes, el del río Pedro, en Cuevas de Ayllón, y a lo largo del cañón del arroyo Del Pozo Moreno, desde que corta el resalte de las Dolomías de Imón, hasta la formación suprayacente de "Cuevas Labradas" (majadas junto al arroyo, al O del paraje: El Corral de la Mata).

En la columna levantada en Cuevas de Ayllón esta formación presenta una potencia total de 112 metros, habiéndose diferenciado cuatro tramos o miembros informales (GARCÍA-CORTÉS *et al.*, 1995). El primero: "brechas de aspecto margoso," corresponden a unas brechas de aspecto margoso, de colores rojizos y amarillentos, con una potencia de unos 8 metros. El segundo tramo, "carniolas s.s." que alcanza 44 m., está formado por calizas carniolares de color amarillento, que corresponden a doloesparitas con huecos de disolución de sulfatos y estratificación discontinua o irregular, con alguna intercalación de margas rojizas y calizas recristalizadas grises; en algunos niveles de las carniolas se aprecian laminaciones algales.

El tercer "Miembro dolomítico brechoide" corresponde a un paquete de 25 m. de brechas dolomíticas de aspecto caótico, sin estructuras, sólo ocasionalmente se observan bases erosivas y canalizadas y coloraciones algo amarillentas. Por último, el tramo superior o "Miembro dolomías blanquecinas", comienza con un par de intercalaciones margosas métricas, corresponde a un paquete de 35 m. de dolomicritas blanquecinas con estratificación decimétrica a métrica; texturalmente son *wackestone-mudstones*, con laminaciones algales de frecuencia milimétrica y porosidad fenestral, apareciendo por primera vez restos de Lamelibranquios. A techo, termina con un nivel de 1,5 m. de calizas rojizas brechoides, parcialmente dolomitizadas.

El Miembro basal "brechas de aspecto margoso", según el modelo propuesto por AURELL *et al.* (op. cit.), corresponderían a brechas sinsedimentarias que procederían de la destrucción de la plataforma liásica, consecuencia de una tectónica distensiva de bloques.

Las "facies de carniolas" localmente contienen relictos de laminaciones algales y porosidades móldicas de evaporitas, que indicarían condiciones marinas someras para el depósito original, que consistiría en alternancias de dolomías y evaporitas. La disolución de estas últimas en condiciones sinsedimentarias, diagenéticas o telogenéticas, darían lugar a procesos de "dedolomitización" y brechificación por colapso de los niveles carbonatados.

El Miembro superior de “dolomías blanquecinas” (tableadas), muestran evidencias de depósito en condiciones marinas someras e intermareales.

En resumen, ésta Fm. consistía en una alternancia de dolomías, margas dolomíticas, lutitas y anhidritas depositados en semigrábenes subsidentes en ambientes de *sebkha* supramareal-llanuramareal hipersalina. Su aspecto actual se debe en gran parte a la disolución y colapso de evaporitas.

### **1.3.2. Calizas y dolomías tableadas (16). Fm. Cuevas Labradas. Sinemuriense-Pleinsbachiense inf.**

Esta unidad tiene, con pequeñas variaciones, una distribución muy homogénea a lo largo de toda la Cuenca Ibérica, en cuya rama Castellana fue caracterizada por Goy *et al.* (1976) como Fm. “Cuevas Labradas” y una edad Sinemuriense-Pleinsbachiense inf.

Descansa en concordancia con la Fm. Cortes de Tajuña infrayacente, distribuyéndose cartográficamente como una franja, algo más al N y NO de la Fm. Cortes de Tajuña. Es significativo además, el alto índice de plegamiento, con estructuras hectométricas, que muestra esta formación tableada.

Su techo va siendo progresivamente erosionado y tapado hacia el O-NO por la Fm. “Arenas del Utrillas” del Cretácico superior.

A pesar de su representación cartográfica, las localidades donde pueden hacerse observaciones son limitadas pues, al igual que la unidad anterior, sus “afloramientos” aparecen arrasados por la Superficie de erosión fini-neógena, quedando limitados a un par de canteras, al corte de Cuevas y al cañon de Pozo Moreno, donde aparece plegada y arrasada/fosilizada por conglomerados terciarios.

En el corte de Cuevas de Ayllón, le serie levantada.(GARCÍA-CORTÉS, *op. cit.*) está representada por 67 m.(regionalmente se citan 100-150 m.) de calizas de tonos gris claro característicos, algo dolomíticas y más masivas a base y tableadas en el resto. Tanto la macro como la microfauna son abundantes, cerca de la base ( $\approx 8$  m.) se ha clasificado entre la macrofauna: *Chlamys textorius* (SCHLOT.), *Lobothyris causionanus* (D'ORB.), *Pholadomya idea* (SOW.) y tallos de *Pentamicridae*. Entre la microfauna aparecen *Orbitopsella sp.*, así como restos de crinoideos, lamelibránquios, gasterópodos y espículas de esponjas. Este contenido paleontológico permite asignar la parte inferior de esta formación al Sinemuriense.

En la parte inferior de la serie, en la zona de tránsito con la unidad infrayacente aparecen doloesparitas en bancos métricos, sin estructuras o con una estratificación nodulosa incipiente. Son facies de plataforma somera de baja energía.

Las dolomías tableadas en bancos decimétricos texturalmente corresponden a mudstones y a packstones-grainstones con intraclastos, oolitos y fantasmas de bioclastos. Se observa estratifi-

caciones cruzadas y, a techo de algunas capas, ripples de oscilación. Forman secuencias estrato-crecientes de varios metros que se interpretan como complejos de barras litorales.

La Fm. Cuevas Labradas se depositó con posterioridad al relleno de los semigrábenes hettangien-ses. en ambientes marinos someros de gran extensión lateral, de tipo rampa carbonatada.

### **1.3.3. Margas y calizas bioclásticas (17). Fms. Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona. Pliensbachiense**

Sobre las calizas tableadas de la Fm. cuevas Labradas se disponen un delgado conjunto margoso en la base y calcáreo a techo, estimándose una potencia cercana a la veintena de metros. Sus afloramientos, reducidos y de pésima calidad, se cortan en la carretera de Montejo de Tiermes a Morcuera., al N del paraje La Nava. Aparecen erosionadas a techo por las Arenas de Utrillas, quedando ambas recubiertas discordantemente por conglomerados terciarios.

Los atribuimos estratigráficamente a la Fm Cerro del Pez incluyendo probablemente la parte basal de Las Calizas Bioclásticas de Barahona, por las facies que presentan y por coherencia cartográfica con la Hoja colindante de Berlanga de Duero (405).

Corresponden a margas grises, amarillentas en alteración, con delgadas intercalaciones de calizas margosas de aspecto noduloso, le siguen calizas bioclásticas, con colores grises y pardo-amarillentos; las observaciones que se pueden realizar se limitan a las "lajas" arrancadas y amontonadas en las lindes de las tierras. Los niveles calcáreos, grainstone-packstone bioclásticas, se presentan en capas cm-dm. con intensa bioturbación y planos de estratificación ondulados, a veces con ripples de oscilación a techo.

El tramo inferior de esta secuencia supone una profundización de los ambientes marinos someros de la secuencia precedente, y la instalación de ambientes de plataforma palágica con sedimentación de facies margosas, para posteriormente mostrar un dispositivo somerizante a techo de la secuencia, con ambientes de plataforma somera batida por el oleaje.

Los restos de macrofauna se concentran en *rills* de bioclastos reconociéndose bivalvos, pectí-nidos y ostreidos entre otros. Su edad en aquellos lugares de la C. Ibérica donde ha podido ser datada mediante ammonites, es Pliensbachiense superior.

## **1.4. CRETÁCICO**

Los sedimentos cretácicos que forman parte de la terminación nororiental de la Rama Castellana de La Cordillera Ibérica aparecen en continuidad cartográfica con los materiales jurásicos, o como afloramientos aislados rodeados por terciarios, en la mitad oriental de la Hoja. Los materiales cretácicos de este sector pertenecen al "Dominio proto-Atlántico" del Surco Ibérico, y dentro de éste, a la Meseta nord-Castellana (VILAS *et al.*, 1982).

Existen numerosos afloramientos de las unidades cretácicas, aunque la calidad de los mismos,

salvo excepciones no son buenas, siendo difícil en algunos casos identificarlas. La serie "tipo" de la Hoja se ha levantado en el corte del río Pedro, entre las localidades de Cuevas de Ayllón y Ligos (GARCÍA-CORTÉS *et al.*, *op. cit.*), habiéndose seguido también, las descripciones y las divisiones litoestratigráficas establecidas en ese mismo corte por GARCÍA-HIDALGO *et al.*, (1997).

La sucesión estratigráfica es muy similar a las reconocibles en la Unidad de La Demanda-Cameros; esta similitud hace que se puedan correlacionar fácilmente con ellas, y que se puedan extender hasta esta región las denominaciones de las unidades litoestratigráficas que son características del sector de La Demanda-Cameros (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, *op. cit.*), como son las Fms. Muñecas, Hortezuelos y Hontoria del Pinar, cuyas localidades tipo se ubican en esa región.

En general, se reconocen dos megaciclos simétricos transgresivos-regresivos, el inferior de edad Albiense/Cenomaniense-Turoniense superior y el segundo de edad Coniaciense-Campaniense.

#### **1.4.1. Arenas y cantos silíceos (18). Fm. Utrillas, Albiense?-Cenomaniense**

Las Arenas de Utrillas ocupan posiciones cronoestratigráficas diferentes según las zonas; en los bordes del Sistema Central son el cambio lateral de facies de las plataformas carbonatadas del Turoniense al Campaniense inferior (GARCÍA *et al.*; 1996).

Son arenas silíceas arcósicas blanco-amarillentas con intercalaciones de conglomerados cuarcíticos y de tramos lutíticos de diversos colores, con episodios ferruginosos de origen edáfico (laterítico), marcando límites de secuencias deposicionales. En la Hoja presentan potencias cercanas a los 60 metros en el corte del río Pedro.

Afloran al pie del frente de la Cuesta del Gallo, siguiendo el arroyo del Prado, y fundamentalmente en el corte del río Pedro, al E del vértice Pedriza, donde afloran en serie completa en contacto discordante y erosivo sobre el Jurásico. Llegando en la hoja vecina de Riaza a apoyarse sobre las series triásicas e incluso sobre el Paleozoico.

Los niveles de areniscas conglomeráticas forman cuerpos con bases canalizadas con estratificación cruzada en surco de gran talla y ocasionalmente a techo cruzada en surco o con laminación paralela; son frecuentes las cicatrices erosivas y los *lag* de cantos; otros niveles por el contrario se presentan masivos. Las arenas silíceas son de grano medio-grueso a muy grueso compuestas mayoritariamente (50-60%) por cuarzo con abundante matriz y epimatriz (28-45%) arcillosa (micas-caolin); como componentes secundarios se reconocen feldespatos, carbonatos y micas (3%) y opacos (0,5%). Los cantos de cuarcita y cuarzo con centiles que no superan los 10 cm., están en general bien redondeados.

Forman secuencias positivas de relleno de canal con disminución del tamaño de grano y de energía. Se interpretan como canales fluviales de baja sinuosidad en una llanura aluvial arenosa, cuyas direcciones de paleocorrientes son hacia el ONO y NE.

Las lutitas grises, rosadas o vinosas se presentan masivas, con rasgos edáficos correspondientes a ciclos de oxidación-reducción originados en contextos de llanura de inundación o lagunares.

En conjunto, estas facies se atribuyen tradicionalmente a sistemas aluviales que desarrollan canales *braided*, aunque recientemente se interpretan como depósitos de llanura aluvial costera y mareales.

Esta unidad es azoica, por correlación con otras series de este ámbito de la Cordillera Ibérica tendría una edad Albiense sup-Cenomaniense (GARCÍA *et al.*, 1996), aunque dada la posición relativamente marginal de la Hoja en la cuenca, no es arriesgado suponer que la edad de sus términos basales serían Cenomaniense inf. (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 1997).

#### **1.4.2. Margas y calizas margosas (19). Fm. Margas y calizas de Picofrentes. Cenomaniense terminal-Turonense inferior**

Corresponde a un conjunto margoso fosilífero de grupos netamente marinos: Bivalvos, Equinidos, Ammonites etc., característico de los sectores septentrionales y centrales de la Ibérica. Está formada por una sucesión de margas y margocalizas, nodulares a lajosas, de tonalidades claras gris-amarillentas, que intercalan niveles de calizas nodulosas (biomicritas).

Presenta afloramientos parciales en la parte media-alta del frente de la cuesta de Gallo, al NO de Licerías-Montejo, y de igual modo en la cuesta de Pedriza (río Pedro), entre Ligos y Cuevas de Ayllón.

Comienza en el corte del río Pedro por 4 m. de biomicritas con estratificación nodulosa, que reposa directamente sobre las Arenas de Utrillas dando un pequeño resalte morfológico. Posee una fauna abundante constituida por: *Exogira flavellata* GOLDF., *Exogira africana* LAM., *Rhynchostrea columba* (LAM.), *Neithea phaseola* D'ORB., *Chlamys gallieniei* D'ORB., *Hemiaster verneuli* DESOR., *Hemiaster scutigera* FORBES, *Tetragramma variolare* BRONGN. y *Tylostoma cf. torrubiae* COQUAND. Entre la microfauna aparecen Valvulínidos, Miliólidos, Ostrácodos y escasos Foraminíferos planctónicos.

Sobre el nivel anterior le siguen 28,5 m de margas blanco-amarillentas con algunas intercalaciones decimétricas de biomicritas, pelmicritas y biopelsparitas de color gris claro; hacia la mitad de la formación y dando resalte aparece un nivel compacto, de unos 3 m de biosparitas con fractura angulosa.

En las margas aparecen *Choffaticeras barjonai* (CHOFFAT), *Vascoceras gamai* CHOFFAT, *Spathites reveliereanus* (COURTILLER), *Neithea laevis* (DROUET), *Arca ligeriensis* (D'ORB.), *Pycnodonte biauriculata* (LAM.), *Tellina renaudii* MATH., *Natica* sp., *Tylostoma globosum* SHARPE, *Chenopus olisiponensis?* SHARPE, *Hemiaster tumidosus* P. DE LOR., *Pterygocythere pulvinata* DAMOTTE, *Cythereis* aff. *condemiensis*, *Dordoniell* cf. *strangulata* APOSTOLESCU, así como Valvulínidos, litiólidos, Miliólidos, Anomalínidos, Briozoos, algunos Foraminíferos planctónicos y algas dasycladáceas. Este contenido paleontológico permite datar la Fm. como Turonense inferior y medio.

Las margas de Picofrentes se interpretan como depositadas en el Surco Ibérico por una transgresión de origen atlántico, en relación con el momento de nivel del mar más alto de todo el Cretácico, originando facies marinas y profundas (FLOQUET *et al.*, 1982; SEGURA *et al.*, 1993 a y b).

La intercalación calcárea basal se interpreta como depósitos de plataforma carbonatada interna somera, transgresivos sobre las facies terrígenas infrayacentes. Por el contrario, las intercalaciones que aparecen en la parte media-alta, se pueden interpretar como depósitos de rampa carbonatada cada vez más somera, tras el evento de máxima profundidad, y que van a dar paso a la rápida progradación de la Fm. calcárea suprayacente.

#### **1.4.3. Calizas detríticas (20). Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas. Turoniense sup-Coniaciense**

La tendencia a la somerización de la Fm. anterior, culmina con la presencia generalizada del tramo de calizas y calcarenitas, principalmente packstones bioclásticos, que se ha separado en la unidad cartográfica (20). correlacionable con la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas (FLOQUET *et al.*, 1982; SEGURA *et al.*, 1996).

Esta formación está constituida en el corte del río Pedro (GARCÍA-CORTÉS *et al.*, *op. cit.*) por unos 40 m. de biosparitas, biopelsparitas, intrasparitas y, en menor proporción, biomicritas y biosparruditas. Aparecen bien estratificadas, desde lechos decimétricos a bancos gruesos a techo, que en el paisaje originan el primer resalte morfológico importante en la sucesión estratigráfica regional.

A unos 11 m de la base aparecen 2 m de cuarciarenitas con cemento carbonatado sobre las que reposan 6,5 m de alternancias de dolomías grises y margas, observándose en el techo de uno de estos niveles una costra ferruginosa, que debe interpretarse como un episodio intermedio de somerización.

No aparece en esta formación macrofauna significativa, apareciendo lamelibránquios, gasterópodos y equínidos indeterminables. Respecto al contenido micropaleontológico se identifican: Lituólidos, Briozoos, Rotálidos, Miliólidos, Ostrácodos, Valvulínidos, Verneulinidos, algas y algunos foraminíferos planctónicos.

Se interpretan como facies de plataforma carbonatada interna (somera).

#### **1.4.4. Calizas nodulosas (21). Fm. Calizas nodulares de Hortezuelos. Coniaciense**

Es también un característico litosoma del cretácico del centro de España, reconociéndose inequívocamente en el frente de cuesta de La Pedriza. En este corte aparecen 18 m de biomicritas y micritas nodulosas en capas decimétricas, con intercalaciones de niveles más margosos, siendo característico el aspecto noduloso de sus bancos, en la base aparecen dolomías y calizas tableadas.

En las margas aparecen *Pycnodonte vesicularis* LAM. y *Tylostoma cf. torrubiae* COQUAND. En las biomicritas se han determinado además, restos de Equinodermos, Ostrácodos, Miliólidos, Lituólidos, Crinoides, Briozoos, Algas verdes y Globotruncánidos.

El límite entre ésta Fm. y la infrayacente, las Calizas bioclásticas de Muñecas es un límite muy neto, fácilmente identificable en los afloramientos. Ligeramente por debajo de éste contacto FLOQUET (1990), sitúa un límite de secuencia deposicional y su consecuente discontinuidad estratigráfica. De igual modo, GARCÍA-HIDALGO *et al.* (*op cit.*) identifican claramente una parada sedimentaria asociada a brechificaciones, superficies rubefactadas y costras ferruginosas, que ponen de manifiesto la interrupción sedimentaria que caracteriza el límite Turoniense-Coniaciense en este sector.

Son facies de plataforma carbonatada, algo más profundas y de menor energía que la formación infrayacente.

#### **1.4.5. Calizas y dolomías en bancos gruesos (22). Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar. Coniaciense-Santoniense**

En tránsito gradual sobre la unidad anterior aparece un conjunto de unos 45 m de calizas y calizas dolomíticas, bien estratificadas en bancos netos métricos, y algo más tableadas hacia el tercio superior. Originando un acusado resalte y escarpe morfológico.

Corresponden a calizas micríticas y esparíticas con texturas packstone, grainstone y rudstone con bioclastos e intraclastos abundantes. En el tramo medio aparecen numerosos *patches* de rudistas que dan lugar en superficie (paraje de la Cuesta del Gallo) a formas de karstificación características.

Las estructuras sedimentarias presentes en el corte del río Pedro son escasas, reconociéndose en la parte alta, estratificación cruzada planar y morfologías de barra. En las próximas se citan además ripples de oscilación, cuerpos con base erosiva y geometría de canal y estratificación *hummocky* ocasional.

La microfauna está constituida por restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Rotálidos, Miliólidos, Valvulínidos, globotruncánidos y briozoos.

Sedimentológicamente se pueden interpretar como facies litorales de plataforma abierta en la que se reconocen bioconstrucciones de rudistas, con una cierta energía del medio que da lugar a barras bioclásticas, donde los techos de las mismas estarían sometidos a la acción del oleaje y ocasionalmente a la de tormentas.

Su edad por correlación con zonas cercanas, se atribuye al Coniaciense sup.-Santoniense inf. (FLOQUET *et al.*; 1982).

#### **1.4.6. Dolomías y calizas (23). Fm. Calizas del Burgo de Osma.(Fm. Dolomías de Somolinos). Santoniense-Campaniense**

Se incluye en esta unidad, un potente conjunto de calizas, dolomías calcáreas y margas, que en el corte del río Pedro (Cuevas de Ayllón) presenta unos 60 metros, quedando erosionadas por conglomerados terciarios, aunque su espesor máximo puede alcanzar los 200 m.

Aguas abajo de Ligos, frente a la ermita y molino de Torraño aparecen formando una estructura sinclinal. En la parte inferior, sobre el resalte de la Fm. Hontoria aparecen unos 60 m. de dolomías arenosas grises de aspecto masivo, con intercalaciones de tramos en los que la estratificación es más fina, por encima aparecen 25-30 m de calizas dolomíticas de tonos más blanquecinos y con estratificación mejor definida. Estas facies parece que concuerdan mejor con la descripción de la Fm. Dolomías de Somolinos (SEGURA et al., 1996).

Las margas dolomíticas, a veces limosas, presentan abundante bioturbación y procesos lateríticos, las dolomías con texturas mudstone y wackstone presentan intraclastos, fantasmas de bioclastos en el tramo inferior (ostrácodos, bivalvos y caráceas) y, ocasionalmente laminaciones algales.

Se interpretan como depositadas en ambientes de *lagoon* somero o incluso a una llanura fan-gosa, supra e intermareal de baja energía.

El contenido paleontológico de esta formación es nulo, pero por criterios regionales se le asigna una edad Santoniense sup.-Campaniense inf. (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, *op cit.*).

#### **1.5. Terciario**

El registro sedimentario completo del sector oriental de la Cuenca del Duero no es del todo conocido, debido a que los sedimentos "postectónicos" recubren la mayor parte de la superficie de la misma. La actividad tectónica de este borde de la cuenca, hace que tenga carácter de "cuenca de antepaís" (*foreland*) con respecto a los relieves Alpinos circundantes, habiendo condicionado tanto la geometría como el relleno de la misma, dando lugar a subsidencias diferenciales importantes.

En el denominado "Corredor Aranda-Osma" y en el extremo NO de la cuenca de Almazán, el Terciario, con espesores que oscilan entre 1000-3000 metros de potencia estimados a partir de sondeos y perfiles sísmicos (LANAJA, 1987; GUIMERA *et al.*, 1995; BOND, 1996), se puede dividir en tres Secuencias o Complejos tectosedimentarios de litologías variadas (SANTISTEBAN *et al.*, 1996).

Los dos primeros Complejos (Cretácico sup-Paleoceno y Eoceno-Oligoceno) afloran de forma discontinua junto a los márgenes de la cuenca, excepto en el entorno del Burgo de Osma, donde materiales atribuidos a estos Complejos ocupan una posición central dentro del "corredor de Osma", plegados y adosados a paleorelieves cretácicos. Litológicamente están constituidos por conglomerados con clastos de calizas cretácicas, areniscas, arcillas y niveles carbonatados (calizas y caliches) (RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN, 1990; RUIZ FERNÁNDEZ, 1991 a).

El tercer Complejo, con cerca de 300m de potencia aflorantes, se dispone en general, horizontal y discordante sobre los anteriores, por ello se le considera post-tectónico (GUIMERA *et al.*, op. cit.). Está constituido por depósitos detríticos y carbonatados formando secuencias decrecientes que corresponden a abanicos aluviales en los bordes, y de carácter fluvial y lacustre-palustre hacia zonas más internas y/o deprimidas, o junto a relieves marginales poco activos.

Para éste tercer Complejo se han venido diferenciando, en los sectores centrales de la Cuenca, desde las tres unidades litoestratigráficas ya clásicas del Mioceno castellano: "Arcillas de la Tierra de Campos", "Margas yesíferas de las Cuestas" y "Calizas de los Páramos" (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1915; ROYO y GÓMEZ, 1926; SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1952, 1955; PORTERO *et al.*, 1982); cuatro Unidades (MEDIAVILLA y DABRIO, 1986, 1988, 1989) y hasta cinco Unidades Tectosedimentarias (MEDIAVILLA *et al.*, 1996).

Para el sector suroriental de la Cuenca del Duero, donde se sitúa la Hoja de Ayllón, GARCÍA DEL CURA (1974, 1975) establece tres unidades litoestratigráficas que servirán de base firme para trabajos posteriores: La U. Inferior, de carácter detrítico la hace equivalente a las "Arcillas de la Tierra de Campos"; la U. Media es muy compleja por la variedad de tipos petrológicos así como por los cambios laterales de facies que presenta. Distingue dentro de ella cuatro formaciones isócronas sobre las que se sitúan las "Calizas de los Páramos". Por último, la U. Superior está constituida por las "Calizas Terminales" y un episodio más o menos detrítico que las separa de las "Calizas de los Páramos".

Posteriormente, y tomando como referencia esta división, ARMENTEROS y CORROCHANO (1983), ARMENTEROS (1986) y ARMENTEROS *et al.* (1996) establecen la litoestratigrafía regional diferenciando las siguientes unidades:

- Unidad Marginal, correspondiente a facies detríticas, en general conglomeráticas, de abanicos aluviales que orlan los bordes de la Cuenca, y por tanto de carácter local.
- Unidad Inferior, constituida por facies fluviales (lutítico-arenosas) y lacustres (carbonatadas) alternantes.
- Unidad Media, predominantemente calcárea, que presenta a techo un nivel constante de calizas y/o dolomías que dan resalte estructural, conocido como "Calizas del páramo inferior".
- Unidad Superior, que presenta un tramo característico detrítico-carbonatado basal, coronado por otro nivel de calizas lacustres correspondiente al denominado "Calizas del páramo superior".

La cronoestratigrafía de éstas Unidades se establece de acuerdo a las edades y a la situación de varios yacimientos paleontológicos de macro y micro-mamíferos. Los yacimientos de Aranda de Duero (CRUSAFONT y CELORRIO, 1959), de Montejo de la Vega (MAZO *et al.*, 1998) y de Piquera de San Esteban (MAZO y JORDA, 1994), proporcionan edades Aragoniense medio-superior (Vindoboniense med.-sup.), Aragoniense medio (MN-5) y Aragoniense superior (MN-7) respecti-

vamente; con la salvedad de que éste último yacimiento (Piquera), de acuerdo con los nuevos datos cartográficos (NOZAL, *in litt.*; Hoja 376, San Esteban de Gormaz), quedaría re-ubicado estratigráficamente por encima de las calizas de la U. Media ("Calizas del páramo inferior"), y no en el techo de la U. Inferior como lo situaban MAZO y JORDA.

El yacimiento de los Valles de Fuentidueña (ALBERDI *et al.*, 1981), proporciona una edad Vallesiense inferior (MN-9) para los materiales en los que se emplaza, y el problema que se plantea es precisamente ese, su exacta situación en la columna estratigráfica general de la zona. Para unos autores (HOYOS *et al.*, 1981), el yacimiento estaría situado *-a techo de la denominada U. Media de GARCÍA DEL CURA (op cit.)-*, es decir, inmediatamente por debajo de "Calizas de los Páramos" (páramo inferior). ARMENTEROS (op cit.) en su Tesis lo refiere como situado *-en la parte inferior del paquete de calizas que conforma el techo de la serie miocena en el lugar-* (ubicación poco precisa), si bien en la columna estratigráfica general que presenta, lo sitúa muy claramente dentro de su U. Superior, entre los dos niveles calcáreos de referencia (Páramos); sin embargo, posteriormente, otros autores lo siguen situando hacia techo de la unidad que culmina con las "calizas del páramo inferior" (DÍAZ DE NEIRA *et al.*, 1995 *in litt.*; CALVO *et al.*, 1993).

Con mayor precisión, lo sitúan en la base del segundo ciclo carbonatado que conforman las "calizas superiores del páramo" (LÓPEZ OLMEDO y ENRILE ALBIR, 1992, *in litt.*; ARMENTEROS *et al.*, 1996, 1997).

En el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma, RAMOS MARTÍN y ALONSO-GAVILÁN (1990), estudian y caracterizan los depósitos terciarios, asignándolos edades relativas correspondientes al Paleógeno y al Mioceno; estableciendo unas unidades litoestratigráficas de rango local, aunque correlacionables con las de ARMENTEROS.

Se consideran pliocenos los depósitos conglomeráticos cuarcíticos culminantes del piedemonte, también llamados "rañas", y que en general no superan la decena de metros de espesor (SAN MIGUEL DE LA CAMARA, *op. cit.*; ORDOÑEZ *et al.*, 1976; MOLINA y ARMENTEROS, 1986).

Todo el Terciario que aflora en la Hoja, en principio se ha asignado al ciclo Neógeno (Mioceno inf.-Plioceno), aunque no se descarta que la unidad (24) sea más antigua y pueda pertenecer al ciclo Oligoceno-Mioceno inf.

Hecha esta salvedad, el registro sedimentario terciario podemos considerarlo dividido en cuatro etapas o secuencias principales; en el techo tanto de la segunda como de la tercera se encontrarían los niveles carbonatados denominados aquí como "Calizas inferiores del Páramo" y "Calizas superiores del Páramo" respectivamente. El último episodio terciario, que se sitúa claramente sobre una superficie fuertemente carstificada desarrollada en las "Calizas superiores", corresponde a un episodio detrítico denominado regionalmente como "facies rojas pliocuaternarias" (ORDOÑEZ *et al.*, *op cit.*).

## **Primera etapa sedimentaria: Sucesión de Santibañez de Ayllón. Paleógeno-Mioceno inferior**

### **1.5.1. Calizas y arcillas (24). Oligoceno?-Mioceno inf.**

Esta unidad corresponde a dos afloramientos de escasa entidad localizados exclusivamente en el borde sureste de la Hoja en las proximidades de Santibañez de Ayllón. Los sedimentos se disponen discordantes sobre las pizarras de la serie Paleozoica, las cuales presentan una fuerte alteración de color rojo-violáceo de tipo illítico-caolínítico, a la que se superpone, a veces, un encostamiento carbonatado. Los conglomerados cementados de cantos polimícticos (25), claramente identificables como neógenos, se disponen a su vez, sobre el paleozoico y sobre esta unidad (24) en discordancia erosiva, habiendo quedado preservados los dos afloramientos citados, con escasa potencia (no superan la treintena de metros) y relativa continuidad lateral (inferior al kilómetro).

Estos sedimentos serían por tanto, los terciarios más antiguos que aparecen en la Hoja de Ayllón, y podrían atribuirse estimativamente al Oligoceno-Mioceno inferior, como así se han considerado materiales equivalentes en las adyacentes Hojas de Ríaza y de San Esteban de Gormaz.

Agrupan a un conjunto litológico variado constituido por conglomerados, areniscas, lutitas y calizas. El espesor máximo conservado es de 30 m en el corte que aflora por encima de la localidad Santibañez de Ayllón.

Sobre las pizarras paleozoicas aparecen conglomerados a los que se les superpone un tramo de limos y alguna capa arenosa. Sobre ellos se sitúa un tramo carbonatado con calizas oncolíticas y finalmente, de nuevo, otro tramo conglomerático aunque de menor granulometría que el basal.

El tramo basal, con unos 7 m de espesor y cuya extensión lateral es de varios kilómetros, corresponde a paraconglomerados de matriz arenosa y fuerte cementación de carbonato, con cantos y bloques subangulosos a subredondeados. Los clastos son de calizas mesozoicas, arenisca, pizarra, cuarzo y cuarcita principalmente. El centil es de 110 cm, disminuyendo hacia techo, donde pueden aparecer restos de rizocreaciones. Las paleocorrientes que se han podido medir, se dirigen hacia el NNO.

Sobre ellos se superpone un tramo de 11 m de limos y arcillas amarillentas con hidromorfías, nódulos de carbonato, y rizoconcreciones de tamaño inferior a 3 cm. En ocasiones, contienen granos arenosos y cantos de pequeño tamaño dispersos. Puntualmente y hacia techo, aparecen nódulos de carbonato septarizados de hasta 10 cm. Las capas presentan una extensión lateral mayor de 100 m.

Las areniscas forman capas de espesor variable entre 1 y 3 m, están cementadas por carbonato y pueden contener cantos aislados de hasta 10 cm. Se intuyen restos de estratificación cruzada en surco, aunque muy borrosas por la fuerte edafización que presentan estos materiales. Su espesor lateral es menor de 50 m y se pierden lateralmente entre los limos.

Por encima se sitúa un tramo carbonatado de hasta 6 m de potencia, que esta formado por

capas de calizas con oncolitos. Estas calizas son de color claro en alteración y gris-oscuro en fresco, aparecen estratificadas en capas tabulares, masivas y compactas, de extensión lateral visible superior a los 100 m, y espesor superior al metro. En su interior contienen abundantes oncoides dispersos de colores oscuros y grisáceos, de hasta 3 cm de diámetro mayor, y cantos de cuarzo de diámetro similar, inmersos en una matriz de tipo micrítico. Se trata de oncomicritas según la clasificación de FLUGEL (1982). Los oncoides son subsféricos y presentan numerosas envueltas de precipitación laminar alrededor de un núcleo constituido por elementos diversos. Alguno de ellos aparece fracturado. No se han encontrado restos fósiles de invertebrados.

Sobre del primer nivel carbonatado aparece una capa de calizas brechificadas, que debe corresponder con una etapa importante de karstificación-paleoalteración, que penetra en las capas basales, y que es indicativo de la exposición subaérea de estas calizas, con formación incluso de costras "multiacintadas" (caliche laminar).

Hacia la parte superior de este tramo carbonatado las capas muestran un aspecto menos tabular con aparición de estratificación cruzada en surco de pequeña escala.

Por encima de las calizas se dispone un nuevo tramo detrítico inferior a 6 m. La extensión lateral es alta, mayor de 100 m. Está constituido por tres secuencias granodrecientes de conglomerados y arenas, de colores rojizos. Los primeros son ortoconglomerados con matriz arenosa y cemento carbonatado. Los clastos tienen una composición por orden de abundancia de caliza, cuarzo, cuarcita, pizarra y arenisca, y muestran un centil entre 7 y 12 cm. Muestran estratificación cruzada en surco de media escala. Localmente y a techo, se desarrollan encostramientos carbonatados de tipo multiacintado.

Las arenas ocupan un volumen menor en la secuencia. Suelen ser de grano medio a grueso y estar fuertemente cementadas por carbonato. Se muestran masivas y en algunos casos con rizocreciones.

Hacia el noroeste, a unos 500 m de este afloramiento se localiza de nuevo esta unidad. En este corte el espesor se reduce a unos 10 m. Sobre un zócalo pizarroso fuertemente alterado y localmente encostrado, aparece un tamo basal, de 3-4 m de areniscas y conglomerados de menor granulometría que en la zona situada al este. Sobre ellos aparecen igualmente limos amarillentos con glaébulas, y a techo, un nivel (30-40cm) de calizas con clastos y oncolitos.

Con todo, la interpretación sedimentaria de esta unidad cartográfica está realizada teniendo en cuenta las relaciones vertical y lateral de las facies sedimentarias que aparecen en ella. Para este sector concreto de la cuenca, adosado al borde sur de la misma, los conglomerados basales se atribuyen a ambientes de tipo abanico aluvial, característicos de un sector muy proximal de los mismos, con depósitos de *debris flows*, como parece indicarlo el gran tamaño de los clastos. Sobre ellos, el segundo tramo detrítico correspondería a un ambiente de llanura de inundación propia de sectores medios y distales de los abanicos aluviales. Los sedimentos de este tramo pueden modificarse en una etapa posterior de alteración edáfica.

El tramo carbonatado situado sobre los anteriores, representaría ambientes lacustres y palustres que se relacionan con la existencia de lagos carbonatados, someros y efímeros, de profundidad inferior a 3-5 m. Los sedimentos de este tramo se depositarían en zonas marginales "litorales",

donde las aguas son agitadas por oleaje periódicamente.

Finalmente, el tramo superior detrítico representa de nuevo la progradación hacia el interior de la cuenca de los sedimentos aluviales. Este tramo se interpreta como un producto de un sistema fluvial *braided*, correspondiente a sectores medios-proximales de abanicos aluviales. Este tramo superior principalmente conglomerático es la respuesta a una caída del nivel lacustre. Los lagos se situarían al final de esta unidad alejados del borde.

En función de la interpretación sedimentológica proporcionada para cada tramo, esta unidad se produce como consecuencia de los ascensos y descensos del nivel lacustre. El medio sedimentario en el que se relacionan materiales siliciclásticos gruesos de abanicos aluviales (tramos 1 y 4), y sedimentos detríticos finos y carbonatados (tramos 2 y 3) puede corresponder a un fan-delta lacustre.

Los abanicos aluviales drenaban un área madre paleozoica y mesozoica situada al SE, y hacia el norte cambiaban lateralmente a zonas de llanura de inundación con canales arenosos distales y procesos edáficos (tramos 1 y 2). Más al norte se hallarían los sedimentos lacustres. Como consecuencia de una fuerte subida de los niveles lacustres se produce la inundación de la zona y la superposición vertical del tramo 3. La proximidad del borde lacustre se manifiesta por los procesos de karstificación y emersión que aparecen en el tramo 3, así como por sus rasgos sedimentológicos. En el tramo final se produce un fuerte descenso del nivel del agua, con retirada de la sedimentación lacustre y con la implantación en la zona de un sistema fluvial proximal propio de zonas medias y proximales de abanicos aluviales.

La edad de estos materiales no puede ser determinada con exactitud, al no disponer de yacimientos paleontológicos que permitan su datación. Teniendo en cuenta por un lado, que esta unidad, se localiza por debajo de las brechas calcáreas, conglomerados cementados de cantos polimícticos, calcáreos; areniscas y limos (25), y por tanto, pertenece a una secuencia deposicional previa al ciclo Mioceno medio-superior de CORROCHANO y ARMENTEROS (1989), y que además, existen materiales similares o equivalentes a los descritos en zonas próximas, como los de las Hojas de El Burgo de Osma, (RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, 1991) de Berlanga de Duero, (LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991), de Riaza, (HERNAIZ *et al.*, 1995, *in litt*), y de San Esteban de Gormaz (NOZAL, *in litt*), se les puede atribuir la misma edad: Paleógeno-Mioceno inferior.

## **Segunda etapa sedimentaria: Mioceno inferior?-Mioceno medio (Aragoniense sup.)**

Para el análisis de esta etapa se pueden separar de un lado, los sedimentos detríticos más gruesos y marginales, que se localizan a lo largo del borde meridional de la Hoja y orlando el borde mesozóico y, de otro, los sedimentos detríticos "finos" y las calizas, situados en el tercio septentrional de la misma. Los primeros presentan un desarrollo temporal importante abarcando prácticamente toda la sucesión neógena, desde el inicio de esta etapa hasta prácticamente el techo de la siguiente, por debajo de las Calizas superiores del páramo o Páramo 2. Se trata de materiales de carácter conglomerático, adosados al borde de la cuenca, en el que se han descrito varias unidades cartográficas, aflorando con un espesor máximo de unos 140 m al E de Santibañez de Ayllón.

El segundo conjunto sedimentario de esta etapa, constituido por los sedimentos detríticos finos y las calizas, se localizan en afloramientos situados en el tercio septentrional de la Hoja, desde la parte inferior de los arroyos y ríos que han erosionado a los sedimentos terciarios hasta los replanos más altos que conforman los páramos, con espesores máximos visible en esta Hoja entre 180 m al este (Morcuera) y los 135 m al oeste (Maderuelo).

Esta segunda etapa sedimentaria se halla integrada por numerosas unidades cartográficas que se han agrupado en los dos grandes conjuntos sedimentarios especificados más arriba. Ambos conjuntos se relacionan en paso lateral interdigitado, como muestra claramente la cartografía.

El conjunto sedimentario marginal está representado en esta Hoja por dos unidades cartográficas (25) y (26), que corresponden a dos sistemas de abanicos aluviales con distintas procedencias, del sureste y del sur-suroeste, respectivamente, y dos áreas madres diferentes, una mesozoica, con participación calcárea y otra metamórfica e ígnea de edad paleozoica. La distalidad de uno y otro sistema es también diferente, más proximal el de cantos polimícticos que el de cantos paleozoicos.

Estas unidades conglomeráticas marcan el inicio de una etapa de actividad tectónica alpina importante, con creación de relieves.

En el otro conjunto sedimentario formado por los detríticos "finos" y las calizas están representadas las unidades: (27), (28), (29), y (29'). Estas unidades representarían depósitos lacustres, palustres y de llanura de inundación en paso lateral interdigitado con depósitos de abanicos aluviales del conjunto sedimentario marginal localizado al sur.

Esta etapa de sedimentación es correlativa con la Unidad 3 de MEDIAVILLA y DABRIO (*op. cit.*), establecida para sectores centrales de la Cuenca del Duero, y con las Unidades Inferior y Media de GARCÍA DEL CURA (*op. cit.*) y de ARMENTEROS (*op. cit.*) para el sector de la Hoja.

Los yacimientos paleontológicos de referencia para este sector de la Cuenca, como son los de Aranda de Duero, Montejo de la Vega y Piquera de San Esteban, han sido analizados por CRUSAFONT y CELORRIO (1959), MAZO *et al.* (1999), y MAZO y JORDÁ (1994), proporcionando edades Vindoboniense medio-sup, aragoniense medio (MN-5) y Aragoniense sup (MN-7) respectivamente para esta etapa, con la salvedad de que éste último yacimiento, de acuerdo con los nuevos datos cartográficos (NOZAL, Hoja 376, in litt) se ha reubicado por encima de las calizas del páramo inferior (Unidad Media), y la datación de esta segunda etapa sería previa a la biozona MN-7 (Aragoniense superior).

### **1.5.2. Brechas calcáreas, conglomerados cementados de cantos polimícticos, calcáreos principalmente, areniscas y limos (25). Mioceno inf.-sup.**

Esta unidad cartográfica se localiza en el cuadrante suroriental de la Hoja, orlando el borde paleozoico y mesozoico. de la Hoja de Ayllón.

Se presenta, como es lógico, discordante, fosilizando una superficie de erosión o con paleovalles

espectaculares sobre el sustrato paleozoico y mesozoico, y también discordante sobre los sedimentos de la anterior etapa sedimentaria (serie de Santibañez de Ayllón) a los que trunca erosivamente.

El paso hacia la unidad de conglomerados de cantos paleozoicos, limos y arcillas rojas (26), situada hacia el oeste se realiza a través de un cambio lateral interdigitado; observable en la cra de Santibañez a El Negredo (Hoja de Riaza). Asimismo, se halla en paso lateral interdigitado hacia las facies "fluvio-lacustres" situadas hacia el norte.

En el corte de Matilla se compone de conglomerados, areniscas y limos formando secuencias granodecrescientes de espesor variable, inferior a 8 m, formadas por conglomerados y arenas principalmente, aumentando la proporción de limos hacia el norte, a la vez que disminuye tanto la proporción como el espesor de los conglomerados, como se ve a lo largo de la margen dcha. del río Aguijesejo, entre Estebanvela y el mismo Ayllón.

En la base de estas secuencias, aparecen conglomerados clastosoportados con matriz arcillo-arenosa y cementación carbonatada de color rojo en fresco, aunque adquieren tonos grisáceos en superficie. Muestran una composición polimíctica, con clastos de caliza, cuarzo, cuarcita, arenisca y pizarra. El máximo tamaño encontrado es de 60 cm, con un tamaño medio de 17-18 cm de diámetro. Con frecuencia aparecen cicatrices internas erosivas.

Presentan estratificación cruzada en surco y estratificación horizontal, remarcadas en muchos casos por imbricaciones de los clastos, con facies Gt y Gm como principales.

Forman cuerpos amalgamados de geometría lenticular con la base canalizada, el espesor máximo de los cuerpos sedimentarios es de 4-5 m y, la extensión lateral de los mismos es inferior a 50 m.

Gradualmente y hacia arriba aparecen en las secuencias arenas de tamaño grueso en la base a fino en el techo, con cemento carbonatado y con algún clasto disperso entre ellas. Forman cuerpos sedimentarios de geometría lenticular con un espesor inferior a 3 m y, una extensión lateral reducida. Los colores varían entre el rojo y el ocre.

No se observan estructuras sedimentarias, si bien en algunos casos aparecen en la base estratificaciones cruzadas en surco de media a gran escala. Las facies dominantes son Sm, St y Sr.

Los limos son masivos y tienen una potencia y extensión lateral reducida, al menos en el entorno donde se ha levantado la serie.

La interpretación de esta unidad y, en este corte, correspondería a sectores proximales y medios de abanicos aluviales. Su depósito se realiza a través de canales fluviales de baja sinuosidad, bien desarrollados, con depósitos de barras de gravas en el interior de los canales. El predominio de facies conglomeráticas sobre las demás, unido a una ausencia de estratificación cruzada de tipo épsilon, es indicativo de rellenos de canales de baja sinuosidad. Estos canales tendrían una carga de gravas principalmente. La próximalidad del corte explicaría la escasa presencia de sedimentos propios de facies de desbordamiento o inundación, que estarían representados por los limos.

Las paleocorrientes medidas señalan una procedencia general para el sistema del sur-sureste, aunque con una dispersión variable de los vectores direccionales.

En esta unidad no se han encontrado restos paleontológicos debido a su naturaleza litológica que permitan su clasificación cronoestratigráfica determinada. Por nuestra parte se consideran estos sedimentos con una dispersión temporal que abarcaría desde el Mioceno inferior hasta el Turoliense.

### **1.5.3. Conglomerados de cantos paleozoicos, limos y arcillas rojas, (26). Mioceno inf.-sup.**

Aflora de forma extensa en el cuadrante suroccidental de la Hoja. Se apoya en discordancia sobre los materiales paleozoicos (Hoja de Riaza). Como ya se menciona en el apartado anterior, el paso lateral es interdigitado hacia la unidad (25), que se sitúa al este. Asimismo, se encuentra en paso lateral interdigitado hacia las facies "fluvio-lacustres" situadas hacia el norte.

Se organizan en secuencias granodecrecientes (gravas, arenas y limos) con matriz limo-arcillosa en general muy abundante, y de color rojo debido a la impregnación de oxihidróxidos de hierro. En volumen son más importantes las capas de arenas y limos (60-80%) que las de conglomerados (20-40%). No se ha observado ningún tipo de cementación en estos materiales, salvo en al Hoja de Riaza entre las localidades de Madriguera y de El Negrodo, donde en la base aparecen brechas de pizarras alteradas con cemento ferruginoso.

Los conglomerados son la mayor parte de las veces clastosoportados y, sólo algunas veces, la matriz, que es limo-arcillosa se presenta en mayores proporciones (paraconglomerados). Los clastos corresponden a pizarras, esquistos, cuarzo, cuarcita, ortogneis, costra ferruginosa y conglomerados. La forma de los clastos es angulosa, formando a veces, auténticas brechas; ocasionalmente son subredondeados, con mayor frecuencia los de cuarcita. El centil encontrado alcanza los 22 cm.

Forman capas de geometría lenticular con base canalizada y, el techo es plano o ligeramente cóncavo. La extensión lateral de estas capas no supera los 20-30 m, siendo su espesor entre 3-5 m. Con frecuencia, lateralmente, estos conglomerados se pierden entre capas arenosas y limosas. Estos cuerpos pueden desarrollar "alas" laterales formadas por un nivel centimétrico de cantos. Debido al escaso corte (desnivel) de los afloramientos es difícil observar si estos cuerpos son dominantes o no, en la vertical.

Se observan abundantes estratificaciones cruzadas en surco y horizontales, de media a pequeña escala, y también clastos imbricados, y muy ocasionalmente, son masivos.

Hacia la parte superior de las secuencias aparecen arenas y limos, que se hallan en paso gradual y, a veces, neto con los conglomerados infrayacentes. Las capas de arenas y limos se suceden verticalmente también de forma gradual o neta.

Las arenas tienen un tamaño de grano de medio a grueso, y una matriz limosa entre el 30% y

el 55% del volumen, en ocasiones, muestran estratificación cruzada de pequeña escala y grano-selección positiva.

Los limos presentan un color rojo intenso, la mayoría de las veces aparecen masivos. Con bastante frecuencia se han observado rasgos postsedimentarios que deben enmascarar las estructuras sedimentarias hasta su desaparición. Estos rasgos son principalmente la iluviación de arcillas y la alteración de los minerales pizarrosos más lábiles.

La morfología de estas capas de detríticos finos es tabular, con un espesor en conjunto inferior a 5 m y una extensión lateral que supera los 100 m.

Esta unidad se interpreta como perteneciente a sectores medios-distales de abanicos aluviales. Se corresponden con una sedimentación propia de zonas de llanura aluvial que están disectadas por canales fluviales esporádicos y de tendencia efímera, que rápidamente son rellenados. Los canales serían de baja sinuosidad, y se rellenan mediante avenidas simples de gran poder energético, como lo demuestra la ausencia de rellenos multiepisódicos. Las paleocorrientes indican un sentido de las mismas dirigido hacia el noreste.

El rango cronoestratigráfica de esta unidad es similar al atribuido a la unidad de cantos polimíticos (25), puesto que ambas se encuentran interdigitadas, y abarcaría desde el Mioceno inferior hasta el Vallesiense.

#### **1.5.4. Limos y arcillas (27). Mioceno inf.-med.**

Esta unidad, escasamente representada, aparece en el borde norte de la Hoja, en la esquina NO, y en la parte más oriental, entre los arroyos del Monte y del Prado. En esa Hoja corresponde a la serie mayoritariamente detrítica que aflora por debajo de las calizas del Páramo inferior, y que intercala niveles de calizas de menor potencia y desarrollo que dicho páramo. En el embalse de Linares (Hoja de Fuentelcásped) se interdentan con conglomerados calcáreos similares o equivalentes a la unidad (25).

Presentan un contenido alto de arena de tamaño de grano fino y muestran coloraciones blanquecinas u ocre-anaranjadas. Son masivos y presentan abundantes texturas edáficas con desarrollo de *pedes* de tipos prismático o laminar, abundantes hidromorfías, trazas de raíces, nodulizaciones calcáreas de distintas morfologías, y en algunos casos encostramientos a techo.

Se presentan en capas de geometría tabular, con potencias entre 2-4 m y una extensión mayor de 300 m.

En la Hoja colindante de San Esteban de Gormaz, aparecen ocasionalmente intercalados entre los limos, canales de conglomerados con clastos de caliza, cuarcita y de cuarzo. Otras veces, la carga mayoritariamente es de oncoídes esféricos con tamaños entre 2 y 30 cm. La extensión lateral es pequeña, inferior a 25 m, y el espesor menor de 5 m.

Esta unidad representa ambientes de llanura aluvial surcada por una red de canales someros, efí-

meros de baja sinuosidad localizados en zonas distales de abanicos aluviales (playa) en tránsito hacia ambientes lacustres.

### **1.5.5. Calizas y margocalizas (28). Mioceno inf.-med.**

Aparecen intercaladas entre los limos y arcillas de la unidad anterior. Sus afloramientos en esta Hoja se restringen a los cortes de la parte inferior de los arroyos del Prado y del Monte, en el borde noreste de la Hoja.

Está constituida por capas de caliza con una geometría tabular, de espesor inferior a 3 m y extensión lateral superior a los 75 m. En campo destacan de los limos por su coloración blanca y gris, y por el pequeño escarpe estructural que originan su litología más competente respecto a los limos.

Está formada por varios bancos de calizas compactas con potencias métricas entre 1 y 2 m, de aspecto externo masivo, y con límites planos y paralelos. Las capas presentan una ligera inclinación hacia el sur, a la vez que ganan potencia en esa misma dirección, frente a los limos y arcillas intecalados de la unidad anterior, llegando a coalescer con el nivel de páramo inferior, definiendo un depocentro lacustre.

En su interior contienen nodulizaciones en la base, y a techo, abundantes trazas de raíces y brechificación. Se corresponden con *mudstones* a *wackestones* muy recristalizadas.

Se interpretan como depósitos de ambientes palustres, siendo abundantes los rasgos edáficos que hacen conferir al sedimento el carácter de paleosuleo hipercalcimorfo desarrollado sobre un sustrato carbonatado.

Todo ello sería indicativo de una franja palustre de anchura variable que ocupa las zonas marginales de lagos someros sometidos a oscilaciones importantes de nivel.

### **1.5.6. Calizas y margas (29), Calcretas (29'). "Calizas inferiores del Páramo"**

Con esta unidad se cierra la segunda etapa sedimentaria, que culmina con un predominio de términos calcáreos conocido como Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. Su principal es la gran continuidad lateral, y por tanto extensión que alcanzan, que se sigue tanto hacia las Hojas de San Esteban de Gormaz situada al norte, como a las de Fuentelcésped y Berlanga de Duero, al noroeste y este respectivamente.

En esta Hoja se localizan por tanto en el tercio septentrional, en la parte inferior de las laderas de los valles del río Pedro y de los arroyos del Monte y del Prado, dando lugar a discretos replanos con fuertes escarpes verticales entre los que discurren los cauces. En el ángulo noreste, en tramo inferior del río Rianza y en el embalse de Linares sobretodo, al sur de la localidad de Maderuelo. Entre ambos sectores estarían fosilizadas por los sedimentos de la tercera etapa sedimentaria.

Hacia el sur este nivel de calizas del páramo pasa lateralmente hacia las unidades detríticas localizadas en esta área, como se puede apreciar en las inmediaciones de Alconada de Maderuelo. En el río Pedro y en el ayo. del Monte las calizas se llegan a apoyar directamente sobre paleorelieves mesozóicos, lo que indicaría que esa zona estaba ocupada por un lago de carácter marginal sobre un borde poco activo.

Sus espesores máximos oscilan entre los 30 m para la zona noreste, a lo largo de los cortes proporcionados por el río Pedro y los arroyos del Monte y del Prado, y los más de 50 m para el "depocentro" de Maderuelo. Aunque rápidamente se adelgazan hasta desaparecer hacia el sur (Alconada de Maderuelo) y suroeste, ya en la Hoja de Maderuelo.

Hacia el noreste, en la Hoja colindante de San Esteban de Gormaz su espesor disminuye considerablemente hasta tener una potencia inferior a la decena de metros y presentar facies tobáceas o de calcreta, como por ejemplo en los afloramientos de Peñalba de San Esteban-Atauta.

Litológicamente corresponden a bancos de calizas y/o dolomías con colores blanco-grisáceos estratificadas en capas, a veces con intercalaciones de margas y margocalizas o arcillas. Suelen presentarse masivos, con abundantes texturas edáficas, como brechificación, nodulización etc. En ocasiones presentan grandes concentraciones de oncoides y tubos con envueltas concéntricas que corresponden a la incrustación sobre tallos vegetales, espectaculares en el corte del ayo. del Prado (Fig 6?). En líneas generales, presentan una geometría tabular, o plano-convexa, hacia techo de aspecto más tableado (ayos. del Monte y del Prado) con espesores variables entre 0,5 y 1 m, con extensión lateral de centenares de metros.

Muestran restos fósiles, a veces muy escasos, de gasterópodos, pelets, algas y raíces a techo de capa. Al microscopio se trata de *wackestones-packstones* o de *mudstones* con huellas de disolución, estructuras algales, texturas peletoidales, oncolíticas, tubos de raíces, etc.

A techo de la unidad presenta facies de caliche que tienden a ser masivos ó masivo-lajosos, con espeores de hasta 1 m y de color rosado.

Las margas tienen unos colores blanco y verde, con contenido variable en carbonatos, suelen pasar hacia techo a margocalizas, más compactas y de aspecto tableado y lajoso. Aparecen separando las capas de caliza, tienen una geometría lenticular, con un espesor reducido.

Habitualmente todas éstas litologías están muy transformadas por procesos diagenéticos a los que se superponen procesos edáficos inmediatamente posteriores.

La asociación de características sedimentológicas y paleoedáficas que presenta esta unidad, indican que estas facies carbonatadas llevan la impronta de una intensa transformación por exposiciones subaéreas periódicas que alternan con sedimentación fangosa carbonatada en lagos someros, en general de baja energía y pendientes bajas, con amplias orlas palustres o de "playa lake", sometidos a drásticas fluctuaciones de nivel por oscilaciones climáticas.

### **Tercera etapa sedimentaria: Mioceno medio-superior**

Los sedimentos de esta tercera etapa sedimentaria, en la Hoja de Ayllón, se distribuyen principalmente en el tercio septentrional de la misma. Se depositan en continuidad sedimentaria sobre las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, con las que finaliza la anterior etapa sedimentaria.

En sectores próximos de la Cuenca del Duero, algunos autores consideran que el límite inferior de esta etapa es una clara discordancia sobre el conjunto anterior así, GARCÍA DEL CURA (1974) cita una clara discordancia observable entre ambas formaciones, claramente visible en Gumiel de Hizán; LÓPEZ OLMEDO *et al.* (1992, *in litt.*), en la Hoja de Peñafiel (374) lo interpretan como una paraconformidad relacionada con una interrupción sedimentaria, y el desarrollo de una importante karstificación. ARMENTEROS *et al.* (1996), habla de una discontinuidad intravallesiense, y ALONSO GAVILÁN *et al.* (1977) describen procesos de karstificación y desarrollo de paleosuelos.

Por nuestra parte consideramos que aunque en campo y cartográficamente la mayor parte de las veces, se manifiesta como una paraconformidad, pero que en ocasiones hay erosión (conglomerados de Piquera, Hoja de San Esteban), debe considerarse como una disconformidad, puesto que las unidades mantienen el paralelismo, pero la superficie de interrupción presenta localmente incisiones (erosión) importantes. No se han observado karstificaciones, aunque sí encostramientos sobre las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. Por el momento no hay dataciones que permitan cuantificar la magnitud del hiato a un lado y otro del límite, puesto que solo se dispone de la datación de Piquera.

En lo que parece que hay coincidencia es en la reactivación (¿tectónica y/o climática?) que a nivel de toda la cuenca tiene lugar desde el punto de vista sedimentológico, ya que, sobre un generalizado ambiente lacustre con el que finaliza la anterior etapa sedimentaria, se implanta nuevamente una red fluvial extensa, claramente encajada sobre las calizas, al menos en este sector, para finalmente, volver a generalizarse la sedimentación de otra unidad lacustre con la que culmina la etapa sedimentaria.

Litológicamente, la tercera etapa está constituida en la parte inferior por un tramo detrítico con algunas intercalaciones de calizas, correspondientes al conjunto detrítico interpáramos bien delimitado en la Hoja, y a techo, culminando la etapa, aparece un tramo carbonatado (a veces en varios niveles con detríticos intercalados) que se han denominado como Calizas superiores del Páramo o Páramo 2, y que forman los característicos páramos altos de la región. El espesor máximo de todo el conjunto alcanza los 110m en la zona oriental (Morcuera), mientras que en la occidental, no supera los 80m.

Este conjunto se correlacionaría con la Unidad Superior de GARCÍA DEL CURA (*op. cit.*) y de ARMENTEROS (*op. cit.*), y con la Unidad 4 de MEDIAVILLA y DABRIO (*op. cit.*).

Los yacimientos de Piquera de San Esteban y de Los Valles de Fuentidueña permiten asignar a este ciclo, edades comprendidas entre el Aragoniense superior (MN 7) y Vallesiense inferior (MN 9) para la parte media-alta, al menos por debajo de las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2.

### **1.5.7. Limos y arcillas (30), areniscas y/o conglomerados (31). Aragoniense sup.-Vallesiense**

Se sitúan inmediatamente por encima de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, distribuyéndose sus afloramientos a lo largo del tercio septentrional de la Hoja, aunque hacia el oeste se adelgaza extraordinariamente por un mayor predominio de los ambientes lacustres (calizas 29 y 31); hacia el sur, estaría en paso lateral con las unidades detríticas (26) y (25), en general más próximas.

Se trata de un conjunto mayoritariamente detrítico aunque de litologías varias, incluyendo otros litotipos no diferenciados cartográficamente, con espesor entre 30-40 m, acuñándose hasta no superar la decena de metros frente a Maderuelo. Se corresponde con en gran parte con la "serie detrítica carbonatada" de la U. Superior de ARMENTEROS (*op. cit.*).

Los limos y arcillas aparecen con geometría tabular, en cambio, las areniscas y los conglomerados (31) aparecen de forma lenticular con geometrías de canal, intercalados entre los limos y arcillas anteriores.

En el corte de Torremocha, los afloramientos de limos y arcillas corresponden a niveles tabulares de 1,5 a 5 m de potencia y una extensión lateral mayor de 300 m con aspecto masivo. Presentan un contenido alto de arena de grano fino, son de colores ocre-anaranjados y blanquecinos y presentan frecuentes rasgos de edafización como son el desarrollo de *pedes* de tipo prismático, laminar o poliédrico, hidromorfías, moldes de raíces, y nodulizaciones calcáreas en diferentes proporciones, que en muchos casos dan lugar a una calcreta masiva a techo de secuencia, siendo muy frecuentes en este tramo detrítico.

Estas calcretas presentan en campo un aspecto noduloso, terroso y, otras veces, laminado y alveolar. Su coloración es variable, con mezclas de blanco, rojo y ocre con moteados pardos.

La morfología cuando están bien desarrolladas es tabular. Su espesor máximo es de 5 m y, pueden alcanzar decenas y hasta centenares de metros de extensión lateral. El límite superior suele ser neto, mientras que, el inferior, como se ha mencionado es gradual y, presenta, en la mayoría de los casos, rizocreciones que penetran en la facies detrítica basal. Con frecuencia se observan rellenos esparfíticos de calcita.

Los niveles de arenas y gravas tienen una continuidad lateral variable, habiéndose cartografiado los de mayor continuidad y espesor. Pueden llegar a alcanzar una potencia cercana a los 15 m, aunque en otros casos su espesor no supera los 5 m.

Los conglomerados muestran coloraciones marrones o grises, se organizan en secuencias grano-decrecientes con base fuertemente canalizada y cicatrices erosivas en su interior; se trata de ortoconglomerados con matriz arenosa de grano medio a grueso, aunque a veces, ésta ha desaparecido.

De acuerdo con la litología y el tamaño de los cantos son polimícticos y polimodales. Los clastos son subredondeados, variando el centil entre 5-12 cm, por orden de abundancia son de cuarci-

ta, cuarzo y calizas, aunque a veces, la carga corresponde exclusivamente a oncoides subesféricos.

En su interior se aprecian abundantes estratificaciones cruzadas en surco de media y gran escala, que proporcionan una dirección de paleocorrientes hacia el NO.

Cuando están cementados por carbonato, proporcionan pequeños resaltes morfológicos, mientras que otras veces aparecen sin cementación formando canturrales sueltos.

Los niveles arenosos se encuentran intercalados con geometría lenticular entre conglomerados, formando parte del relleno de los canales, y a veces constituyendo exclusivamente canales aislados de cierto espesor. Suelen ser arenas de grano fino de colores claros amarillos y blancos, frecuentemente con fuerte cementación carbonatada; tienen el mismo espectro composicional que los conglomerados. Las paleocorrientes medidas señalan hacia el NO.

Este conjunto de depósitos corresponden a una llanura aluvial que discurría subparalela al borde mesozoico, y que se dirigía hacia el NO, hacia los sectores centrales de la Cuenca del Duero. El sistema fluvial estaría constituido por una red de canales de baja sinuosidad con barras de grava y arena, y de funcionamiento efímero, y una llanura aluvial (llanura de inundación) donde tendrían lugar intensos y prolongados procesos edáficos y el desarrollo de potentes calcretas.

### **1.5.8. Calizas y margocalizas (32). Calcreta y/o paleosuelo rojo (32')**

Las primeras corresponden a niveles carbonatados de color blanco-grisáceo intercalados dentro del conjunto detrítico interpáramos. Presentan gran continuidad lateral a lo largo de todo el tercio septentrional de la Hoja, aunque hacia el sector oriental se acúan hasta desaparecer, quedando sólo la calcreta o el paleosuelo que aparece a muro de las calizas en dicho sector.

La unidad (32) corresponde a bancos de caliza y/o dolomía con colores blanco-grisáceos a veces con intercalaciones de margas y margocalizas. En líneas generales, presentan una geometría tabular, con espesores variables inferiores a 2 m y extensión lateral de centenares de metros. Suelen presentarse masivos, con abundantes texturas edáficas, como brechificación, nodulización etc. En ocasiones contienen moldes de gasterópodos, y en otros presentan oncoides. Al microscopio se trata de *wackestones-packstones* o de *mudstones* con estructuras algales, texturas peletoidales, oncolíticas, tubos de raíces, etc.

En la serie de Torremocha, levantada en el sector oriental, está representada casi exclusivamente la unidad calcretas y/o paleosuelo rojo (32'). Corresponde a un delgado tramo situado aproximadamente entre los 36,5-40,5 metros, y por tanto de unos 4 m, habiéndose exagerado en la cartografía. Los tres metros inferiores son una calcreta compacta desarrollada sobre limos arcillosos ocres; la parte basal de la misma, con límite irregular, muestra una fuerte estructuración vertical con moldes de raíces y un enrojecimiento progresivo hacia arriba, mientras que la parte superior gris, está intensamente brechificada y con parches rojos. Sobre ella, y en aparente tránsito gradual 1 m de calizas blanco-amarillentas recristalizadas, con aspecto muy lajado, hidromórfas en la base y trazas de raíces a techo, que interpretamos como una caliza lacustre.

Estas unidades se interpretan como un producto de lagos carbonatados someros, con una importante franja palustre o de "playa" donde se produce una importante edafogénesis, relacionada en el primer caso, con el aumento de la lámina de agua en el propio lago, o con las fluctuaciones del nivel freático dentro de los sedimentos (aluviales) circundantes.

### **1.5.9. Limos, arcillas y margas (33)**

Esta unidad corresponde a la parte superior del conjunto "detrítico interpáramos" situándose por encima del tramo carbonatado anterior (32), pero además, por cuestiones cartográficas se ha agrupado con los niveles detríticos que aparecen interdigitados entre los diferentes niveles calcáreos que constituyen las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2.

Son niveles similares a los de la unidad 30; presentan coloraciones ocre-anaranjados en los sectores central y occidental, mientras que en la parte oriental muestran tonos blanquecinos, aunque con clara tendencia al enrojecimiento hacia el techo de la serie (corte de Torremocha).

Desde el punto de vista litológico corresponden a detríticos finos, limos, arcillas y margas, a veces con alto contenido en arena fina. Presentan geometría tabular con un espesor inferior a 3 m y extensión lateral superior a los 500 m. Son masivos y presentan abundantes texturas edáficas con desarrollo de *pedes* de tipo prismático, laminar, poliédrico..., hidromorfías, moldes de raíces y carbonataciones o encostramientos de diferente tipología.

En el corte de Torremocha (páramo de Morcuera) la interdigitación de esta unidad con los niveles superiores de calizas del páramo 2, muestra claras interrupciones en la sedimentación, puesto que las calizas están carstificadas, apreciándose como las arenas y limos rojos percolan y rellenan las cavidades formadas previamente en las calizas.

Ocasionalmente, intercaladas en esta unidad aparecen niveles de areniscas en secuencias grano-decrescentes fuertemente cementadas. Litológicamente son arenas cuarzosas de color blanco, tamaño de grano medio a fino, homogéneas y bien clasificadas. Presentan estratificaciones cruzadas en surco y *lags* con oncolitos de 3-10 cm. Con frecuencia se han borrado las estructuras sedimentarias como consecuencia de una fuerte edafización que afecta al sedimento. Se disponen en bancos de geometría tabular con una potencia inferior a 5 m y una extensión lateral superior a 100 m, pasando lateralmente a los limos y arcillas.

Este conjunto de materiales representan ambientes de llanura aluvial distal, donde existen frecuentes interrupciones sedimentarias que favorecen el desarrollo de intensos procesos edáficos, que dan lugar a horizontes de costras carbonatadas, puesto que la mayoría de estas calcretas son paleosuelos.

En esta llanura aluvial se localizan lagos marginales someros y carbonatados de pequeña entidad y canales fluviales efímeros de baja sinuosidad que transportan una carga principalmente arenosa. Estos canales aparecen aislados entre depósitos finos, propios de la llanura aluvial.

En algunos afloramientos se puede observar el acuñamiento de estas capas detríticas entre las calizas de la siguiente unidad, lo que corroboraría los rasgos de marginalidad y poca profundidad de los lagos.

### **1.5.10. Calizas y margocalizas (34), Calcretas (34'). "Calizas superiores del Páramo" o Páramo 2**

Esta unidad representa la culminación lacustre-carbonatada del Ciclo neógeno superior, de ahí la denominación de "Calizas Terminales" de la U. Superior de GARCÍA DEL CURA. Los niveles carbonatados del techo de esta tercera etapa se encuentran prácticamente subhorizontales y son expansivos respecto a los infrayacentes.

Sus afloramientos se localizan en la parte superior de los relieves del tercio septentrional de la Hoja, configurando los páramos más altos de la zona: Páramo del alto de Ayllón (Páramo, Chaparral, Peñarrosa, Cerruzos, Divisa), Monte Santuy, páramo de Torremocha, Moratilla y páramo de Morcuera. La unidad, en esta Hoja, aparece constituida por varios tramos carbonatados separados por intercalaciones detríticas, a veces de cierto espesor; habiéndose observado (borde meridional del páramo de Morcuera) que sobre algunos de estos niveles calcáreos se han originado carstificaciones desarrollados por procesos de exposición subaérea, previos a su enterramiento por los detríticos intercalados.

El espesor para el conjunto (calizas + detríticos) Páramo superior (Páramo 2), varía de un páramo a otro, puesto que la superficie superior de los mismos es erosiva, así para el sector oriental, en el páramo de Morcuera se alcanzan cerca de 60 m en el borde meridional (serie de Torremocha), mientras que en su extremo septentrional (Llanos, 1.043) aparecen unos 25 m. En el centro, entre el corte de Peñarrosa y Cerruzos (1.067) habría unos 55 m, y más al oeste, frente a Maderuelo, sólo se conservarían 30 m. La potencia de los tramos exclusivamente carbonatados es también variable, oscilando en general entre 4 y 30 m.

Desde el punto de vista litológico se trata de calizas estratificadas en bancos tabulares de potencia métrica. Estos bancos a veces, están separados por delgadas capas de margas, que lateralmente varían de espesor.

Las calizas presentan gran variedad de facies y texturas, suelen ser *mudstones*, *wackestones* y *packstones*. Los restos fósiles, muy escasos, consisten en moldes de caráceas, ostrácodos y gasterópodos; ocasionalmente aparecen oncoides de tamaño variable.

Al microscopio se observa una masa micrítica, en ocasiones parcialmente recristalizada a microesparita, con amplio desarrollo de fisuras planares, irregulares y circunnodulares rellenas de esparita. Las grietas circunnodulares delimitan parcialmente nódulos micríticos o microesparíticos que están en continuidad con la matriz. La porosidad muestra rellenos geopetales de esparita. En la serie de Languilla, el resalte carbonatado más importante (Peñarrosa) corresponde a un nivel de calizas ( $\approx 7$  m) que destacan por su coloración blanco-grisácea en capas de 0,4 a 1 m de espesor con límites plano-parallelos irregulares e intercalaciones margosas, a las que se superponen un potente tramo de calcretas ( $\approx 8$  m); el último nivel de éstas destaca también por el resalte

estructural que origina (>4 m) y por su coloración rojo-anaranjado. Corresponde a una costra masiva que en detalle muestran una apreciable porosidad, (carstificación?), con cavidades entre 0,5-8 cm de longitud, que se disponen tanto perpendiculares como paralelas a la estratificación y están parcial o totalmente rellenas por calcita esparfítica y arcillas laminadas.

Se interpretan como depósitos de áreas palustres o de lagos carbonatados someros, con baja energía y escasa pendiente que suelen presentar fluctuaciones en sus márgenes. Éstas se traducen en la emersión de la secuencia lacustre con la formación de rasgos palustres de naturaleza edáfica como trazas de raíces, nodulización y brechificación, o en exposiciones subaéreas más prolongadas que favorecen el desarrollo de potentes calcretas en la secuencia.

#### **Cuarta etapa sedimentaria: Plioceno**

Los depósitos atribuidos a ésta edad representarían el último episodio sedimentario terciario en la región, situándose tanto sobre la superficie fuertemente karstificada (disconformidad) desarrollada sobre las "calizas superiores del páramo," como sobre la Superficie de erosión Fundamental que arrasa el borde mesozoico.

Corresponden a un conjunto detrítico, constituida por facies lutíticas y gravas en la base y conglomeráticas a techo, identificada y descrita en áreas cercanas (GARCÍA DEL CURA, *op cit.*; ORDOÑEZ *et al, op cit*; ARMENTEROS, *op cit.*; MOLINA y ARMENTEROS, *op cit*; LÓPEZ OLMEDO y ENRILE, *op cit.*), siendo conocidos con la denominación de "facies rojas pliocuaternarias". A las facies conglomeráticas superiores se las asimila a "rañas", de ahí la atribución Plio-pleistoceno que les asignan dichos autores.

#### **1.5.11. Arenas, limos y arcillas rojas, gravas cuarcíticas (35).Mioceno sup.-Plioceno**

A nivel de Hoja estos sedimentos aparecen conservados en dos sectores, en el más septentrional, se disponen sobre las calizas del Páramo Alto de Ayllón; la otra zona aparece al NO de la localidad de Licerías disponiéndose tanto sobre los sedimentos mesozoicos arrasados como sobre los conglomerados calcáreos miocenos cementados del borde de cuenca. Su presencia es irregular, apareciendo en manchas aisladas, con mala calidad de afloramientos, generalmente recubiertos por derrubios de la unidad conglomerática cuarcítica suprayacente.

En el primer sector, los cortes donde hacer observaciones corresponden a los de la trinchera-cuneta de la Cra. 110 (San Esteban-Ayllón), y los más interesantes, en las cárcavas que aparecen en la vertiente SO del cerro de cota 1.081. En ellas, sobre un nivel de calizas carstificadas se disponen más de 10m. de sedimentos rojos constituidos por arcillas "grasas" rojas (10R 3/4) en la parte inferior, seguidos por niveles alternantes de limos y arenas finas arcillosas también de color rojo oscuro (10R 3/4 a 10R 4/6) con pequeños cantos cuarcíticos dispersos; por último a techo, unos 4 m. de arenas rojas con cantos y niveles de gravas cuarcíticas con cierta compactación y con estratificaciónes cruzadas en surco de gran talla. Los cantos, de naturaleza cuarcítica bien redondeados o subangulosos (fragmentados), presentan centiles de hasta 12cm. y media de 4-6 cm.

En los afloramientos de la cra, los limos arcillosos y arcillas se presentan masivas, sin que pueda identificarse estructura sedimentaria alguna. Se disponen sobre una superficie karstificada y en forma de espectaculares bolsones de relleno con arcillas rojas de 3-4 metros de profundidad, originados por disolución de los bancos de calizas.

Se aprecia una rápida disminución de espesor hacia el NO y NE, probablemente por la morfología en cuña (abanico) del propio depósito.

Los análisis indican que la fracción limo+arcilla supera el 95% del material, el limo corresponde mayoritariamente a cuarzo, con Fpto. potásico como mineral secundario. La fracción arcilla está compuesta principalmente por illitas-micas y caolinita.

En el sector suroriental, sobre el mesozoico y las facies terciarias detríticas marginales, los depósitos de esta unidad aparecen bastante derrumbados salvo en una cárcava inmediatamente al norte del Corral de la Mata, donde aflora la parte inferior, con más de 15m de limos arcillosos rojos y arenas con cantos.

Estos sedimentos rojos, y sobre todo el tramo inferior arcillo-limoso, por sus características sedimentológicas y mineralógicas, se interpretan (GARCÍA DEL CURA, *op. cit.*; ORDOÑEZ *et al.*, *op. cit.*) como el resultado del desmantelamiento de importantes perfiles de suelos rojos desarrollados en los bordes paleozoicos y mesozoicos, transportados y sedimentados mediante corrientes fangosas (*mud-flows*); las arenas y gravas cuarcíticas corresponderían a barras de gravas depositadas mediante flujos laminados más diluidos, aunque con abundante carga de finos. Ambos tipos de depósitos se habrían depositado mediante abanicos aluviales enraizados al S y SE en los relieves de las sierras de Ayllón y de Pela.

En cuanto a su edad, es difícil de precisar, debido a la ausencia de restos paleontológicos; se asignan al plioceno en función de la posición morfológica que ocupan: Fosilizan a las "calizas superiores del páramo" (atribuidas al Vallesiense-Turolense) y están recubiertos por depósitos de "rañas" (consideradas también pliocenas, y más tradicionalmente pliocuaternarias).

#### **1.5.12. Bloques, cantos y gravas cuarcíticas (36). "Rañas", Plioceno**

Los depósitos limo-arcillosos rojos dispuestos sobre el páramo alto de Ayllón aparecen cubiertos por un extenso canturreal de escasa potencia (0,4 -1,5m.), constituido por clastos de cuarcita y cuarzo, con cierta pátina negruzca, bien redondeados (centil 15 cm.), con una matriz areno arcillosa rojo-amarillenta, aunque normalmente aparece muy lavada superficialmente.

En el sector suroriental los sediplanos de Mayabril y de El Corral de la Mata llegan a *onlapar* directamente sobre el *pediment* desarrollado sobre el borde mesozoico. Los depósitos, con más de 4m de potencia, corresponden a facies próximas, con cantos y bolos cuarcíticos bien redondeados (heredados de la base del Bunt) y centiles de hasta 40cm.

Sedimentológicamente se interpretan (ARMENTEROS, *op. cit.*) como el producto de flujos confina-

dos con gran capacidad de transporte, con desarrollo de barras de gravas y cursos anastomosados en un contexto de abanicos aluviales.

Los depósitos de ambos sectores los asimilamos a las rañas, representando acumulaciones culminantes, y por tanto, el último episodio sedimentario de elaboración del piedemonte (raña R<sub>0</sub>, sensu MARTÍN-SERRANO, 1991), siendo el encajamiento de la red fluvial, en este sector, posterior a la raña de Licerias-Ayllón.

## 1.6. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios diferenciados en la Hoja de San Esteban de Gormaz tienen su origen relacionado con dos procesos: El más importante corresponde al desarrollo y encajamiento de la red fluvial, relacionada directamente con afluentes de la margen izda del Duero, de los que destacaremos el río Pedro en la mitad nororiental, y el Agujejo Riaza y Riaguas (Bercimuel) para la mitad suroccidental. El otro proceso, de menor importancia, está asociado a la evolución de las vertientes.

### Pleistoceno

#### 1.6.1. Gravas cuarcíticas (37). "Abanico de Riaza"

Denominamos así a un característico depósito conglomerático que con morfología de abanico, actualmente muy incidido, ocupa el interfluvio Riaza-Riaguas. Se extiende desde la localidad de Riofrío de Riaza, donde arranca su ápice (Hoja de Riaza) hasta Corral de Ayllón, donde actualmente queda colgado por las terrazas más altas del Riaza.

El tramo inferior del abanico, representado por los afloramientos correspondientes a ésta Hoja presenta una pendiente media del 1,06%, aumentando progresivamente hacia el Sur, hasta el 2,5% en la cabecera.

Son numerosos los cortes que presentan sus depósitos en las cárcavas que aparecen a lo largo de todo su escarpe occidental, destacando los de la misma cra a Pajares del Fresno, y las de Los Terronales al SSO de Fresno de Cantespino. En dichos cortes, estos depósitos de color ocre con potencias entre 2-3 m, destacan nítidamente mediante un contacto plano sobre los limos arcillosos rojos miocenos, aparecen como gravas cuarcíticas (cuarcita y cuarzo) sueltas, muy lavadas superficialmente, con matriz areno-limosa ocre e hidromorfias gris-verdosas, la granulometría en general es pequeña, con centiles que no sobrepasan los 10 cm, y por tanto menores que los de la mayoría de las terrazas y glacia-terrazas. Ocasionalmente se pueden observar estructuras de corriente como imbricación de cantos y estratificaciones cruzadas en surco de gran talla muy tendidas.

La datación de esta unidad al Pleistoceno, se basa en la posición morfológica que ocupa: posterior a los depósitos correspondientes al techo del piedemonte (Turolense-Plioceno), y por tanto cuando ya se había iniciado el vaciado erosivo de este sector de la Cuenca (raña R<sub>1</sub>, sensu

MARTÍN-SERRANO, *op. cit.*), y coetáneo o posterior a las terrazas más altas del Aguijejo (Pleistoceno inf.).

HERNAIZ *et al.* (1995, *in litt.*) en la Hoja de Riaza identifican estos depósitos como niveles de raña puesto que desde el punto de vista litológico y del medio de depósito son idénticos, y morfológicamente aparentemente también, puesto que ocupan posición culminante en el interfluvio; sin embargo no han considerado las relaciones con otros elementos de referencia que aparecen en esta Hoja. Por ello nosotros utilizamos el término raña con un carácter mucho más restringido, usándolo exclusivamente para aquellos depósitos que constituyen el techo del piedemonte en este sector.

### **1.6.2. Limos arenosos y cantos (38). Glacis**

Los glacis corresponden a depósitos con morfología plana y perfil suavemente inclinados, localizados en las vertientes o en los interfluvios, enlazando con fondos de valle (Fresno de Cantaspio), o incididos y colgados respecto a la red fluvial (SE de Noviales), por lo que se les asigna una cronología amplia, Pleistoceno-Holoceno.

Con potencias que en general no superan los 2m, litológicamente están constituidos por limos arenosos con cantos dispersos en la matriz o concentrados en nivelillos.

### **1.6.3. Cantos y gravas cuarcíticas, limos arenosos (39). Terrazas en glacis**

Agrupamos en este apartado a todos aquellos depósitos de origen fluvial, correspondientes a la red de arroyos principales que muestran una morfología en suave pendiente hacia el curso que los depositó. Presentan espesores discretos, en general no superiores a 1m.; litológicamente tienen una composición muy similar a las terrazas, consistiendo en gravas cuarcíticas redondeadas, envueltas en una matriz limo-arenosa. El tamaño de los cantos, al igual que en los replanos de terrazas, siempre supera a el del sustrato sobre el que se disponen, lo que denota su carácter de sedimento alóctono con respecto a la vertiente donde se asientan.

Se les asigna una cronología amplia, Pleistoceno-Holoceno pues se encuentran a muy diferentes alturas en las vertientes, enlazando con fondos de valle o con diferentes niveles de terrazas bien desarrollados.

### **1.6.4. Gravas cuarcíticas y arenas (40), Terrazas altas. Gravas cuarcíticas y arenas (41), Terrazas medias. Gravas cuarcíticas, arenas y limos (42), Terrazas bajas**

Los depósitos de terrazas tienen amplia aunque desigual representación cartográfica en la Hoja, siendo los asociados a la evolución de la red fluvial principal de la mitad suroccidental de la Hoja, los más representativos en cuanto a presencia y desarrollo de niveles de terraza escalonados. En la otra mitad de la Hoja, sólo el río Pedro muestra exiguos afloramientos correspondientes a dos niveles de aterramiento.

Se han identificado 8 niveles de terrazas escalonadas por encima de la terraza de vega (llanura de inundación) del río Duero. 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, que en ésta Hoja sólo aparece un nivel, situado a +85 m. frente a Langa de Duero; las terrazas medias con cinco niveles situados entre +55 y +(18-25) metros, y las bajas con dos niveles situados a +(13-15) y +(5-10) metros.

El espesor de estos depósitos no suele superar los 4 metros; litológicamente están formados por gravas y arenas con arcillas en menor proporción, existiendo una cierta variación en la composición, de las más antiguas a las más modernas. Los procesos de lavado "in situ" originan una concentración de finos en los horizontes inferiores del perfil, siendo por tanto más intensos cuanto más antiguo es el nivel, de tal forma que en las más altas, la matriz areno-arcillosa prácticamente ha desaparecido.

Las gravas con centiles de 15-20 cm y medias de 5-8 cm., son en su gran mayoría de naturaleza cuarcítica, siguiéndole los clastos de cuarzo, areniscas y calizas como minoritarios. Los cantos se presentan bien redondeados en todos los niveles, observándose una cierta tendencia al alargamiento en los niveles más bajos.

En la margen izda. del río Pedro, al NO de Piquera y frente a Aldea de San Esteban, se conservan sobre replanos estructurales de calizas, exiguos canturrales cuarcíticos con centiles  $\geq 20$  cm., correspondientes a un nivel de terraza media situado a +(17-20)m. sobre el cauce.

## Holoceno

### 1.6.5. Cantos, gravas, arenas y limos grises (43).Llanuras aluviales y Fondos de valle

Las llanuras aluviales son los depósitos fluviales más recientes de los cursos mayores, en este caso del Riaguas, Riaza y Aguijejo, corresponden a las denominadas vegas de los ríos, que en época de crecidas excepcionales pueden inundarse, al desbordarse en tramos localizados el cauce actual.

La potencia observada de éstos depósitos, en general no superan los 3m., estando constituidos en la base por gravas fundamentalmente cuarcíticas recubiertas a techo por 0,5-1,5 m. de los característicos y fértiles limos arcillo-arenosos de inundación de color gris-negruzco.

En la llanura aluvial y ligeramente encajado sobre ella divaga el cauce activo de los ríos Aguijejo y Riaza, que en la época de máximo estiaje queda reducido a una sucesión de charcas aisladas o con flujo subálveo a través de las gravas, diferenciándose de los de llanura aluvial únicamente por su funcionalidad en el momento presente. En el cauce activo son frecuentes las barras de gravas y arenas depositadas después de las últimas crecidas.

Los fondos de valle son depósitos de origen aluvial en sentido amplio, ligados a la actividad más o menos reciente u actual (holocena) de los arroyos con escorrentía intermitente (estacionales) y

cursos fluviales secundarios, que en las zonas de cabecera se entremezclan con aportes laterales procedentes de las laderas (aluvial-coluvial).

Las características litológicas de los fondos de valle, y para los cursos más significativos son similares a las de las terrazas más bajas, en cuanto a la naturaleza de los cantos; la matriz sin embargo, es en general mucho más abundante y de carácter limo-arcilloso.

Estos depósitos proporcionan una morfología de valles de fondo plano con perfil en "U", que corresponden a una forma heredada de un periodo más frío que el actual. En algunas cabeceras y tramos de éstos valles (arroyo del Barranco y afluentes, al NE de Torraño), debido al encajamiento de la red actual sobre estos depósitos, se originan profundos (3-5 m.) y angostas barranqueras, que proporcionan buenos cortes de éstos depósitos y el antiguo perfil en "V" colmatado.

#### **1.6.6. Arenas y limos con cantos (44). Glacis**

Corresponden en su mayor parte a vertientes de enlace entre la ladera y la parte baja de los valles (vegas o fondos de valle). Los glacis más antiguos sin embargo quedan topográficamente colgados ocupando la parte alta de los interfluvios (SE de Noviales).

Presentan un perfil en pendiente que se va suavizando con el distanciamiento de la vertiente de arranque; presentan espesores muy variables, que en general no suelen superar los 2 metros. El contenido litológico está condicionado por el sustrato del que proceden. Los glacis de Mazagatos que proceden de terciarios lacustres están constituidos por limos arenosos blanco-grisáceos con cantos subredondeados  $\leq 10$  cm. calcáreos, dispersos en la matriz o concentrados en nivelillos. El diferenciado en Fresno de Cantespino presenta gravas cuarcíticas redondeadas heredadas del sustrato terciario detrítico y del abanico de Riazas; los de Noviales presentan cantos polimícticos calcáreos y silíceos mesozoicos y de areniscas permicas.

#### **1.6.7. Cantos y limos (45). Coluviones**

Corresponden a depósitos de pie de vertiente originados por procesos de gravedad, soliflucción y arroyada laminar, actuando de forma individual o conjunta.

Se trata de acumulaciones limo-arenosas poco coherentes, que engloban abundantes cantos de litología variada, cuarcíticos o calcáreos, dependiendo del sustrato de la vertiente de donde proceden, generalmente presentan cierta ordenación interna en niveles e hiladas.

#### **1.6.8. Cantos arenas y limos (46). Abanicos y conos aluviales**

Responden estos depósitos a una misma génesis, diferenciándose tan solo en la morfología que presentan. Los conos de deyección son de dimensiones más pequeñas y generalmente con mayor pendiente, aparecen localizados en la salida de pequeñas torrenteras o barrancos que des-

embocan en un valle de fondo plano de orden superior. Buenos ejemplos aparecen en la parte baja del río Pedro y en sus afluentes los arroyos del Monte y del Prado.

Los abanicos aluviales, más amplios y aplanados que los conos, se desarrollan sobre las llanuras aluviales de los ríos Aguijoso y Riaza.

Son depósitos poco coherentes, muy heterogéneos, fundamentalmente arenosos con proporciones y contenido litológico variables de gravas y arcillas en función de su área fuente. Frecuentemente con cantos calcáreos mayoritarios procedentes de la erosión de niveles de calizas y calcimorfos.

## **2. TECTÓNICA**

### **2.1. MARCO TECTÓNICO**

La Hoja de Ayllón se ubica en el borde meridional del Corredor de Aranda-Osma, que sirve de enlace entre las cuencas terciarias del Duero s.s. y de Almazán. Mas de 2/3 de la superficie de la misma se encuentra ocupado por materiales de edad neógena con una disposición prácticamente horizontal.

Por otra parte, los materiales de dicho borde, representados por el zócalo hercínico y la cobertura mesozoica, forman parte de otra encrucijada geológica: pertenecen al extremo NO de la Cordillera Ibérica en su entronque con la terminación NE del Sistema Central.

El límite entre ambos dominios estructurales (Cuenca del Duero y Cordillera Ibérica) en este sector, se establece por el contacto discordante a lo largo del cual, los sedimentos neógenos de la Cuenca se disponen en *onlap* sobre los materiales paleozoicos y mesozoicos deformados.

Se identifican por tanto en esta Hoja, los efectos de la orogenia Hercínica y del denominado ciclo Alpino, cuya fase de inversión o plegamiento es la responsable de la configuración de estas cuencas terciarias, consecuencia de la estructuración de sus bordes.

La orogenia Hercínica da lugar a las principales deformaciones, procesos metamórficos e ígneos que se registran en los materiales paleozoicos y de una tectónica de fracturación tardía de gran repercusión en la evolución posterior de la placa Ibérica a lo largo del ciclo Alpino.

La Cuenca de Almazán se interpreta como una depresión sedimentaria terciaria con geometría de semi-graben, con el borde NO más subsidente (BOND, op.cit.) generada en régimen compresivo. En el borde sur del corredor, es decir en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, el mesozoico muestra una disposición monoclinial general buzando hacia el NE; apreciándose la serie jurásico-cretácica plegada con direcciones ESE, observándose en esta Hoja como estas direcciones sufren un giro hasta adquirir una disposición NE, subparalela al borde septentrional del Sistema Central.

Se reconocen en las Hojas cercanas pertenecientes al dominio de la Cordillera Ibérica (Berlanga,

Almazán, Atienza y Rianza), dos importantes estructuras de borde de cadena que se corresponden con los accidentes estructurales (N 120) de Mosarejos-Lumias-La Riba (SIMÓN, 1991 b y c) y con la falla de Somolinos (CAPOTE, 1982; HERNAIZ et al., 1995). En esta Hoja, el primero de los accidentes no aflora como tal, pero sin embargo si se reconocen ciertas deformaciones y controles sedimentológicos afectando al terciario que están relacionados con él. La falla de Somolinos corresponde a un desgarre tardihercínico que controló la sedimentación pérmica y gran parte de la mesozoica, rejugando además en la compresión alpina.

En el levantamiento Alpino del Sistema Central (extremo NE) y zonas adyacentes CAPOTE et al, (1990) consideran que han actuado tres grandes etapas: La etapa Ibérica con dirección de compresión horizontal media N45-55E, y edad Oligoceno-Mioceno inferior; la Etapa Guadarrama, responsable de la estructura actual en horst y graben inversos, con dirección de compresión máxima horizontal deducida N140-155E y edad Mioceno inf.-med. (intra-Aragoniense). Por último la Etapa Torrelaguna, que es una etapa menor y relacionada con las anteriores, se caracteriza por compresiones en dirección aproximada N-S y edad de actuación entre el Mioceno sup. y el Cuaternario.

A partir del análisis de la Superficie estructural/erosión R<sub>1</sub> (Rojos-P<sub>1</sub>) de edad Plioceno, CORTÉS y MAESTRO (1997) llegan a la conclusión de que el campo de esfuerzos reciente que ha actuado en éste sector de la Cuenca de Almazán, no ha tenido la intensidad suficiente como para provocar deformaciones a escala cartográfica. Con un predominio de la distensión ESE a SE correspondiente a un esfuerzo horizontal máximo de dirección NNE a NE.

## 2.2. LA OROGENIA HERCÍNICA

### 2.2.1. La fracturación tardihercínica y la formación de las cuencas pérmicas

La Cadena Hercínica sufrió, después de los plegamientos principales de esta orogenia, una tectónica de fracturación (desgarres) de gran repercusión en la evolución posterior. El primer esquema de conjunto fue aportado por PARGA (1969), quien denominó "Tectónica Tardihercínica" a esta etapa de fracturación, ligada a acontecimientos tardíos del ciclo hercínico. La distribución de estas fallas de desgarres a escala Peninsular es relativamente homogénea y las familias dominantes llevan direcciones principales NE-SO, NNE-SSO y NO-SE, además de otras subordinadas.

Según ARTHAUD y MATTE (1977) todo el ámbito hercínico europeo quedó incluido durante el Estefaniense-Pérmico en una megacizalla dextral que formaba parte de un sistema transformante intracontinental entre las placas Euroamericana y Africana, que se resolvió mediante la creación de un sistema de fracturación tipo Riedel. Con posterioridad a su actividad inicial como desgarres, estas fallas rejugaron como fallas normales ya durante el Pérmico y posteriormente en tiempos alpinos.

En este sector del macizo Ibérico las fallas NO-SE dieron lugar a cuencas transtensionales donde se acumularon importantes espesores de rocas volcánicas ácidas de tipo andesítico (Atienza) y materiales detríticos continentales (HERNANDO, 1977; SOPENA et al., 1987); la datación radiométrica de dichas andesitas proporcionó una edad de  $-287 \pm 12$  m.a. (HERNANDO et al., 1978) es decir,

en el tránsito Carbonífero-Pérmico.

Una de estas importantes estructuras con dirección NO-SE, es la denominada falla de Somolinos (Hojas de Atienza 433 y de Riaza 432), que en esta Hoja debido a la inversión alpina, aparece desflecada en dos de las cuales, la más septentrional limita en el bloque norte los afloramientos pérmicos.

Según PÉREZ MAZARIO et al. (1992), los sucesivos rejuegos de dicha estructura condicionaron tanto la formación de las cubetas como el relleno (evolución) de las mismas; deducen una primera etapa con movimientos en dirección sinestrales y dextrales, con cierto juego vertical (en tijera), que serían los que estructuran las cuencas, y una segunda etapa en la que se atenúan los movimientos en dirección, pasando a un funcionamiento vertical normal que da lugar a importantes acumulaciones (>2.000m.) detríticas en cuencas con geometría en semigraben.

En todo el ámbito de la Península Ibérica la fracturación tardihercínica determina el carácter fuertemente anisótropo del zocalo 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.

## 2.3. EL CICLO ALPINO

Los materiales pérmicos descansan discordantes sobre el paleozoico y son recubiertos en discordancia también, por el conglomerado del buntsandstein. El hallazgo de palinofloras de edad pérmica dentro del Bunt, demuestran que en el Surco Ibérico la sedimentación del ciclo alpino comenzó en algunos puntos ya durante el Pérmico, y que la discordancia basal de la facies Bunt es heterócrona y con frecuencia intrapérmica.

### 2.3.1. Los eventos extensionales y la evolución del Surco Ibérico

Tras un periodo de tiempo no bien determinado la situación geotectónica cambia 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 ALVARO et al., 1979). En la evolución de la Cuenca se reconoce una alternancia de periodos en los que predominó la actividad de estas fracturas del zócalo generalmente lítricas, compartimentando la cuenca en una serie de subcuencas y umbrales, con otros periodos de relativa calma, que favorecieron la instalación de ambientes sedimentológicos de plataforma tipo rampa de gran extensión lateral, que se desarrollaron durante el Triásico medio-superior, Jurásico inferior y superior y Cretácico superior.

En la evolución de esta cuenca se han reconocido cuatro etapas en su evolución (SALAS y CASAS,

1993) 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* que está relacionada con la apertura y extensión hacia el Oeste del Tethys. La sedimentación durante el Triásico finalizó con el depósito de las facies marinas someras de la Fm. Imón. Con posterioridad a la sedimentación de esta Fm. se inició una actividad tectónica distensiva que provocó la ruptura de la rampa triásica a partir de fallas normales lítricas y la intrusión de sills de basaltos alcalinos intercalados en la Facies Keuper. 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, y en ella predomina la subsidencia por relajación térmica. 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 tipo rampa.

La tercera etapa corresponde al *rifting* Jurásico superior-Cretácico inferior, 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, aunque sí en sectores cercanos.

La cuarta y última etapa corresponde al *postrift* Cretácico superior (Albiense sup-Maastrichtiense), en la que tiene lugar una flexura generalizada de la cuenca por contracción térmica; 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 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 NNE y ESE.

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.

### **2.3.2. 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.

### 2.3.2.1. El borde de la Cordillera Ibérica

En la Hoja de Ayllón, situada en el entronque de la Cordillera Ibérica con el Sistema Central, el aspecto estructural "grosso-modo" de todo el mesozoico aflorante es el de una serie suavemente inclinada hacia el NE en el sector oriental, para ir girando a la vez que aumenta la inclinación de las capas hacia el NO en la parte centro-meridional de la Hoja. Sin embargo la estructura en detalle es más compleja, puesto que únicamente el conjunto triásico presenta una estructura monoclin simple, mostrándose el resto de la serie mesozoica replegado a escala cartográfica con direcciones ESE y NE respectivamente.

Dentro de la serie jurásica, en la Fm. Cortes de Tajuña dadas sus características litológicas y las condiciones de afloramiento es difícil reconocer algún tipo de estructura, sin embargo en cortes lo suficientemente profundos y largos como en el cañón del ayo. de Pozo Moreno si se aprecian algunos pliegues. La formación suprayacente, correspondiente a las calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, constituyen un buen marcador para definir la geometría y estilo de las estructuras, en la pared occidental del cañón antes citado, aflora esta Fm. plegada en sinclinal y anticlinal sucesivos con dirección SE a SSE; el primero presenta algún pliegue menor asociado, mientras que el anticlinal es una estructura simple. Se trata de dos pliegues simétricos (considerando la envolvente de 1<sup>er</sup> orden), abiertos (110°-100°), con amplitudes entre 20-25m. y longitud de onda hectométrica W: 100-120m.

Ambos pliegues aparecen arrasados por una superficie de erosión y fosilizados por conglomerados calcáreos cementados miocenos; ésta superficie rápidamente se hunde hacia el NE, dando lugar a un paleorelieve donde los conglomerados subhorizontales se disponen en *onlap* sobre ella.

El Cretácico aparece igualmente deformado aunque con estructuras, en general peor definidas, al tratarse de pliegues también bastante abiertos (los buzamientos máximos no superan los 45°) y con longitud de onda kilométrica. Conforme a la diferente disposición general los pliegues presentan direcciones ESE en el "sector Ibérico" y NE en el "sector del Sistema Central". Al primer caso correspondería el pliegue anticlinal simple situado al E de Torremocha de Ayllón, construido sobre los competentes niveles de calizas de Hontoria que originan un paleorelieve conforme actualmente cortado por el ayo. del Prado.

Las estructuras con dirección NE corresponden a los afloramientos cretácicos situados entre la margen derecha del río Pedro, junto a la ermita y molino de Torraño, y el paraje denominado La Muela. El rasgo estructural más significativo, además de los pliegues, es la presencia de cabalgamientos de dirección NE vergentes al NO. Tanto los pliegues como los cabalgamientos quedan fosilizados por materiales detríticos horizontales, conglomeráticos mayoritariamente, de edad Aragoniense sup-Vallasiense?, y en todo caso post-páramo inferior.

El corte estructural que puede obtenerse a lo largo de dicho río y de los arroyos cercanos, aunque con ciertas dudas debido a lo problemático del reconocimiento de la sucesión estratigráfica, permite identificar de NO a SE: Un anticlinal sobre las calizas superiores de Picofrentes, seguido de un flanco largo suavemente ondulado en la Fm Muñecas (buz. entre 5°-25°); le sigue un amplio sinclinal que presenta dos cabalgamientos imbricados en el flanco septentrional, el inferior en Muñecas y el superior a techo de Hortezuelos. El núcleo del sinclinal corresponde a las dolomías del Burgo de Osma; el flanco meridional de este sinclinal está a su vez afectado por un cabalgamiento muy verticalizado de importante salto.

El cabalgamiento inferior del imbricado es perfectamente visible sobre la pared (margen dcha) del estrecho tajo originado por el río aguas abajo de la curva del molino, el plano de cabalgamiento presenta un buzamiento de unos 40° SE, duplicando aunque con pequeño salto (unas decenas de metros) el techo de la Fm Muñecas, que presenta buzamientos más tendidos (20° y 14° SE en los bloques de muro y techo respectivamente); a su vez, el cabalgamiento aparece desplazado ( $\approx 1\text{m}$ ) por un desgarre con salto dextro, sin embargo, otra falla más importante con la misma dirección (NO) y vertical, que condiciona el meandro encajado aguas abajo del molino presenta un desplazamiento métrico senestro. El cabalgamiento superior se aprecia por el progresivo adalgamiento de la Fm. calizas nodulares de Hortezuelos, laminadas a techo hasta desaparecer.

Por último, el cabalgamiento del flanco meridional, que es el más importante en cuanto a salto, se aprecia en la espectacular hoz del ayo del Pozo Moreno, eliminando una charnela anticlinal, llegando a superponer la Fm. Hortezuelos sobre la Fm. Burgo de Osma. En el bloque superior se conserva un laxo pliegue sinclinal (de acomodación?) en las calizas de Hontoria, conocido localmente como "La Muela".

La falla de Somolinos es una antigua estructura frágil de zócalo que ha rejugado con distintos movimientos a lo largo del tiempo geológico de tal modo, que el actual trazado de la falla sobre la cobertera no tiene necesariamente que coincidir con la traza original del desgarre tardihercínico.

El trazado de la falla discurre por las Hojas de Atienza (433), Riaza (432) y de Ayllón (404); en estas dos últimas Hojas se desdobra en dos, que adoptan un trazado subparalelo N 130 E. Ambas fallas aparecen fosilizadas por los conglomerados del Mioceno sup.(post-páramo inferior) que onlapan el borde.

A lo largo de dichas trazas aparecen pequeños afloramientos a modo de esquiras constituidas por series incompletas tanto mesozoicas como del paleozoico; la geometría y relaciones entre sí de estas esquiras ha permitido interpretar este tramo de falla (HERNAIZ et al., op. cit.; DE VICENTE et al., 1994) como una falla direccional que origina una "inflexión contractiva" (estructura en flor positiva).

Los movimientos alpinos deducibles principalmente de los cambios de espesor o desaparición de parte de la serie mesozoica a uno y otro lado de la estructura, permiten deducir que después del Jurásico y antes del Cretácico sup. el bloque sur fué levantado, erosionándose los carbonatos jurásicos prácticamente en su totalidad, e incluso parte del Triásico; de tal modo que en la Fm.

Utrillas se apoya directamente sobre el triásico, y donde éste falta, directamente sobre el paleozoico.

En esta Hoja, la traza más septentrional es fácilmente cartografiable puesto que pone en contacto el pérmico con las pizarras silúricas. De acuerdo con la traza cartográfica que presenta y las observaciones realizadas en campo (cerro 1221) el plano de falla buza claramente al SO, aunque bastante verticalizado, por lo que aparentemente presenta juego inverso.

La traza más meridional discurre entre pizarras, identificándose por las "esquirlas mesozoicas" empotradas contra la falla, también en aparente juego inverso con bloque NE hundido.

Este juego inverso concuerda con la disposición estructural observada a lo largo de todo el frente de la Sierra de Pela (Riaza-Atienza), que parece corresponder a la zona de charnela-flanco de una estructura anticlinal rota vergente al NE (pliegue de propagación de falla) además, si los conglomerados Oligoceno sup- Mioceno inf. se depositaron a lo largo del flanco largo debido al crecimiento del anticlinal, el último movimiento de la falla debió ser éste de componente inversa.

### 2.3.2.2. La Cuenca del Duero

Los materiales del Mioceno superior-Plioceno que aparecen en este sector de la Cuenca del Duero no presentan deformaciones importantes, sin embargo en ésta Hoja se aprecia algunas macroestructuras que afectan a materiales neógenos. La más importante corresponde a una suave flexión hacia el S, patente en las "calizas inferiores del páramo" al sur de Piquera de San Esteban (Hoja de San Esteban de Gormaz), pero que se refleja también en niveles estratigráficamente superiores, como puede apreciarse en esta Hoja en el sector septentrional del páramo de Morcuera, donde llegan a estar suavemente deformados niveles del páramo superior.

Esta deformación está originada por los últimos rejugos de la falla (N 120) identificada como una importante estructura de borde de cadena (SIMÓN, 1991 a y b) en las Hojas de Berlanga de Duero (405) y de Almazán (406), denominada "accidente estructural de Mosarejos-Lumias-La Riba", a partir de la cual y hacia el N, se desarrolla un mayor espesor en los depósitos aluviales del Mioceno.

La reinterpretación de las cartografías de dichas Hojas junto a nuevos datos obtenidos en recorridos de campo permiten precisar el movimiento más reciente de esta falla como de componente inversa: el mesozoico está plegado en anticlinal vergente al SO, interpretándose como un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*).

La falla llega a romper el flanco SO en Mosarejos, aflorando en superficie y afectando incluso a los conglomerados neógenos, que conforman un débil sinclinal NO-SE en el bloque hundido (SIMÓN, op cit.). En la esquina NO de la Hoja de Berlanga, al norte de la localidad de Quintanas Rubias de Abajo, los cortes de los arroyos de Madre del Molino y del Sapo, muestran las calizas cretácicas y los conglomerados neógenos plegados en anticlinal en el primer caso, y al páramo inferior (y niveles más altos) flexado entre 10-15° hacia el SO, en el segundo de los arroyos mencionados.

Ya en la Hoja de Ayllón, en los niveles inferiores del páramo superior de Morcuera se aprecia también, aunque de forma más atenuada (¿sinsedimentaria?), esta suave flexión sinclinal.

La otra macroestructura afecta a los conglomerados del Mioceno sup. (interpáramos), éstos se presentan conformando un suave sinclinal de dirección E-O con flancos que no superan los 10° de buzamiento. Se observa sobre todo en la ladera de la margen oriental del arroyo del Pozo Moreno, en el sector comprendido entre los afloramientos jurásicos y cretácicos.

Realmente puede interpretarse como una flexión monoclinal, ya que son las capas del flanco norte las que realmente buzando hacia el sur, a “contrapendiente” de la inclinación deposicional original, mientras que en el flanco sur, el buzamiento mucho más suave de las capas ( $\leq 8^\circ$ ), corresponde con seguridad a la pendiente deposicional, tal y como se aprecia inmediatamente al S, en el “onlape” de los conglomerados sobre el jurásico. En principio no se observa relación con alguna otra estructura detectable en el borde mesozoico.

A escala de afloramiento se ha identificado la presencia de una densa red de fracturación sub-vertical afectando a afloramientos concretos de la serie neógena, siempre en materiales compactos, calizas o calcretas compactas.

En cuatro de estos afloramientos donde esta fracturación es muy evidente, se ha procedido a la toma sistemática de datos. Dos de las estaciones se sitúan al N y NE de la localidad de Torraño, mientras que las otras dos están en la adyacente Hoja de Berlanga, aunque próximas a la esquina NE de Ayllón.

Los diagramas de rosas (Figs. 2 y 3) muestran las siguientes direcciones dominantes: En la estación de Torraño, sobre un nivel de calcretas/calizas intermedias entre los dos niveles de páramo, aparecen dos direcciones dominantes NEE y SEE, apreciándose en la primera de ellas relleno de fibras calcíticas. La estación de río Pedro se ubica sobre calizas del páramo inferior, en la confluencia del arroyo del Barranco con dicho río; en los correspondientes afloramientos predomina mayoritariamente el sistema ESE, con frecuentes rellenos de fibras de calcita perpendiculares.

Las otras dos estaciones se sitúan unos 3 km. al N de la localidad de Quintanas Rubias de Abajo, en la Hoja de Berlanga de Duero (405), habiéndose agrupado en un sólo diagrama para más fácil visualización. La litología sobre la que aparecen corresponde a las calizas del páramo inferior, situándose inmediatamente al norte del accidente anteriormente reseñado de “Mosarejos-Lumias-La Riba”, coincidiendo la fracturación dominante ESE sobre los afloramientos, con la dirección de dicho accidente.

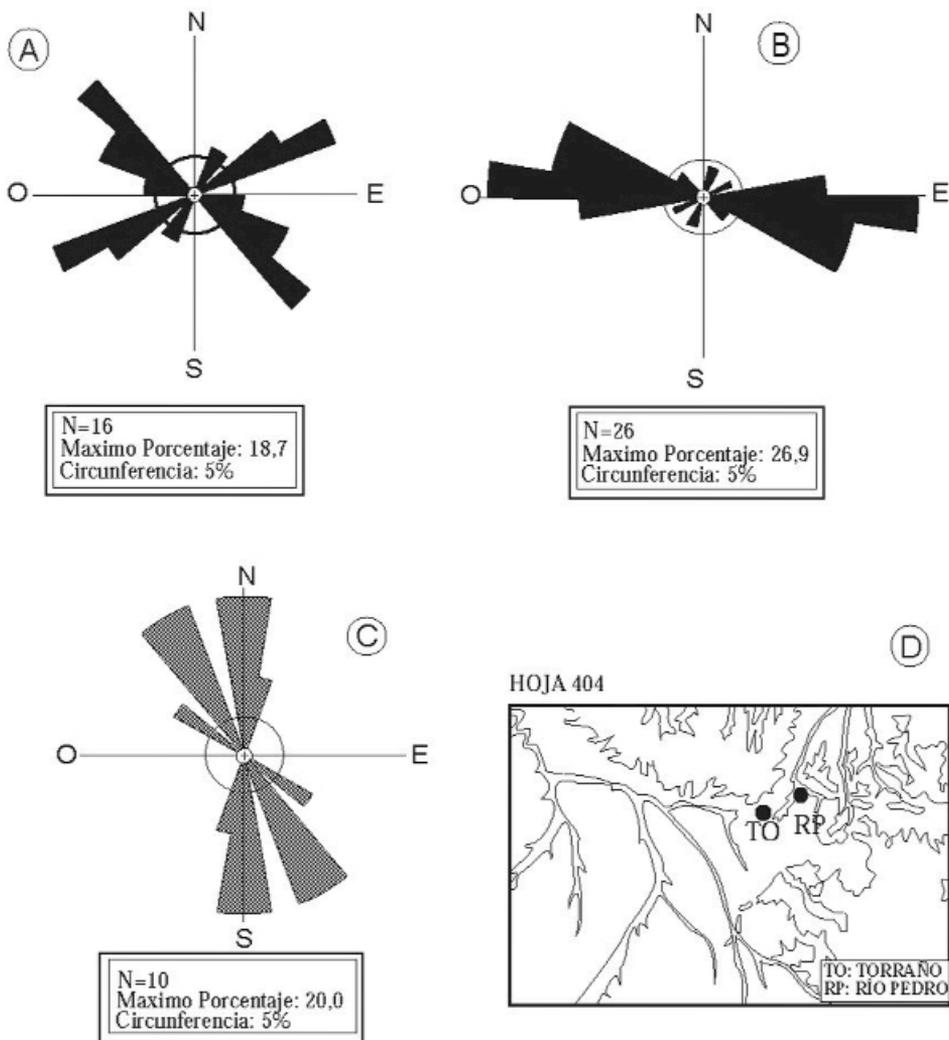


Fig. 2: Diagramas de rosas de fracturas de Torraño (A), fracturas de Río Pedro (B); de fibras de calcita en fracturas de Torraño y río Pedro (C) y esquema de localización de dichas estaciones (D)

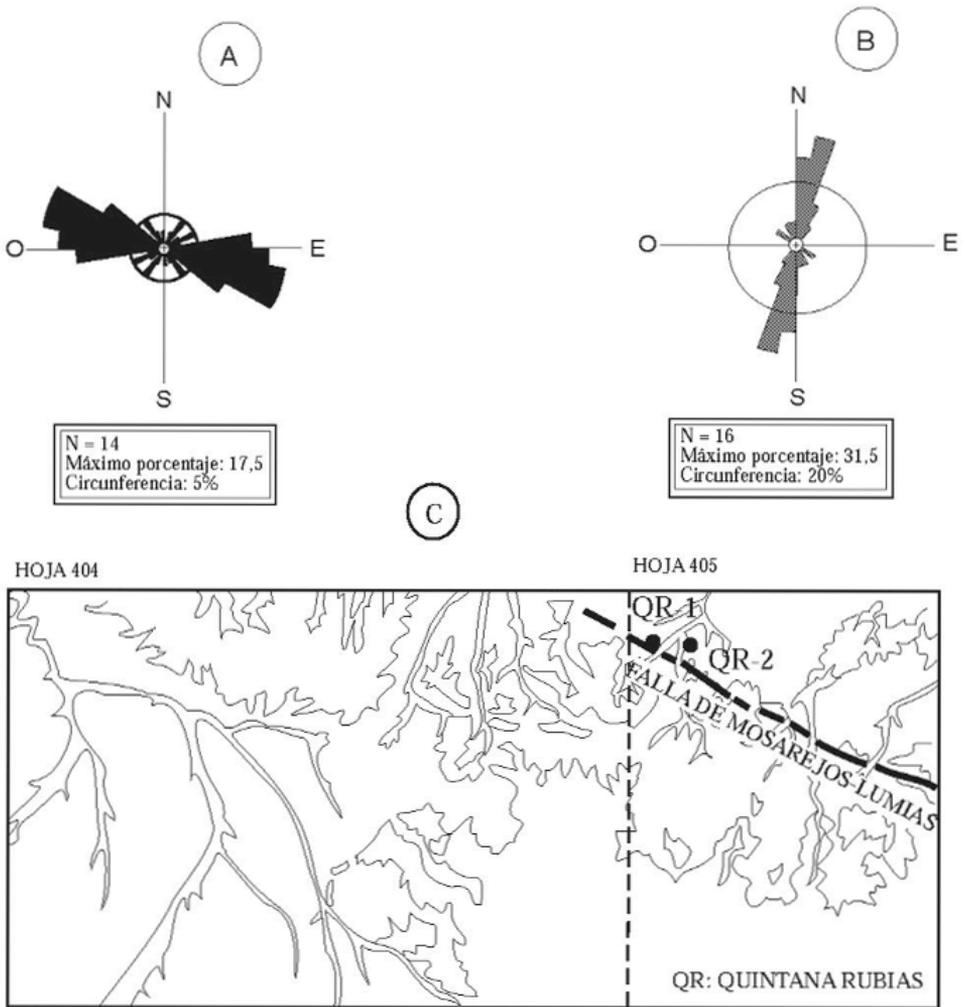


Fig. 3: Diagramas de rosas de fracturas (A) y de fibras de calcita en fracturas (B) de las estaciones de Quintanas Rubias y esquema de situación de dichas estaciones con respecto a la Hoja de Ayllón y al accidente de Mosarejos-Lumias (C)

### 3. GEOMORFOLOGÍA

#### 3.1. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

La Hoja de Ayllón se localiza en el sector oriental de la Depresión del Duero, próxima al límite con la Cuenca de Almazán. Situándose en el mismo borde suroriental de la Depresión, delimitado por la Sierra de Pela en el cuadrante SE (Cordillera Ibérica), y próxima a las estribaciones septentrionales de la Sierra de Ayllón (Sistema Central), inmediatamente al sur.

El relieve es en general de moderado a accidentado, aunque sin grandes contrastes altimétricos, construido a partir del piedemonte finineógeno, definido por dos elementos: el sediplano correspondiente a las plataformas carbonatadas del Neógeno superior o por los depósitos detríticos de borde (de edad semejante), y una rampa o pediment desarrollado en el borde mesozoico (Cordillera Ibérica). Sobre ambos incide profusamente la red de drenaje, siendo el modelado fluvial una de las características de este paisaje meseteño.

Desde el punto de vista hidrológico, en la Hoja la red fluvial se encuentra bien desarrollada perteneciendo a dos subcuencas: las de los ríos Riaza y Pedro (Fig 4). La divisoria de aguas sigue un trazado NO-SE que la dividen en dos mitades prácticamente simétricas. La mayor parte de la mitad nor-oriental se organiza hacia el colector principal, que es el río Pedro, con los arroyos del Prado, del Monte, de Pozo Moreno y de Montejo como afluentes secundarios; apareciendo también en el borde septentrional "las cabeceras" del arroyo de Valdanzo. Desaguando éste último, al igual que el río Pedro, tras un corto recorrido ( $\approx 10$  km.) a la arteria principal del drenaje que es el río Duero.

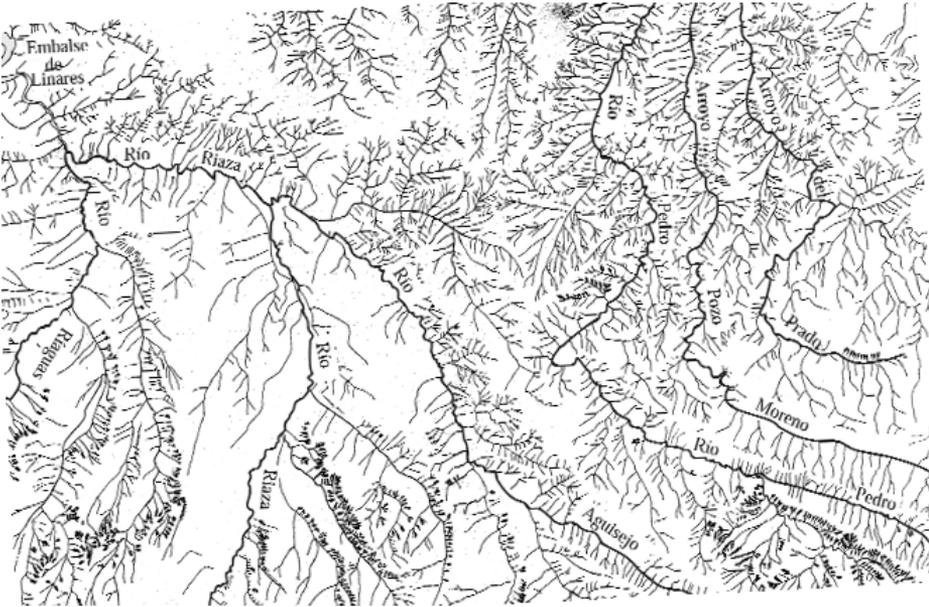


Fig 4: Esquema de la red de drenaje de la Hoja de Ayllón

En la mitad sur-occidental el drenaje se organiza en torno a los ríos de Riaguas, Riaza y Aguijesejo, y de sus correspondientes redes secundarias, actuando como colector principal de todos ellos el río Riaza que, tras un recorrido de más de 40 km. desemboca también en el Duero a la altura de la localidad de Roa.

Topográficamente la Hoja podemos considerarla como una altiplanicie con inclinación de SE a NO, fuertemente incidida por los ríos Riaza y Pedro y sus redes secundarias de afluentes, desagüando respectivamente hacia las esquinas NE y NO de la Hoja donde, como es lógico, se encuentran las cotas topográficas más bajas ( $\leq 900$  m.), en el caso del Riaza limitada a la cota de culminación (915 m.) del embalse de Linares del Arroyo. Las zonas topográficamente más altas se localizan a lo largo tanto del interfluvio Riaza-Duero como del borde meridional, con cotas de culminación que oscilan entre los 1.242 m del vértice Matilla y los 1.050 m del vértice Canina para el interfluvio, y de 1100-1203 m. para el piedemonte de la Sierra de Ayllón.

El clima es Mediterráneo Continental (Templado seco), con una temperatura media anual de **11,5°C**, con amplitud de variación de **-10° a +37° C** y precipitaciones medias anuales que oscilan entre los **400 y 600 mm.**; registrándose los valores más altos hacia los bordes sur y oriental, debido a su proximidad con los relieves circundantes.

El clima en invierno es bastante frío, con más de 70 días de heladas; el verano en cambio, es agradable, con noches frescas y gran oscilación térmica entre el día y la noche.

La vegetación autóctona es relativamente importante en 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 sobre terrenos calizos las sabinas, a menudo solas o alternando con encinas (chaparras); sobre suelos silíceos se desarrollan encinares adherados en las zonas bajas (Saldaña de Ayllón), o alternando con roble melojo o rebollo, que va haciéndose predominante con la altura. 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. Reseñándose la gran abundancia de nogales en la vega del Aguijesejo, entre Estebanvela y Santibáñez de Ayllón.

Los cultivos que se desarrollan se agrupan en los dos tipos clásicos. El más importante corresponde al seco cerealista con trigo, cebada y avena, y de forma minoritaria o puntual los de regadío, limitados a algunas vegas aluviales, dedicados al autoconsumo: patatas y hortalizas (pimientos, col, cebollas, etc.), maíz forrajero. En cuanto a la ganadería, es de destacar el ganado ovino y caprino, le sigue el porcino y por último, con escasa incidencia el vacuno.

Los núcleos urbanos son numerosos, 30 poblaciones en total, aunque en general de pequeño tamaño, siendo la más importante la villa de Ayllón. La zona más despoblada corresponde al cuadrante NE, con sólo tres aldeas que están además en gran parte deshabitadas.

Las comunicaciones son buenas destacando las carreteras N-110 Riaza-Ayllón-San Esteban de Gormaz, y la N-114 Aranda-Ayllón-Atienza; 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 principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando en primer lugar los cultivos cerealistas, siguiéndole en importancia las explotaciones forestales de choperas, sin olvidar la ganadería ovina-caprina y porcina. Por último, señalar el incipiente polígono industrial ubicado en Ayllón.

### 3.2. 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 SCHWENZER, (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. Planteamientos y conclusiones que fueron rebatidos posteriormente por BIROT y SOLE (1954), que establecen un nuevo modelo evolutivo para éste sistema montañoso, consistente en el desarrollo de la "superficie fundamental" de edad Pontiense, la deformación de esta superficie y por último, el desarrollo de un pedimento generalizado durante el Plioceno.

En el caso de ésta Hoja, según la cartografía de SCHWENZER, aparecen representadas las tres "planicies de Meseta" establecidas por él: La más antigua ( $M_3$ ) desarrollada del Sarmatiense al Pontiense correspondería al pediment desarrollado sobre el borde mesozoico, la  $M_2$  de edad postPontiense-Plioceno medio estaría representada por la "meseta de Castillejo-Robledo" y por la parte alta de los intefluvios del borde meridional; destacandose el cerro de Matilla como un "cerro residual". Por último, la planicie  $M_1$  (Pliocena) se encaja en la anterior y penetra a lo largo de los valles, apareciendo como "ancha terraza de campiña" al O del río Riaza; al Sur de Ligos en los "replanos erosivos" de la divisoria por debajo de las altiplanicies de caliza de páramo (páramo sup.), al N de Torremocha y de Morcuera, principalmente sobre las calizas del páramo inferior.

Más recientemente los trabajos de ORDOÑEZ et al, (op cit.); MOLINA y ARMENTEROS (op. cit.), éste último con referencias concretas a la Hoja; 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. 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.

### 3.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La Hoja pertenece al gran Dominio morfoestructural de la Cuenca del Duero, y más concretamente al borde suroriental de la Depresión. Definido en éste caso por la terminación septentrional de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica, estando muy próxima también (inmediatamente al sur) a las estribaciones septentrionales del extremo NO del Sistema Central (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 Suroriental que incluye también la Depresión de Almazán.

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, Campiñas, Vertientes y Vegas; 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 detríticos homogéneos y deleznales restringidos prácticamente en la mitad SO, y por otro, sobre un conjunto alternante de litologías con diferentes competencias, y con disposiciones estructurales subhorizontales e inclinadas (plegadas), ocupando el resto de la Hoja.

En el primer sector (Campiñas y Vegas), el dismantelamiento de estos materiales por la red fluvial y la subsiguiente construcción por esos mismos cursos fluviales de plataformas conglomeráticas alargadas, correspondientes a las **terrazas fluviales** y al **abanico aluvial de Riaza**, junto con la evolución de la propia dinámica fluvial, han dado lugar a una marcada **disimetría morfológica de los valles**, con una vertiente elevada y en talud (erosivo), y otra en suave pendiente o en replanos escalonados construidos por los respectivos cursos fluviales.

En el segundo sector (Páramos, Vertientes y Piedemonte tipo Rampa) domina un **relieve de tipo estructural** bien caracterizado, donde además, la red fluvial presenta un marcado encajamiento, en clara **sobreimposición**, sobre los sedimentos mesozoicos y terciarios.

### 3.3.1. Estudio morfoestructural

Se realiza en este apartado un análisis y descripción de los conjuntos y formas del relieve, teniendo en cuenta en primer lugar, la influencia que tiene tanto la naturaleza litológica como la disposición de los materiales y, en segundo lugar, la acción de los agentes externos sobre dichos materiales. La interacción de este conjunto de factores, es lo que define y construye el paisaje.

Esta Hoja desde un punto de vista morfoestructural forma parte de dos grandes Conjuntos geomorfológicos de primer orden: La Cuenca del Duero y la Cordillera Ibérica. Descendiendo en la clasificación del relieve podemos establecer tres **Unidades GEOMORFOLÓGICAS**.

**Unidad con estructura de plegamiento**, que abarca los materiales paleozoicos y sobre todo mesozoicos tanto del borde propiamente dicho de la Cordillera Ibérica, como los exhumados con posterioridad al depósito del Neógeno.

**Unidad estructural tabular acinal**, que corresponde prácticamente a la mitad nororiental de la Hoja y conforman el interfluvio Duero-Riaza-(Aguisejo), se desarrolla fundamentalmente sobre los materiales alternantes detrítico-carbonatados del relleno "interior" Neógeno, como sobre los conglomerados cementados y calcretas del borde suroriental de la Cuenca.

**Unidad de campiñas de Campo de San Pedro-Ayllón**, en la mitad suroccidental de la Hoja, es una Unidad dominada por altiplanicies aluviales determinada por la morfogénesis fluvial, construida sobre los materiales detríticos Neógenos no consolidados provenientes del borde suroriental de la Cuenca, correspondiente en este caso a la Sierra de Ayllón (S. Central), donde la morfogénesis fluvial ha dejado su impronta en forma de replanos escalonados.

En la primera de las Unidades definidas, el relieve se elabora a partir de un **arrasamiento policíclico** o **pediment** en rampa enraizado en las estribaciones septentrionales de la Sierra de Pela y que enlazarían con los sediplanos de la cuenca.

Este pediment está construido sobre los materiales paleozoicos y mesozoicos de la periferia montañosa, cuyos restos más antiguos son **relieves residuales** aislados tipo **inselbergs**: El vértice del cerro Matilla (1.242m.) sobre materiales cuarcíticos paleozoicos y el vértice de La Cuesta del Gallo (1.235m.), sobre calizas del Cretácico superior. Gran parte de este pediment corresponde a la **Superficie de Erosión Fundamental** de edad Turolense-Pliocena.

La morfogénesis fluvial cuaternaria (s.l.) al incidir y erosionar directamente sobre el conjunto paleozoico-mesozoico plegado y biselado en pediment, como sobre el relleno neógeno llegando a dejar al descubierto el sustrato mesozoico, dan lugar a un relieve estructural de plegamiento originándose como formas más características **relieves en cuestras** inclinadas hacia el NNE y NO, y anticlinales dando relieves conformes o **monts**, y como formas subordinadas escarpes estructurales, crestas y resaltes de distinta magnitud.

La **red fluvial** en ésta Unidad, en su mayor parte **sobreimpuesta**, en unos casos se "adapta" al relieve en cuesta que se va perfilando, en función tanto de la disposición de los estratos como de la diferente competencia del sustrato, dando lugar a un **drenaje paralelo subsecuente**; mien-

tras que en otros, en claros ejemplos de **epigénesis** los corta transversalmente, originando espectaculares **cluses**, y profundas (40-70m.), escarpadas y en algunos casos angostas **hoces** y **cañones** de origen fluvio-cárstico.

La segunda Unidad Geomorfológica muestra un **relieve estructural tabular acinal**, y por tanto más uniforme en cuanto a formas, dominando mayoritariamente los **páramos (mesas)**, **hombrecillos** y **replanos estructurales** horizontales de distinto rango, escalonados a lo largo de las vertientes.

Entre los elementos que conforman el **relieve estructural**, predominan las formas planas, con un nivel principal de **“páramos”** de referencia, y otros dos con menor desarrollo, al menos en ésta Hoja. Aparecen por un lado los aplanamientos culminantes, construidos sobre las Calizas Superiores, asociadas por tanto a la etapa final de construcción del piedemonte neógeno. Estos páramos calcáreos ocupan las posiciones topográficas más altas de los respectivos interfluvios, con cotas que van disminuyendo suavemente de Este a Oeste (1.082m. al SO de la localidad de Morcuera, y 1.050 al E de Maderuelo).

Los siguientes elementos vienen definidos por el nivel de Calizas Inferiores, y un nivel de calizas intermedias, que conforman altiplanicies, siempre por debajo del páramo superior, a diferentes cotas según el desarrollo de los dos niveles considerados, con cotas para el páramo inferior, entre 990-940m., y de 960m para el cuadrante NE y la esquina NO de la hoja respectivamente. El nivel de calizas intermedias origina páramos a cotas 990-980m. en la margen derecha del Riaza desde la localidad de Languilla hasta Maderuelo.

Los diferentes niveles de páramos, aparecen flanqueados por desniveles más o menos escarpados.

Además de estos elementos de referencia destacados, existen además otros niveles también competentes (conglomerados cementados, calcretas, calizas...) aunque de menor entidad y/o continuidad intercalados en la serie y que aportan multitud de pequeñas formas derivadas: Hombreras, cornisas, replanos, cerros testigo...

La red fluvial establecida sobre esta Unidad muestra un modelo de **drenaje dendrítico** bien jerarquizado, bastante denso e incidido en el sector NO, y mas abierta, por estar menos incidido para el páramo alto de Ayllón (páramo de Castillejo de Robledo).

Se trata al igual que en la Unidad anterior de un **drenaje sobreimpuesto** de tipo insecuente, acorde tanto con la disposición estructural, como con la homogeneidad litológica del sustrato sobre el que se inició la **epigénesis**.

La tercera Unidad o Unidad de campiñas, corresponde a un paisaje de llanuras alomadas que se prolonga hacia el O, en la Hoja de Maderuelo (403), con las campiñas de Campo de San Pedro y de Boceguillas. Se desarrolla entre el pie de la Sierra y tiene como límite occidental la Unidad estructural tabular. Como es lógico no se trata de un límite neto, puesto que está condicionado por la composición y extensión de los diferentes litosomas de ambas Unidades, aunque en éste caso, se puede concretar bastante.

En la Hoja, el límite aparece bastante definido tomando como referencia los ríos Villacortilla-Aguisejo, empezando a desdibujarse al O de Languilla después de la confluencia de éste último con el Riaza, puesto que a lo largo de la margen izquierda del Riaza, y en ambos márgenes, en las zonas cercanas a la confluencia de los sucesivos colectores secundarios empiezan a aflorar resaltes y replanos correspondientes a los páramos inferior e intermedio de la zona de Maderuelo.

La morfología de campinas en este caso, es debida a la actuación de los importantes procesos erosivos Cuaternarios que ha ejercido la acción fluvial, actuando sobre un sustrato de **materiales detríticos** neógenos **subhorizontales**, constituidos por conglomerados (brechas) arenas y limos arcillosos, bastante **homogéneos** y **deleznales** por ausencia de cementaciones.

La campiña se caracteriza además, por la presencia de **interfluvios** muy **suaves**, y **valles de fondo plano** con **vertientes** muy amplias **disimétricas**, que van perdiendo cota progresivamente, tanto unos como otros hacia el SO.

Entre los elementos que conforman esta Unidad, destacan las formas planas representadas por las **terrazas** de los principales cursos y por el **sediaplano del abanico** pleistoceno de Riaza. Los depósitos de estas formas dan lugar a plataformas conglomeráticas de poco espesor ( $\leq 2\text{m}$ .), que se presentan casi exclusivamente en la margen izquierda de los cursos fluviales, dando un carácter asimétrico a sus valles. Estos depósitos de terrazas muestran un desarrollo longitudinal bastante continuo, relativa estrechez y bastante paralelismo al trazado fluvial y con desniveles moderados entre ellas.

El desmantelamiento de estos depósitos por la propia evolución de la dinámica fluvial de la red de drenaje, da lugar a un paisaje de transición entre un **relieve invertido**, donde los retazos de terrazas ocupa altiplanicies flanqueadas por desniveles escarpados en las vertientes erosivas (margenes derechas), y un territorio suavemente alomado, construído sobre los sedimentos fácilmente erosionables del relleno neógeno.

La **red principal de drenaje** impuesta sobre esta Unidad, muestra una configuración **arborescente simple**, organizada en torno al río Riaza como colector principal, máxime si se considera el trazado del resto de la cuenca del Riaza en la Hoja de Maderuelo.

Sobre las **vertientes** de los valles, la red de drenaje secundaria adopta distintos modelos; sobre las **laderas occidentales** más uniformes topográficamente, escalonadas en replanos sucesivos, o suavemente tendidas modeladas en glacis, **la red secundaria** adopta un modelo con cierta **tendencia a paralelo** bastante abierto.

Las **laderas orientales**, con mayor pendiente y perfil cóncavo, muestra una **red secundaria densa de corto recorrido**, con disposición **marcadamente paralelo (drenaje pinnado)** articulada normalmente en dos tramos: muy incidida y acaravada en la parte alta, y moderadamente incidida en el tramo inferior.

Esta peculiar disposición del drenaje sobre las vertientes de los distintos valles, se repite de forma sistemáticamente en la Unidad de campiña, reforzando la **disimetría de dichos valles**.

### 3.3.2. Estudio del modelado y formaciones superficiales

Conocidas por una parte las diferentes **características litoestructurales** del sustrato geológico: conjunto de **materiales detríticos y carbonatados alternantes**, homogéneos a nivel de capa, pero que en conjunto dan lugar a una neta erosión diferencial, resaltándose los niveles más competentes y/o cementados **con disposiciones estructurales subhorizontales y/o plegados**, y en otros casos **materiales detríticos subhorizontales**, bastante **homogéneos** y **deleznables**, según las Unidades morfoestructurales definidas anteriormente, y por otra, el principal agente que ha condicionado el modelado: **la morfogénesis fluvial**, se describen a continuación, las diferentes morfologías (formas) tanto de erosión como de acumulación, derivadas de la actuación de los agentes externos.

En este sentido y tal como ya se estableció anteriormente, en las dos Unidades de marcado carácter estructural, como es de esperar, son las formas estructurales las que tienen mayor significado y desarrollo ocupando casi 2/3 de la superficie de la Hoja.

De igual manera, en la Unidad de Campiña, son extensivas y casi exclusivas las formas de origen fluvial, con llanuras aluviales, abanicos y terrazas.

Otras formas con génesis diferentes son superficies, glacis, coluviones, lapiaces Kársticos..., todas ellas completan el conjunto de formas presentes en la Hoja, que se describirán a continuación agrupadas según el proceso generador.

#### *Formas estructurales*

Las formas estructurales son las más significativas en la mitad oriental y en el tercio noroccidental de la Hoja. En la Unidad estructural tabular, las formas estructurales confieren a los interfluvios una morfología de **replanos escalonados** y **resaltes en graderío** sobre las vertientes. Este tipo de relieve estructural se debe a la erosión diferencial entre capas resistentes (calizas y caliches, conglomerados y areniscas cementadas) y arcillas y limos poco consolidados.

Los **replanos estructurales** son subhorizontales, al estar contruidos sobre capas con esa misma disposición, presentando un excelente desarrollo. En el tercio septentrional de la Hoja están contruidos a expensas de al menos tres elementos litoestratigráficos principales de referencia; las "calizas superiores" conforman la superficie estructural con retoques erosivos del denominado **páramo superior**, como el extenso páramo del Alto de Ayllón (Castillejo de Robledo) en el sector NO, con cotas entre 1.070 y 1.050m., el páramo de Morcuera (1.082-1.064m.) con sus digitaciones degradadas: Llanos (1.043m.) y Loma de la Moratilla (1.064-1.040m) en el sector NE, y entre ambos sectores, los páramos de Monte Santuy (1.030-1.020m.) y Torremocha de Ayllón (1.038-1.020m.) más degradados que los anteriores, pero con **cerros testigo** del nivel de referencia superior. "Las calizas inferiores" e "intermedias" definen replanos de dimensiones bastantes discretas en el sector NE, no así al este de Maderuelo, donde las "calizas intermedias" conforman un páramo intermedio a 990-980m de cota.

La esquina NE corresponde a un replano prolongación del páramo inferior de Atauta (Hoja de San Esteban de Gormaz, 376). Tanto los cursos del río Pedro como los de los arroyos del Monte y del Prado, se encajan en forma de moderados **cañones** sobre las "calizas inferiores", quedando éstas colgadas formando **cornisas** y estrechos **replanos** (960-940m.) en las respectivas márgenes.

Las "calizas intermedias" y los niveles basales de las "calizas superiores" dan lugar también a **hombreras** y **cornisas** adosadas y escalonadas a media altura (entre 10-50 m.) por debajo del **páramo superior**. De igual modo también **cerros testigo**, como los que aparecen entre los páramos de Ayllón y de Morcuera (Valdegrandazo).

Los niveles de conglomerados cementados sobre todo de las facies marginales originan de igual modo significativos **replanos estructurales** con distintos desarrollos y a diferentes cotas, comprendidas entre 1.220-1.020m. Los replanos más representativos dado el carácter de los materiales que los conforman, se distribuyen mayoritariamente sobre la periferia de la Unidad estructural plegada: Al oeste y norte de Santibañez de Ayllón, al noroeste de Noviales, al este de Torraño, sobre los que se encaja en cañon el río Pedro, al igual que los arroyos de Pozo Moreno, del Prado y de Quintanasecas al suroeste y sureste de Torremocha

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

En la Unidad con estructura de plegamiento están caracterizados como es lógico gran parte de los elementos morfológico-estructurales propios de un **relieve estructural plegado**.

En éste caso, no hay elementos litoestratigráficos concretos de referencia, puesto que existen numerosos niveles competentes o de competencia contrastada, con mayor o menor desarrollo, intercalados estratigráficamente en la potente serie paleozoica-mesozoica, destacando a lo largo de ella: Las cuarcitas silúricas, los conglomerados basales y diversos niveles de areniscas y conglomerados del trias, el nivel de dolomías tableadas de Imón, y por último varios tramos calcáreo-dolomíticos del Cretácico superior, como son las Fms. Muñecas, Hontoria, y algunos niveles de la Fm. Burgo de Osma.

Exceptuando las cuarcitas, los otros niveles enumerados dan lugar a un conjunto significativo de formas complejas derivadas de un **relieve en cuestras** múltiple, constituidas por cuatro **frentes** con sus respectivos **valles ortoclineales** (subsecuentes) con disposición general ESE para girar en su extremo noroccidental adoptando una dirección NNE. Estos serían: La cuesta de Noviales, la del arroyo de Montejo, la de Liceras-Montejo-Cuevas de Ayllón, y por último la más septentrional, la cuesta del Gallo-Pedriz (Ligos).

Son cuestras en las que el **dorso o revés** no se corresponde con una superficie estructural, sino que se trata de una superficie erosiva, puesto que va recortando sucesivos estratos, al ser el buzamiento de los mismos, mayor que la pendiente topográfica, apareciendo en el caso del dorso de la cuesta de Noviales recubierto este por diferentes depósitos relacionados con la evolución de las vertientes.

En las respectivas cuestas aparecen diferentes formas, entre ellas **crestas** u *hog-back* con **chevróns** y **barras** de menor escala (al este de Ligos). Tanto a lo largo del **frente** de la cuesta del arroyo de Montejo como del de Liceras, las **crestas** originan **escarpes** en **cornisas** acentuadas y otros niveles menos potentes de que dan **resaltes** menores continuos a lo largo del frente.

Sobre el **dorso** de las cuestas, la incisión de la red secundaria,  **cursos cataclinales** (consecuentes) es en general moderada. Sin embargo, en la cuesta de Noviales, y al noroeste de dicha localidad, la escorrentía ha progresado vigorosamente, y del mismo modo el retroceso en cabecera, dando lugar a **valles transversales cataclinales (consecuentes)** con sus respectivas **cluses** que cortan la cuesta.

En el **frente** de las cuestas la red **anaclinal** (obsecuente), densa y de corto recorrido presenta un grado de incisión medio-alto según el sustrato, originándose cárcavas y cabeceras de cárcavas en los limos arcillosos y areniscas pérmicas de Noviales o sobre las arenas y arcillas de Utrillas en la cuesta del Gallo y Pedriza.

La antecendencia de la red principal con respecto a este relieve en cuestas se pone de manifiesto por las cluses, en algunos casos auténticas hoces originadas por el río Pedro al cortar las cuestas de Noviales, Cuevas de Ayllón y la de Pedriza; o la de Liceras por el arroyo de Pozo Moreno.

Otra de las formas más genuinas de un relieve estructural plegado, corresponde al **relieve anticlinal conforme** que sobre calizas cretácicas, aparece exhumado al este de Torremocha de Ayllón. Discreto en cuanto a sus dimensiones, pero con fuerte expresividad morfológica al estar cortado por el arroyo del Prado mediante una espectacular **cluse de epigénesis**.

Por último, el **escarpe de falla** con expresión morfológica, aunque de pequeña entidad se ha señalado en la esquina SE de la Hoja, sobre materiales de la serie pérmica; al aflorar en el frente de la cuesta de Noviales queda algo enmascarado, pero es perfectamente apreciable tanto en foto aérea como en el campo por el contraste litológico que origina el escarpe debido al salto.

**Los escarpes estructurales**, en este caso restringiéndolos a los relieves tabulares, son todos aquellos que limitan los replanos mayores, aunque al ser los estratos terciarios poco potentes, los desniveles que se generan son discretos (10-40 m.). Los **resaltes de capas duras** se deben mayoritariamente a los niveles más compactos, cuya presencia origina en las laderas de las "mesas" de páramos **perfiles en graderío** de pequeña entidad. Su cartografía en el mapa refuerza la visualización de la estructura del sustrato en los diferentes casos, constituida por capas horizontales o inclinadas a causa de estructuras de plegamiento simple.

### *Formas fluviales*

Como ya se ha mencionado, las **terrazas fluviales** son formas acumulativas con amplia representación en la Unidad de campiñas, en relación con el río Riaza y su red de afluentes. En la Unidad estructural tabular y, con otro orden de magnitud, aparecen las terrazas del río Pedro.

Las **terrazas** representan las diferentes épocas de estabilidad entre sucesivas etapas de encajamiento fluvial, constituyendo su análisis, uno de los métodos imprescindibles para reconstruir la evolución cuaternaria de los valles.

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).

En la Unidad de campiñas todos los ríos y arroyos importantes en su proceso de encajamiento, han dejado una serie de niveles de **terrazas escalonadas colgadas** y/o **solapadas** (algunas **complejas**) en su margen dcha., por lo que los cauces se habrían ido desplazando hacia el E-NE, dando lugar a una vertiente bastante escarpada (escarpe vivo) en la margen contraria (izquierda) con desniveles del orden de 20-60 m. y pendientes que pueden superar el 30 %.

	AGUISEJO	RIAZA		RIAGUAS	
<b>T. ALTAS</b>	cota 1.031m. b + (65-60)m.	Abanico de Rianza		b1 +(65-60)m. b2 +55m.	<b>T. ALTAS</b>
	cota 1.020m. c + (43-38)m.	cota 1.020 +35	Corral +70	c +(45-35)m.	
	d1 +(25-23)m. d2 +(22-20)m.	d1 +23 d2 +20	d +40	d1 +30m. d2 +25m.	
<b>T. MEDIAS</b>	e	e +17	+31	e +(20-10)m	<b>T. MEDIAS</b>
	f	f +13	+25	f	
	g +17	g +11	+20	g	
<b>T. BAJAS</b>	h +7	h +(9-5)	+12	h +(8-5)m.	<b>T. BAJAS</b>
	i +5	i +3	+5	i	

Niveles de terrazas en la Hoja de Ayllón

Las cotas absolutas de las respectivas terrazas se han obtenido en los siguientes perfiles: Para el río Aguijesejo se ha realizado el perfil vértice de Monte-Ayllón; en el río Riaguas, se ha realizado el perfil al Oeste de Riaguas de San Bartolomé, y por último, en el Rianza se han medido cotas en dos perfiles, el de Saldaña-Corral de Ayllón y en su confluencia con el Aguijesejo, desde Languilla-“Las Lomas”.

A partir del análisis tanto de la disposición y evolución de los diferentes sistemas de terrazas, como de las cotas absolutas (de los niveles altos) de las mismas, se alcanzan una serie de conclusiones que marcan las condiciones iniciales determinantes para la subsiguiente evolución de la red fluvial en este sector:

- El río Riaza tiene su origen a partir del encajamiento del abanico aluvial homónimo, según confirman las cartografías conjuntas de ésta Hoja y de la de Riaza (432) y además, el sediaplano de dicho abanico se prolonga desde el ápice hasta Corral de Ayllón (pie del abanico) perfectamente conservado donde presenta una cota de 1.020m.; la primera terraza que encontramos corresponde a la terraza de "Los Llanos" donde se emplaza el aeródromo. Se trata de una terraza compleja que se desdobra en tres escalonamientos con cotas absolutas comprendidas entre  $\leq 1.010$  y  $\geq 990$ m.
- Teniendo en cuenta que la cota mínima del páramo superior en el sector de Mazagatos-Maderuelo oscila entre 1.060-1.050, es evidente que el pie del abanico está por debajo de esa cota, lo que conlleva a considerar que dicho abanico se depositó en un sector bastante erosionado con respecto al techo del piedemonte (páramo superior). Por tanto, el abanico de Riaza es posterior al inicio del exorreísmo y vaciado de la cuenca.
- La pregunta siguiente es obvia: ¿Que sistema fluvial fué el que inició el encajamiento causante de ese importante vaciado erosivo?. La respuesta es inmediata : Al Este, el río Agujejo a la altura de Corral de Ayllón presenta ya terrazas a cotas más altas (1.030m.) que el propio abanico, luego dicho río ya existía como forma definida y jerarquizada, previa a la formación del abanico, y fué el causante del vaciado erosivo de este sector, al oeste de los páramos.
- En el sector occidental la inexistencia de datos (no se han diferenciado) en la Hoja de Maderuelo (403) acerca del sistema fluvial del río Riaguas, nos limita las conclusiones ya que en Ayllón sólo aparecen representados los últimos kms. antes de su desembocadura en el actual Riaza pero, puesto que en esta Hoja se ha identificado un sistema de terrazas escalonadas, a cotas de hasta 1.000m. entre Riaguas y Campo de San Pedro, podemos asegurar que dicho río ya existía como tal, previo o al menos coetáneo con el abanico, siendo el responsable de la erosión del sector occidental de la Hoja.

De acuerdo con los datos anteriormente expuestos, el curso fluvial y las terrazas más antiguas (**b** +60-65; **c** +43-38) pertenecen al sistema Agujejo quedando conservadas al SSE de Ayllón, en el interfluvio con el Riaza, en los parajes "Monte" y "El Campillo". A partir del siguiente nivel (**d** +25-20), el sistema de terrazas es equivalente (coetáneo) con el de los otros sistemas fluviales, puesto que en las zonas próximas a las confluencias, los respectivos replanos de un nivel determinado deben tener similar cota absoluta, puesto que las respectivas antiguas llanuras aluviales confluían en una sola, y por tanto a cota única.

La potencia de las terrazas normalmente oscila entre los 1,5-2m.; 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, salvo los de las bajas, están degradados y regularizados,

apareciendo recubiertos de canturreal, sin que pueda observarse el sustrato terciario.

La morfogénesis impuesta por los arroyos principales, en gran parte autóctonos de la Cuenca corresponde a terrazas modeladas en pendiente, enlazando en ocasiones con verdaderos replanos fluviales. 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** correspondiente a los cursos fluviales principales, se sitúa a unos 0,5-1 metro por encima del cauce activo (canal de aguas altas); aparece delimitada de éste por el pequeño escarpe que suele aparecer en las riberas, conformado una amplia **vega** con anchuras comprendidas entre 1 y 2 km.

Las **llanuras aluviales** son los depósitos fluviales más recientes de los cursos mayores, Aguijejo, Riaza, Riaguas y arroyos de los Arenales. Presentan 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.

El cauce activo de estos cursos, representado por **barras** de gravas y arenas aparece en general bien delimitado por sus márgenes, que están encajados 0,5-1,5 metros en la llanura de inundación, sobre la que divagan con una sinuosidad media.

Como **fondos de valle** se incluyen todos aquellos depósitos que tapizan la parte más baja (el fondo) de los valles y barrancos de la red secundaria. Su génesis puede ser puramente fluvial como en el caso de el río Pedro y el arroyo del Prado, pero más frecuentemente es mixta, con aportes de materiales generados en las vertientes (soliflucción). Algunos de estos depósitos quedan colgados (Ayo. del Barranco, al NE de Torraño), lo que indicarían una relativa antigüedad para los mismos, y en todo caso, un cambio en las condiciones de equilibrio del perfil longitudinal, con retroceso (incisión) hacia cabecera.

Sobre las llanuras aluviales y/o fondos de valle, y excepcionalmente sobre terrazas, emplazados en la desembocadura de cursos de menor orden, 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 más representativos aparecen sobre las llanuras aluviales del tramo medio-bajo del Aguijejo y del Riaza, aguas abajo de su confluencia. Buenos ejemplos de conos aluviales aparecen a lo largo del río Pedro y de los arroyos del Monte y del Prado, a la salida de los cortos arroyos que drenan las escarpadas vertientes de los páramos; formando un tapiz continuo por coalescencia de pequeños conos al pie del escarpe de la margen derecha del arroyo de Villacortilla (centro-sur de la Hoja).

Las formas denudativas adquieren gran importancia en todas las unidades de la Hoja.

Las **cárcavas** con numerosos **bad-lands** en cuchillo son formas que con diferente desarrollo están bien presentes tanto en la Unidad de Campiñas sobre materiales detríticos miocenos, en la Unidad de las Cuestas, sobre los materiales pérmicos. Los arcavamientos aparecen en la parte

alta de las vertientes como consecuencia de la concentración de la **incisión lineal** por barrancos y regueros sobre materiales deleznable, principalmente en aquellas laderas y/o escarpes activos de los valles.

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

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 materiales carbonatados, tanto mesozoicos como terciarios. El río Pedro aguas abajo de Cuevas de Ayllón, y los arroyos de Pozo Moreno (del Monte) y del Prado discurren en gran parte de su recorrido como cañones encajados sobre calizas y dolomías jurásicas y cretácicas, conglomerados calcáreos cementados terciarios, y por último, en su tramo inferior, sobre el paquete de calizas correspondiente al páramo inferior. Destacan las espectaculares hoces originadas al atravesar las calizas mesozoicas los diferentes cursos fluviales, cresta de Pedriza, ermita y molino de Torraño, La Muela y el anticlinal de Torremocha respectivamente.

Puntualmente se han reconocido fenómenos de **"piping"** de pequeñas dimensiones en afloramientos limoso-conglomeráticos al ENE de Ribota en el escarpe del arroyo Llano, junto a la cra. de Valvieja. Estos procesos son típicos de sustratos o suelos arcilloso, en los que varía mucho su volumen en función de la cantidad de agua retenida. De este modo tras sequías prolongadas los suelos se resquebrajan con facilidad dando lugar a las conocidas grietas de desecación. Cuando llueve el agua circula con gran facilidad a través de dichas grietas, agrandándolas por erosión en su parte inferior, mientras que en superficie a medida que la arcilla se va empapando, aumenta su volumen, cerrándose y dando lugar a una serie de conductos tubulares subterráneos o **"pipes"**.

Se ha identificado dos procesos de **captura** en la red fluvial secundaria, una de ellas, quizá la más dudosa, se localiza próxima al borde centro-septentrional de la Hoja, en el arroyo de la Hontanilla aguas arriba del pueblo de Fuentecambrón (Hoja de San Esteban de Gormaz, 376). Los dos arroyos corrían paralelos y muy próximos, habiendo tenido lugar la captura por erosión lateral de un tramo limoso, al desaparecer los niveles competentes correspondientes a las calizas del páramo superior, quedando éstas aisladas a modo de cerro testigo alargado; conservándose el suave collado en la zona de captura, y los depósitos de fondo de valle colgados correspondientes al valle "muerto", aguas abajo del punto de captura.

La otra captura ha tenido lugar al sur de Corral de Ayllón; el arroyo de Valsahuero, afluente por la dcha. del Rianza y que tiene su cabecera en el propio sediplano del abanico de Rianza, ha sido capturado muy cerca de su cabecera por un afluente secundario del arroyo Del Corral. El estrecho interfluvio, culminado por los conglomerados del abanico, que los separaba ha sido rápidamente erosionado, debido por una parte a la poca competencia del sustrato litológico, y sobre todo, a la diferencia de cotas de los respectivos perfiles cercana a los 20 m. El afluente del arroyo del Corral, con nivel de base más bajo, y perfil con fuerte pendiente sobre la escarpada vertiente oriental (escarpe vivo), ha incidido perpendicularmente sobre ella con el fin de suavizar su perfil, originando un rápido retroceso en cabecera que ha sobrepasado la divisoria de aguas de los dos cursos, quedando capturada y decapitada la cabecera del arroyo de Valsahuero. Quedan

como evidencias de la captura un magnífico "codo de captura", y el tramo de valle seco, colgado hacia el "codo" correspondiente a la actual cabecera del arroyo Valsahuero.

En el arroyo de Pozo Moreno, al poco de encajarse en las calizas y dolomías del Lías al ONO de Licerias, muestra un **meandro encajado abandonado** debido a un proceso de "captura" por **estrangulamiento** del mismo.

En el mapa geomorfológico, se han dibujado algunas de las líneas **divisorias de aguas**, tanto en los interfluvios principales como en algunos secundarios, con el fin de hacer más patente y resaltar la asimetría de las laderas de los valles, o para señalarlas en los grandes interfluvios de morfología plana (Aguisejo-Pedro).

### *Formas poligénicas*

Pertencen a este grupo todas aquellas formas en cuya génesis ha intervenido más de un proceso. En la Hoja, éstas formas están representadas por diferentes sediplanos correspondientes al techo del piedemonte (Rañas), **glacis** y superficies de erosión con 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 forma de afloramientos aislados, los depósitos próximos sobre los materiales del borde mesozoico al O y ONO de Licerias. Los depósitos distales aparecen sobre el páramo Alto de Ayllón, localizándose en el sector centro-meridional de la Hoja, fosilizando la superficie de erosión desarrollada sobre las calizas del páramo superior.

De acuerdo con MARTÍN-SERRANO (1988a y b, 1991), hay que admitir un cierto desfase o progresión de esta gliptogénesis fluvial, incluso a nivel cuencal, lo que determinaría un heterocronismo de las rañas y de las terrazas altas de los principales ríos. La confirmación de estas aseveraciones la tenemos en esta misma Hoja, primero con respecto a la ubicación y por tanto el significado morfológico de las "rañas", y en segundo lugar, respecto a los diferentes sistemas de terrazas fluviales tanto en edad como en posición morfológica respecto a las rañas.

En este sentido, la **raña** de Licerias-Alto de Ayllón representa el último episodio en la elaboración del piedemonte atribuyéndola una edad Mioceno sup.-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 Aguisejo y Pedro.

Por el contrario, el sediplano del **abanico de Rianza**, considerando como "Raña" por diferentes autores, muy probablemente por desconocer las relaciones con respecto a elementos morfológicos clave de referencia (MOLINA y ARMENTEROS, op. cit.; PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989; MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, op.cit.; HERNÁIZ et al.; 1995 in litt.), como se ha manifestado anteriormente, aparece ya "encajado" respecto a dicho techo del piedemonte e incluso con respecto a las terrazas de los cursos más antiguos. Por tanto este **abanico cuarcítico** (de "raña") **de Rianza** es claramente pos-

terior a la **raña de Licerias-Ayllón** y a las **terrazas altas** del Aguijejo, asignándole una edad Pleistoceno inferior.

El depósito conglomerático del sediplano presenta una coloración **“ocre”** que destaca nítidamente del sustrato rojo mioceno (cra. de Pajares), mientras que en las cárcavas de Los Terronales (al SO de Fresno de Cantespino), no sólo el depósito es **“ocre”**, sino que se observa una **“alteración ocre”** que penetra de 3 a 5m., decolorando los sedimentos miocenos rojos.

El **ápice** del abanico cuarcítico que conforma el sediplano de Riaza alcanza cotas cercanas a los 1.300m., situándose próximo a la localidad de Riofrio de Riaza (Hoja 432, Riaza), descendiendo suavemente y extendiéndose hacia el norte hasta Corral de Ayllón, quedando a cotas de 1.020m erosionado (colgado).por la terraza más alta del Riaza.

Ocupando los **interfluvios** de la red secundaria situados al este del Riaza y al sur de la localidad de Ribota, se han diferenciado unos **replanos erosivos** (1.120-1.060m.) sobre un sustrato constituido por depósitos miocenos rojizos, mayoritariamente conglomeráticos, correspondientes a los abanicos de borde de cuenca. Los interfluvios presentan una forma suavemente convexa, estando recubiertos por un canturreal de cuarcitas y cuarzos subangulosos de carácter residual, presentando el **regolito** del sustrato una **alteración “ocre”** similar a la que muestra el sediplano de Riaza, por lo que los consideramos coetáneos.

Respecto a los **glacis** se han diferenciado dos generaciones; el más antiguo, se presenta incidido y colgado respecto a la red fluvial; localizándose en la esquina SE de la Hoja. El otro **glacis**, más moderno, presenta diferentes ubicaciones, enlazando en general con la red fluvial.

La **Superficie de erosión Fundamental** se desarrolla en esta Hoja no sólo sobre las calizas superiores de los páramos del Alto de Ayllón y de Morcuera, sino también biselando el borde mesozoico, estando en general bien conservada.

Corresponde por tanto a la superficie (**S<sub>2</sub>**) 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 en detalle y sobre el páramo de Ayllón, es claro que la superficie presenta un gradiente hacia el N y NO cortando diferentes niveles de calizas del páramo superior. Los estratos de calizas más altos se presentan intensamente **karstificados**, dando mogotes residuales y cavidades verticales irregulares, incluso grandes bolsones de hasta 3 m. de profundidad, rellenos y recubiertos por **terra rossa** y detriticos con gravas cuarcíticas y limos-arcillosos rojos.

Esta superficie por los rasgos morfológicos y mineralógicos 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, la **Superficie de Erosión** se presenta al N y NO de la cresta de Licerias-Montejo como un extenso arrasamiento sobre dolomias y carniolas jurásicas, prolongándose hacia el E, en la contigua Hoja de Berlanga de Duero (ARMENTEROS, 1991). Adopta forma de **“embayment”** flanqueado por tenues relieves residuales constituidos por las crestas de las cues-

tas del arroyo de Montejo (F. Bunt) y de La Cuesta del Gallo (calizas del cretácico sup.).

Presentan gradientes que oscilan entre el 1,3% hacia el N y el general, hacia el NO con una pendiente aprox. del 2%, ocupando posiciones topográficas que abarcan desde los 1.240m. en el sector meridional, donde queda actualmente colgada, hasta los 1.110m. en su extremo septentrional, donde aparece fosilizada por depósitos detríticos rojos y/o conglomeráticos cuarcíticos de la **raña** de Licerias (vértice de Mayabril, vértice de El Corral de la Mata, ...), que se prolongarían hasta el páramo alto de Ayllón. El final de la elaboración de esta **Superficie** por tanto, debe corresponder al Turolense-Plioceno.

Por otra parte, al oeste del Corral de la Mata, el fuerte encajamiento del arroyo de Pozo Moreno ha dejado al descubierto por exhumación, una superficie de erosión que bisela las calizas tableadas plegadas jurásicas de la Fm. Cuevas Labradas. Esta superficie está fosilizada por conglomerados calcáreos cementados que corresponden a las facies proximales del tramo detrítico interpáramos, consideramos que se trata de la **Superficie intramiocena (S<sub>1</sub>)**, 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., op. cit.) , por lo que el periodo de elaboración final de dicha superficie debe situarse aproximadamente en el Vallesense med-sup.

#### *Formas de laderas*

Se han considerado aquí, los **coluviones** originados por la acción individual o conjunta de la gravedad, soliflucción y arroyada laminar en las **vertientes regularizadas**, 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 (terciarios) en Aldealengua de Sta. Maria, o silíceos:areniscas y cuarcitas angulosas en las laderas del inserberg Matilla, bien redondeados heredados del terciario (vértice de Valdeteresa), de la raña de Licerias o de los conglomerados "basales" del Bunt.

Mención a parte, aunque con escasa representación son los taludes de gelifracción (**talus slope**) conocidos como **canchales** o **pedrizas** Se originan preferentemente en vertientes que culminan con una cornisa acantilada calcáreo-dolomíticas cretácicas o jurásicas, 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. El más representativo aparece en la vertiente meridional de la cresta de ¡Pedriza!.

Los clastos son angulosos, de tamaño variable y usualmente desprovistos de finos en superficie (textura *openwork*), en profundidad y sobre todo en la parte baja, se enriquecen en arcillas y/o margas. Los clastos se movilizan a lo largo del talud en ciclos de hielo-deshielo mediante soliflucción o *frost creep*.

Se han identificado puntualmente **fenómenos gravitacionales** consistentes en **desprendimiento de bloques**, en general de pequeña entidad, por lo que no se han señalado en la cartografía. Los desprendimientos tienen lugar por descalce (zapa) de las cornisas y resaltes de niveles competen-

tes de distintas litologías. Citaremos a modo de ejemplo los que aparecen en las crestas y cornisas de calizas cretácicas en Pedriza, Molino de Torraño (río Pedro) y hoz del anticlinal de Torremocha; sobre areniscas del Bunt, los que aparecen a lo largo del frente de la cuesta del ayo. de Montejo, sobre todo al SE de Cuevas de Ayllón o cerca de la cra de Montejo de Tiermes-Rebollosa de Pedro; en calizas terciarias del páramo inferior correspondientes a las cornisas del ayo. del Prado, en a la confluencia con el ayo. de Morcuera.

### *Formas kársticas*

Las formas exocársticas, si excluimos los valles (hoces y cañones) de origen fluviocárstico, se reducen en esta Hoja a algunas **dolinas**, concretamente cinco, a **pavimentos** con **lapiaces** moderadamente desarrollados y a pequeñas **microformas de tipo alveolar**.

Todas las dolinas aparecen emplazadas directamente sobre materiales detríticos terciarios, por lo que son evidencias de un **kárst cubierto** subyacente. Las cuatro de mayores dimensiones (hectométricas) son **dolinas de disolución-subsidencia** emplazadas sobre limos miocenos (terrazza alta del Rianza) al norte de Corral de Ayllón, o sobre la raña del Corral de la Mata, habiéndose desarrollado el kárst sobre calizas lacustres miocenas y dolomías o carniolas jurásicas respectivamente. Se presentan como depresiones de tendencia circular con poca profundidad y bordes muy suavizados (**dolinas en artesa**), cuyo fondo aparece ocupado por lagunas estacionales.

La otra dolina, emplazada en un campo de labor sobre limos carbonatados, se localiza a 1 km. aprox. al SSO de la localidad de Francos, es perfectamente circular y de modestas dimensiones (10m. de diametro x 5m de profundidad), correspondiendo a una **dolina de colapso** con escarpe vertical muy neto. El hundimiento tuvo lugar en el año 1997 originando cierta alarma y asombro entre los vecinos. Observando la cartografía geológica fácilmente se puede deducir que el nivel karstificado cooresponde al cretácico sup. fosilizado por los detríticos miocenos.

Los **pavimentos cársticos** se desarrollan en las calizas del cretácico superior, preferentemente sobre el dorso de la Cuesta del Gallo, 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** se dan en pavimentos en los que la disolución aprovecha una reticula 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 residuales (*terra rossa*) colonizadas por un tapiz herbáceo que resalta la superficie de los poligonos, en lo que se denomina como **enlosado almohadillado (rundkarren)**. Este 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 2cm. hasta superar el dm., alternando con simples **alveolos** con profundidad poco mayor que el diámetro. Los tubos cilindricos presentan direcciones múltiples, pero predominan las subverticales, siendo la densidad de los mismos bastante variable. Es significativa la alta densidad de oquedades tubulares subverticales finas, con-

centrados en "rodales" métricos, que aparece en determinados sectores de los pavimentos, aprovechando la estructura arborescente tubular original fosilizada de los *patches* de Rudistas.

Sobre las calizas del páramo superior (al N de Aldealengua de Sta. Maria, desviación a Fuentecambrón, etc.), donde se han roturado grandes extensiones, aparecen las calizas arrancadas con formas irregulares de contornos suavizados, surcadas de 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 dismantelamiento de dicha cobertera, tanto de modo natural como por la acción antrópica antes mencionada.

En algunas de las cornisas y resaltes verticales del frente de la cuesta del ayo de Montejo, originadas por las areniscas del Buntsandstein, aparecen de forma esporádica **superficies con alveolizaciones**, conocidas popularmente como "**nidos de abeja**". Son agrupaciones de pequeñas oquedades cm.-dm. superficiales, algunas veces interconectadas, que aparecen en superficies verticalizadas. Aunque es un forma típicamente originada por la **erosión eólica**, se menciona aquí porque la horadabilidad por desagregación granular está en este caso fuertemente condicionada por la **disolución** del cemento carbonatado de estas rocas, debido a la humedad del aire, más que por pura **deflacción**.

#### *Formas endorreicas*

Corresponden a pequeñas **lagunas** o encharcamientos de poca profundidad (menor de 1,5m.) y que con formas redondeadas u ovaladas (**labajos**). Son funcionales estacionalmente, desapareciendo en la época seca, en la que muestran un fondo de limos grises. Aparecen emplazadas sobre superficies planas de poca pendiente, en este caso las terrazas altas del Riaza y la raña de Licerias, aunque en el primer caso no están directamente sobre el propio depósito de la terraza, sino sobre el terciario limo-arcilloso subyacente. En otro contexto, su origen podría relacionarse con pequeñas cubetas erosivas causadas por deflacción eólica. Sin embargo, la existencia de niveles carbonatados subyacentes en todos los casos, sobre los que han actuado procesos de disolución por "karstificación", hace que nos decantemos, tal y como se ha considerado anteriormente por un origen Kárstico (dolinas de disolución y subsidencia) para estas depresiones.

### 3.4. EVOLUCION DINAMICA

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, en el entronque del Sistema Central (Macizo de Ayllón) con la Cordillera Ibérica (Sierra de Pela).

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 sediplano 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 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 los depósitos bajo un clima húmedo que favoreció el desarrollo sobre las calizas de procesos de alteración y de karstificación notables, simultáneamente en el borde y en la periferia montañosa tiene lugar el desarrollo de suelos rojos en una posible etapa biotóxica (ORDOÑEZ et al., op.cit.).

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, originaría el rápido desmantelamiento de los perfiles de alteración en los pediments y relieves circundantes (estribaciones de la Sierra de Pela y terminación nororiental de la Sierra de Ayllón) 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 (ORDOÑEZ 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, 1988a y b), 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 las aquí consideradas como tales (rañas de Licerías y del páramo Alto de Ayllón), pueden ser coetáneas con el proceso de captura, puesto que, de acuerdo

con MARTÍN-SERRANO: *-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 ésta 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 proceso 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 endorreico de la Cuenca del Duero dando comienzo su erosión y vaciado hacia el Atlántico a través de su arteria principal que le da nombre.

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 otros secundarios (Aguisejo y Riaguas) que discurrían con dirección NO hacia las zonas centrales (con nivel de base más bajo) de la Cuenca, por lo que con toda probabilidad, éste 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 éste 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, en el sector nororiental de la Hoja, en base a las características litológicas de las series mesozoica y neógena y de la disposición (estructura) de las mismas, exhumándose numerosos 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.

Sobre la unidad de campiñas con litologías blandas y homogéneas, la gliptogénesis fluvial asociada a los primeros cursos organizados (Aguisejo y Riaguas), en los momentos iniciales, erosionan profusamente ese sector de la Hoja. El Riaza, algo más moderno que los cursos anteriores, construye en primer lugar, sobre el pediment erosivo previamente originado, un depósito en forma de gran abanico aluvial, que enlazaría con las primeras terrazas del Aguisejo. El curso se jerarquiza rápidamente, encajándose en dicho abanico a la vez que evoluciona construyendo sus propias terrazas, siendo éstas ya, coetáneas con las de los otros cursos.

Los diferentes sistemas de terrazas fluviales conforman 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.

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.

### 3.5. MORFODINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURA

La Hoja de Ayllón 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 misma. De cara a un futuro próximo, no se prevén 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.

En los niveles de materiales más competentes (cementados), que forman cornisas y resaltes en las vertientes escarpadas, propias de éste tipo de relieve, son frecuentes la caída de bloques, debido a la inestabilidad de estas formas por zapamiento de su base o por desplome a favor de diaclasas.

La erosión lateral en los cauces de los cursos importantes, tiene lugar en la actualidad en zonas concretas y localizadas: El Aguijoso junto a las localidades de Ayllón, Mazagatos y Languilla, y el Riaza entre Ribota y Saldaña. En aquellos lugares donde existe riesgo de erosión importante sobre fincas, vías de comunicación y otros bienes, se han tomado medidas correctoras mediante la construcción de represas, gaviones y muros de mampostería.

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 la localidad de Alconadilla como la de Ayllón, podrían sufrir inundaciones en caso de precipitaciones intensas localizadas en las cabeceras de los abanicos.

## 4. HISTORIA GEOLÓGICA

Para establecer la Historia geológica de la Hoja de Ayllón, es necesario enmarcarla en su contexto regional, tanto estratigráfico como sedimentológico y tectónico. Por ello, y puesto que esta Hoja se encuentra situada sobre dos claros dominios, hay que referirse por un lado a la Cuenca terciaria del Duero, y por otro al borde de dicha Cuenca, definido por la terminación NO de la Cordillera Ibérica, representado por un zócalo y una cobertera mesozoica; sin olvidar su proximidad con la vertiente septentrional del Sistema Central. La evolución geológica por tanto, abarca dos Ciclos fundamentales: El Ciclo Hercínico y el Ciclo Alpino.

Los materiales aflorantes más antiguos corresponden al basamento hercínico de la Cordillera Ibérica y extremo NE del Sistema Central correspondientes, por facies, a la prolongación SE de la Zona Asturoccidental-Leonesa, aunque el resto del S. Central pertenece a la Zona Central Ibérica. Está representado por un conjunto continuo mayoritariamente detrítico, depositado en distintos sub-ambientes de plataforma siliciclástica con algún episodio carbonatado a techo, abarcando edades desde un Silúrico inf. (Llandovery) a un Devónico inf. (Siegeniense?).

En este intervalo se reconocen varios pulsos transgresivos-regresivos que comenzarían en este caso por depósitos arenosos sub a intermareales pasando a pizarras de plataforma abierta de baja energía o, a pizarras y arenas de plataforma más somera afectada por tormentas, y por último el paso a una plataforma carbonatada. Todos estos materiales junto con el resto de las series paleozoicas y precámbricas son incorporadas y estructuradas para dar lugar al orógeno hercínico.

La Orogenia Hercínica dio lugar a una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo acaecidos en el intervalo Devónico superior-Pérmico inferior. En la adyacente Hoja de Riaza se han deducido tres fases principales de deformación hercínica. La primera ( $D_1$ ) produjo, en un contexto compresivo con dirección NE-SO, grandes pliegues vergentes al E. El engrosamiento cortical originado dió lugar a un metamorfismo  $M_1$  de tipo barroviense, con gradientes de P/T intermedios.

La desestabilización de la cuña orogénica engrosada da lugar a la segunda Fase ( $D_2$ ), relacionada con el colapso extensional según dirección SE, perpendicular al del acortamiento. Esta Fase se caracteriza por una intensa deformación por cizalla simple, generándose grandes pliegues con esquistosidad de plano axial subhorizontal restringiéndose básicamente a la zona afectada por dicha cizalla. Según progresa el adelgazamiento se pasa a condiciones cada vez menos dúctiles, originándose accidentes sustractivos de bajo ángulo (*detachments*). Esta deformación  $D_2$  lleva asociado un segundo episodio metamórfico  $M_2$  con bajos gradientes de P/T.

La macroestructura hercínica de la zona se completa durante la Fase  $D_3$ , que produjo el plegamiento parcial, con vergencia hacia el O-SO de las estructuras anteriores y el desarrollo de una esquistosidad de crenulación localmente penetrativa.

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 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.

Los relieves originados en el Orogeno Hercínico, ya cratonizado, sufren un importante proceso de erosión a partir de la finalización de la misma, 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. (1988) estiman que un sistema principal de desgarres con dirección NO-SE, derivado de esta megacizalla, dan lugar en zonas transtensionales, cuencas normalmente asimétricas, donde se acumulan importantes espesores de sedimentos de abanicos aluviales, como las cuencas pérmicas presentes en la Hoja y en su entorno próximo, controladas por la falla de Somolinos.

La formación de las cuencas pérmicas y, sobre todo, la sedimentación triásica marcarían el inicio del Ciclo Alpino. El Pérmico está representado 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 Buntsandstein, 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 Surco Ibérico, que ha sido interpretado como una cuenca desarrollada durante el Mesozoico 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 lítricas.

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 similares a la facies Bunt.

El Buntsandstein es un conjunto conglomerático y arenoso y lutítico correspondiente a sistemas aluviales y fluviales que hacia techo evolucionan, ya dentro del Muschelkalk, a facies de llanuras fangosas, y facies de lagoon costero con influencias mareales. El Keuper presenta en la base niveles de conglomerados y areniscas originados por la reactivación de abanicos aluviales que hacia techo pasan 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 lítricas, 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*.

A partir del Sinemuriense y una vez colmatada la cuenca evaporítica, se inicia una etapa de estabilidad tectónica y la progresiva inundación de la cuenca, con el predominio de facies carbonatadas tableadas de la Fm Cuevas Labradas, depositadas bajo ambientes marinos someros, de tipo rampa. Las Fms. Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona, expansivas sobre las anteriores, representan primero la inundación de los ambientes marinos someros precedentes, y la

instalación de ambientes de plataforma pelágica para evolucionar hacia techo a ambientes submareales.

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 la hoja de Ayllón, 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 los procesos erosivos cretácicos, que no solo desmantelarían parte del registro sedimentario previo, sino que también daría lugar a una relativa peneplanización de la región, con un relieve suavemente elevado hacia el Oeste.

El comienzo de la subsiguiente fase de *posrift*, 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. Sobre la Fm Utrillas aparecen margocalizas, calizas arenosas y calcarenitas de plataforma interna somera y finalizan con las margas de Picofrentes, interpretadas como facies marinas profundas de plataforma interna abierta, depositadas en el Surco Ibérico por una transgresión de origen atlántico.

El evento del máximo transgresivo se localiza hacia la mitad de las margas de Picofrentes; a continuación tiene lugar una rápida progradación de facies de plataforma carbonatada somera con cierta energía, que puede incluso dar pequeñas barras y biohermos de Rudistas en las unidades suprayacentes. La regresión culmina en el Maastrichtiense mediante la instalación de ambientes litorales salobres restringidos (facies Garum), que evolucionan a depósitos continentales. La similitud de estas facies en ambos lados del Sistema Central permite suponer, que el levantamiento de éste comenzaría con posterioridad a su depósito.

En la hoja de Ayllón 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. 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. Los conglomerados que aparecen de forma relicta en la parte alta de la mesa cretácica del Pico Grado (Hoja de Riaza), ocupando el núcleo de un sinclinal de dirección Ibérica, están seguramente relacionados con estos movimientos y en concreto con el funcionamiento de la falla de Somolinos

como cabalgamiento o falla inversa.

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 y fluviales) que pasan lateralmente y/o alternan con facies carbonatadas palustre-lacustres. Las facies fluviales más bajas (sur de Piquera) 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 "sabana" 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, marcando una etapa de cierta estabilidad tectónica.

Según algunos autores (GARCÍA DEL CURA, op cit.; ALONSO GAVILÁN et al., 1983; MADIAVILLA y DABRIO, 1988; ARMENTEROS, 1991; ...) sobre la superficie de esta unidad calcárea se aprecian disoluciones kársticas que marcarían una discordancia a nivel cuencial. 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 sobre todo 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 ésta Hoja, y en ámbitos próximos (San Esteban de Gormaz y Berlanga de Duero) hemos constatado deformaciones atribuibles a esta etapa. Al sur de Piquera de San Esteban se aprecia 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 nueva red fluvial de baja sinuosidad (Hoja de San Esteban de Gormaz), 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, mientras que al Oeste, a lo largo del borde meridional se disponen abanicos de mayor eficacia con cantos de cuarcitas y pizarras paleozoi-

cas procedentes del Sistema Central.

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 Morcuera.

La edad de la serie "inter-calizas" 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 Tuoliense inferior (MEDIÁVILLA 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 concluída 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.

## 5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 5.1. MINERÍA Y CANTERAS

Aunque son relativamente frecuentes las pequeñas catas y excavaciones para empleo local en rellenos y reparación de pistas, desde el punto minero esta hoja presenta muy pocas explotaciones relevantes de rocas y minerales industriales, siendo estas por lo general de escasas dimensiones. No obstante se han localizado 28 puntos de extracción en su mayor parte abandonados.

Desde el último inventario de rocas y minerales industriales realizado por el IGME (1975), la evolución del nº de explotaciones ha sido dispar. En ese año había 2 explotaciones activas, 2 abandonadas y 3 indicios de arcilla; 5 explotaciones abandonadas y 2 indicios de calizas; 2 explotaciones abandonadas de zahorras; 1 explotación abandonada de yeso y 1 también abandonada de arenas silíceas, es decir un total de 13 puntos de extracción. Consecuentemente en los últimos 28 años se ha producido primero un aumento en el número de explotaciones relacionadas en general con la obra pública y después un progresivo abandono de las explotaciones abiertas en la zona.

Actualmente como explotación permanente sólo existe una explotación de calizas para la producción de áridos de machaqueo, cuya producción se destina al empleo local o regional siendo el material tratado en una pequeña planta situada cerca de la plaza de la cantera.

Como explotación intermitente se ha localizado una pequeña extracción de zahorras para la reparación de los caminos vecinales, si bien muchos otros sacaderos podrían ser también utilizados de vez en cuando.

Entre las explotaciones abandonadas de rocas y minerales industriales destacan las de arcillas, calizas, zahorras (arenas y gravas), yesos y pizarras. Finalmente entre los indicios de interés son resaltables los de arenas caoliníferas y attapulgita.

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

SUSTANCIA	TÉRMINO MUNICIPAL	PARAJE	COORD. UTM		TIPO	Nº MAPA
ARCILLA	FRESNO DE CANTESPINO	LOS TERRONALES	458.507	4579.707	EB	1
ARCILLA	FRESNO DE CANTESPINO	LAS CAÑADAS	459.742	4578.381	EB	3
ARCILLA	FUENTECAMBRÓN	EL COHECHO	473.062	4591.483	EB	22
ATTAPULGITA	ALCONADA DE MADERUELO	EL CORRALILLO	459.063	4589.606	IN	7
ATTAPULGITA	ALCONADA DE MADERUELO	EL CORRALILLO	459.094	4589.274	IN	8
ZAHORRA	FRESNO DE CANTESPINO		459.193	4587.713	EB	2
ZAHORRA	FRESNO DE CANTESPINO	LAS CAÑADAS	460.083	4577.605	EB	4
ZAHORRA	FRESNO DE CANTESPINO		460.394	4577.398	EB	5
ZAHORRA	FRESNO DE CANTESPINO	CARRETERA	460.822	4577.977	EB	6
ZAHORRA	AYLLÓN	EL CAMPILLO	468.453	4582.044	EB	9
ZAHORRA	AYLLÓN	EL CAMPILLO	469.034	4581.850	EB	10
ZAHORRA	LANGUILLA	LA CAÑADA	464.987	4588.019	EB	11
ZAHORRA	AYLLÓN	LA NAVA	463.026	4585.258	EB	13
ZAHORRA	CORRAL DE AYLLÓN	LOS LLANOS	462.758	4583.084	EB	14
YESO	RIAGUAS DE S. BARTOLOMÉ	LOS ESCOBARES	458.332	4587.182	EI	15
YESO	AYLLÓN	LA CAÑADA	465.076	4586.982	EB	12
CALIZA	AYLLÓN	FRANCOS	470.697	4580.446	EB	16
CALIZA	LANGUILLA	MAZAGATOS	467.817	4588.966	EB	18
CALIZA	LANGUILLA	CERRUDOS	468.000	4589.650	EB	19
CALIZA	SAN ESTEBAN DE GORMAZ	DIVISA	471.852	4589.235	EB	20
CALIZA	FUENTECAMBRÓN	AYO DE VALDEPILLA	472.964	4590.590	EB	21
CALIZA	SAN ESTEBAN DE GORMAZ	KM 31 CARRETERA	483.736	4594.488	EB	23
CALIZA	SAN ESTEBAN DE GORMAZ	TORREMOCHA DE AYLLÓN	479.632	4590.157	EB	24
CALIZA	MONTEJO DE TIERMES	LA NAVA/EL MONTE	483.084	4582.202	EB	25
CALIZA	LICERAS	EL MONTE	480.363	4582.909	EB	26
CALIZA	MONTEJO DE TIERMES	ESPINILLOS	472.211	4582.879	EA	28
CALIZA	MONTEJO DE TIERMES	ESPINILLOS	472.453	4583.014	EB	29
CALIZA	MONTEJO DE TIERMES	NOVIALES	478.427	4576.917	EB	17
ARENA SILÍCEA	LICERAS	EL MONTE	480.716	4583.171	EB	27
CAOLÍN/ARENA SILÍCEA	MONTEJO DE TIERMES	PEDRIZA	473.104	4583.129	IN	30

EA= Explotación Activa

EB= Explotación Abandonada

EI= Explotación intermitente

IN= Indicio

### 5.1.1. Arcilla

Se han localizado un total de tres explotaciones abandonadas de este material, en general de reducidas dimensiones (puntos nº 1, 3 y 22). La mayor parte fueron empleadas para la fabricación de ladrillos en pequeñas fábricas locales, si bien en algún caso (nº 22) pudo utilizarse como préstamo en caminos.

El alfar de Fresno de Cantespino se abastece de tierra en diversos parajes de la zona, pero principalmente en el lugar denominado " La Corona", entre Fresno y Pajares, pues es la que mejor se adapta a la fabricación de las piezas. El proceso de extracción empieza por eliminar una capa de gravas de 1 m aproximadamente, bajo la cuál se encuentra la veta de arcilla, con un espesor de entre 50 a 80 cm que se extrae con pico y pala. Una vez sacada la tierra se orea para que se seque y solee. Para su empleo se debe poner en remojo durante unas horas y se amasa hasta que el barro está preparado para pasar al torno. En ocasiones se mezclan distintos tipos de tierra para variar las características del barro. Para la fabricación de piezas grandes la tierra de " La Corona" se mezcla con un 25% del lugar denominado "Valdisierro" para dar al barro más plasticidad y al mismo tiempo eliminar porosidad.

El actual alfar tiene una historia que se remonta al año 1.752 y la industria cerámica de ladrillos y baldosas se remonta al 1800. El apogeo de la alfarería de la población se alcanzó en los años 1.945-1.955 en los cuales cinco familias trabajaban los cacharros y había un total de dieciséis alfareros. Tras el declive de los años 60, en los años 1.971 al 1.973 la alfarería volvió a resurgir. Hoy la actividad es sostenida por Sebastián Martín y su hijo Juan Carlos, que actualmente piensa seguir trabajando en la alfarería en Fresno de Cantespino para seguir una tradición familiar que no debe olvidarse.

Dos de las explotaciones abandonadas (nº 1 y 3) y las pequeñas catas de abastecimiento del alfar, están situadas en una formación neógena (26) constituida por conglomerados limos y arcillas que se extiende por todo el sector central y suroccidental de la hoja. En estos materiales, la fracción arcillosa se compone de micas y caolinitas y la granulometría de las tierras empleadas era una arcilla limosa con alrededor de un 4% de arena.

La explotación nº 22 situada en la carretera 110 San Esteban-Ayllón, benefició una formación de arcillas rojas, arenas y limos del Plioceno-Mioceno Sup (35). En este punto los limos arcillosos y arcillas se presentan masivas, sin que pueda identificarse estructura sedimentaria alguna y se disponen sobre una superficie karstificada y en forma de espectaculares bolsones de relleno con arcillas rojas de 3-4 metros de profundidad, originados por disolución de los bancos de calizas. Se trata fundamentalmente por tanto de "terras-rossas" in situ o transportadas.

Los análisis indican que la fracción limo+arcilla supera el 95% del material, el limo corresponde mayoritariamente a cuarzo, con Fpto. potásico como mineral secundario. La fracción arcilla está compuesta principalmente por illitas-micas y caolinita.

La zona central y suroccidental de la Hoja de Ayllón presenta un interesante potencial geológico de materiales correspondientes a las facies distales de la unidad (26) para la fabricación de cerámica estructural

### **5.1.2. Attapulgita**

La empresa MYTA, que actualmente explota un yacimiento de este mineral en la vecina hoja de Maderuelo (n° 403) en la localidad de Bercimuel y dispone de una planta de tratamiento y envasado en la población de Maderuelo, ha realizado en los últimos años una importante prospección en la hoja que nos ocupa, fundamentalmente en su sector occidental. Fruto de dichas investigaciones, que incluyeron la realización de una campaña de sondeos en los alrededores de Corral de Ayllón y de Alconada de Maderuelo, es la localización de un yacimiento de attapulgitas y margas attapulgíticas con espesores de alrededor de 25 m en el paraje El Corralillo frente a Alconada de Maderuelo.

El yacimiento podría ponerse en explotación en el futuro, por lo que se ha considerado razonable incluir en este resumen la situación de los indicios más representativos.

Los dos indicios inventariados (n° 7 y 8) en el entorno del paraje mencionado, se sitúan en las Calizas Inferiores del Páramo (29) (Formación Caliza de Piquera) que litológicamente corresponden a bancos de calizas y/o dolomías con colores blanco-grisáceos estratificadas en capas con intercalaciones de margas y margocalizas o arcillas. Todas éstas litologías aparecen muy transformadas por procesos diagenéticos a los que se superponen procesos edáficos inmediatamente posteriores por lo que suelen presentarse masivos, con abundantes texturas edáficas, como brechificación, nodulización etc. Los niveles de interés son attapulgitas y margas attapulgíticas de espesores variables desde 2 m a 0,5 m intercalados entre calcretas y niveles de sílice opalina.

### **5.1.3. Zahorras**

Se han inventariado un total de 10 explotaciones de zahorras en esta hoja. De todas ellas, tan sólo una se ha constatado que se explota de modo intermitente, si bien es posible que algunas otras también se utilicen coyunturalmente. Todas ellas se han utilizado para la confección de pistas y caminos locales.

Un grupo de explotaciones (n° 2, 4, 5 y 6) -todas actualmente abandonadas y de reducidas dimensiones- beneficiaba la formación Abanico de Riaza (37) de edad fundamentalmente Pleistocena y constituida por gravas cuarcíticas y arenas. En algunos casos (n° 6 y 4) la existencia de un freático colgado ha resultado en la formación de charcas en las excavaciones con abundante flora y fauna. En otros (n° 5) la explotación se emplea actualmente como vertedero ilegal con el consiguiente deterioro ambiental.

El resto de las explotaciones abandonadas (n° 9,10), terrazas altas del Agusejo, la (11) terraza media del Agusejo, y las (13, y 14), terrazas altas del Riaza, se sitúan sobre una formaciones fundamentalmente compuestas por gravas cuarcíticas y arenas. En general abarcan extensiones de terreno de alrededor de 1Ha -aunque algunas son mucho menores- con alturas de banco de 1 a 2 metros. La explotación intermitente (n° 15) extrae gravas y arenas de las Terrazas medias del Riaguas.

#### 5.1.4. Calizas

Son bastantes las explotaciones abandonadas de calizas existentes en la zona (10), la mayoría de dimensiones muy reducidas y escaso interés, utilizadas en infraestructuras locales, especialmente en carreteras.

La mayoría de las explotaciones abandonadas extraían calizas del Mioceno (nº 18, 19, 20, 21, 23, 24). Dos de ellas, las más nororientales, (23 y 24) explotaban las calizas de la formación Calizas inferiores del Páramo (29). Se trata de bancos de calizas de tonos claros con intercalaciones de margas, frecuentemente transformados por procesos edáficos. Se utilizaron para las sub-bases de las carreteras junto a las que se ubican. Es posible que en algún caso (nº 24) se esté reutilizando de manera ocasional.

Otras tres explotaciones (19, 20 y 21) la primera situada al noreste de la población de Mazagatos, utilizada para construcción, y las otras dos, situadas junto a la carretera 110 y presumiblemente utilizadas para la mejora de dicha carretera -en especial la nº 21 que es de mayores dimensiones- explotaron las Calizas Superiores del Páramo (34) del Mioceno Superior. Son calizas estratificadas en bancos tabulares de potencia métrica, de origen palustre o lacustre somero con episodios de desecación que dan lugar a potentes calcretas (34). Estos bancos a veces, están separados por delgadas capas de margas, que lateralmente varían de espesor.

Finalmente la explotación nº 18, situada en el entorno del pueblo de Mazagatos, explotó una caliza que presenta un aspecto lajoso, facilitando su extracción y empleo como árido. Está ubicada sobre una unidad de calizas y margocalizas (32) eventualmente transformadas en calcretas (32); se trata de un nivel de calizas de colores grisáceos de alrededor de 3 metros de espesor intercaladas en el conjunto detrítico interpáramos. El aspecto brechificado corresponde a procesos edáficos.

Las explotaciones nº 25 y 26, situadas en el entorno de Liceras-Montejo de Tiermes, al sureste de la Hoja, son de las de mayores dimensiones de las existentes en la región, y explotaron, para su empleo como árido, las calizas de la Formación Cuevas Labradas (16) del Liásico, consistente en calizas criptocristalinas tableadas (bancos de 20 cm) de tonos grises.

De la explotación nº 26, se dispone de un análisis de sus características geomecánicas:

Explotación	Peso Esp. Ap	Peso Esp Real	Absorc %	Coef. Los Ángeles	Adhes. Betún %
nº26	2,65	2,74	1,24	25,40	99,7

Por último se han localizado tres explotaciones sobre materiales del Cretácico (nº 16, 28 y 29), de las cuáles la nº 28 es la única activa de la hoja. Todas ellas han explotado o explotan la Formación Calizas detríticas de Hontoria del Pinar, consistente en calizas en bancos métricos, algo más tableadas a techo.

La nº 16, situada al sur del pueblo de Francos junto a la carretera, se encuentra abandonada y

dispuso en su momento de una planta de beneficio de áridos, ahora desmantelada. Las calizas aparecen aquí con un fuerte buzamiento hacia el NO.

La explotación activa (nº 28), está situada en la provincia de Soria, al SO del pueblo de Ligos, e inmediatamente al sur de la nº 29 de mayores dimensiones y ahora abandonada. La explotación dispone de una planta de machaqueo y abundantes acopios. En ambas explotaciones los paquetes de calizas se disponen buzando 35º hacia el N.

### **5.1.5. Arenas silíceas/Caolín**

Se ha inventariado una explotación abandonada de arenas silíceas (nº 27) al norte de Liceras, situada en la Formación Utrillas (18). Se trata de arenas silíceas arcósicas blanco-amarillentas con intercalaciones de gravas cuarcíticas. Las arenas silíceas son de grano medio-grosso a muy grueso compuestas mayoritariamente (50-60%) por cuarzo con abundante matriz y epimatriz (28-45%) arcillosa (micas-caolín); como componentes secundarios se reconocen feldespatos, carbonatos y micas (3%) y opacos (0,5%). Los cantos de cuarcita y cuarzo con centiles que no superan los 10 cm, están en general bien redondeados.

En la misma formación anterior (Facies Utrillas. 18), se ha inventariado un indicio de caolín y arenas silíceas (Nº 30), situado al sur de la población de Ligos, en el que la matriz arcillosa parece más abundante y de carácter caolínítico.

### **5.1.6. Pizarra (Árido)**

Se ha inventariado una explotación abandonada de pizarras (nº 17), situada en la carretera a Noviales en el sureste de la hoja. El material muy alterado y esquistosado, ha sido utilizado recientemente para la carretera a Noviales. La explotación utilizó la Formación Pizarras de Cañamares (2) de Silúrico compuesta por pizarras negras ampelíticas.

### **5.1.7. Yeso**

Se ha localizado una pequeña explotación abandonada de yeso (nº 12), situada entre Santa Mª de Rianza y Languilla. La misma benefició en su día un lentejón de reducidas dimensiones de yesos intercalado entre limos y arcillas rojas del Mioceno Inferior (26).

## **5.2. HIDROGEOLOGÍA**

La Hoja de Ayllón se encuentra ubicada entre las provincias de Segovia y Soria, dentro del tercio oriental de la Cuenca del Duero. Los materiales cartografiados en ella, corresponden principalmente al relleno sedimentario terciario (Mioceno) de la cuenca y al zócalo preneógeno de la Sierra de Ayllón. Los acuíferos que originan presentan una tipología muy variada y se agrupan en cuatro de las unidades hidrogeológicas definidas en esta cuenca.

### 5.2.1. Caracteres climatológicos

El clima predominante en esta zona de la Meseta Norte se caracteriza por sus inviernos largos y fríos, con numerosas heladas entre octubre y mayo (más de 80 días), y sus veranos cálidos y secos.

La elevada altitud media de esta zona, que supera los 1.050 m, junto con la situación de aislamiento y resguardo de los rebordes montañosos del Sistema Central y la Cordillera Ibérica, producen un “efecto de pantalla” frente a los sistemas nubosos, que limita considerablemente las precipitaciones. Éstas oscilan entre 450 y 700 mm, se producen irregularmente en forma de lluvia y/o nieve durante 85 a 100 días al año por término medio, correspondiendo los valores máximos al sector SE de la hoja coincidente con las estribaciones de la Sierra de Ayllón.

Algo similar sucede con las temperaturas medias anuales, que varían entre 10° y 12 °C. Si bien, en las áreas más elevadas no se superan los 2°C durante los meses más fríos y en la llanura mesetaria, durante el estío, las medias mensuales se sitúan en torno a 20°C.

A continuación se exponen los datos termopluviométricos más significativos disponibles, correspondientes a la estación de Linares del Arroyo, para el periodo 1951-80 (GARCÍA DE PEDRAZA et al., 1994):

TABLA 1

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Linares del Arroyo	911	466	87	13,2°	19,3°	7,2°	724

A = Altitud (msnm)

P = Precipitación media anual (mm)

D = Días de lluvia

t = Temperatura media anual (°C)

T<sub>M</sub> = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C)

T<sub>m</sub> = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C)

ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm)

De acuerdo con los parámetros expuestos, la Hoja queda incluida dentro de la denominada *Iberia Verde Continental Extremada*, según FONT TULLOT (1983). Así mismo, la mayor parte de su superficie se incluye dentro de un tipo climático **Mediterráneo templado seco**, salvo el cuadrante NO, que presenta características más próximas al clima **Mediterráneo semiárido continental**, con un régimen de humedad **semicálido** (PAPADAKIS, 1966).

### 5.2.2. Hidrología superficial

La superficie de la hoja de Ayllón se incluye dentro del sector oriental del tramo medio de la Cuenca Hidrográfica del Duero, denominado **Zona I** en la Zonificación Hidrológica establecida

para el Plan Hidrológico del Duero (MOPU-DGOH, 1988). Su drenaje se distribuye equitativamente entre las subcuencas de los ríos Riaza y Pedro.

Ambos ríos son afluentes del Duero por la izquierda, recibiendo el primero los arroyos que drenan la mitad O de la hoja, procedentes de la Sierra de Ayllón, y el segundo los cursos del sector E de la misma, que nacen en las elevaciones orientales de Sierra Pela.

Cabe señalar también la existencia de un territorio de reducida extensión situado en la zona centro-norte de la hoja cuyos cauces drenan los Páramos calcáreos y vierten sus aguas hacia el Duero, a través de los arroyos de Valdanzo y de La Laguna (Hoja de San Esteban de Gormaz).

No existen estaciones de aforo en ninguno de los cursos mencionados que permitan evaluar sus aportaciones dentro de esta hoja, sin embargo, observando la entidad y el carácter estacional de los afluentes del río Pedro, se puede suponer una mayor circulación hídrica por la subcuenca del Riaza.

Este último circula con sentido S-N hasta la localidad de Languilla, donde recibe por la derecha las aguas del Aguijoso, su principal afluente, tras lo cual vira hacia el NO quedando retenido a partir de Alconadilla. en el embalse de Linares del Arroyo (con  $58 \text{ hm}^3$ . de capacidad).

Los datos foronómicos disponibles para el Riaza (cerca de su desembocadura en el Duero), cifran en  $115 \text{ hm}^3$  las aportaciones medias anuales, los cuales se reparten en  $78 \text{ hm}^3$  procedentes de la escorrentía superficial y  $37 \text{ hm}^3$  debidos al drenaje de los acuíferos hacia el río (MOPTMA, 1993), por lo que se trata de un "río ganador".

La utilización de las aguas superficiales en esta hoja es muy reducida, tanto para abastecimiento e industria, como para la agricultura. Esto es debido a la baja densidad poblacional (unos  $6 \text{ hab/km}^2$ ) y a la escasez de tierras de cultivo aptas para el regadío. Los terrenos con dicha vocación se reducen a las llanuras de inundación de los ríos Aguijoso y Riaza, irrigándose mediante las numerosas acequias que parten de ellos.

La calidad de las aguas que circulan por los ríos mencionados puede calificarse de "buena", apreciándose focos puntuales de contaminación aguas abajo de las poblaciones que vierten sus efluentes sin depurar a los cauces. En este sentido, destaca el caso del río Aguijoso, a partir de la localidad de Ayllón (2.100 habitantes).

Los vertidos de origen industrial son muy escasos, sin embargo, se observa un deterioro progresivo de la calidad debido a la contaminación difusa originada las actividades agropecuarias (empleo de abonos nitrogenados, fitosanitarios o purines), más patente durante los meses de estiaje debido a la drástica disminución de caudal que sufren estos cursos fluviales.

### **5.2.3. Características hidrogeológicas**

La compleja historia geológica de esta hoja influye directamente en la circulación hídrica subterránea a través de los materiales permeables incluidos en las numerosas formaciones definidas.

Este hecho se traduce en la presencia de diversos acuíferos dentro de ella, agrupados en cuatro de las más destacadas Unidades Hidrogeológicas de las definidas para la Cuenca del Duero (DGOH-ITGE, 1988), que son las siguientes (Figs. 5 y 6):

- **02.09 U.H.** Burgos-Aranda
- **02.15 U.H.** Cubeta de Almazán
- **02.16 U.H.** Almazán Sur
- **02.18 U.H.** Segovia

Las unidades **02.09** y **02.15** forman parte del antiguo Sistema Acuífero nº 8 o Terciario detrítico central del Duero; la unidad **02.15** coincide en gran parte con el Sistema Acuífero nº 88 (10-bis) o Terciario del sureste de Soria; la unidad **02.16** se encuadra en el amplio Sistema nº 10, constituido por las formaciones calcáreas de la Ibérica en Burgos y Soria, mientras que la unidad **02.18**, con una superficie insignificante dentro de esta hoja, corresponde al Sistema Acuífero nº 11 o Cretácico calcáreo de Segovia, de acuerdo con IGME (1980 y 1983) e ITGE (1992).

En el cuadrante SE de la hoja se localizan los materiales de las series triásica y paleozoica de la Sierra de Ayllón (areniscas, conglomerados, lutitas, cuarcitas y pizarras), con una superficie de afloramiento de 34 Km<sup>2</sup>, que se consideran impermeables regionalmente (Fig. 5).

#### *Unidad Hidrogeológica 02.09 Burgos-Aranda*

Se trata de la unidad hidrogeológica con mayor extensión dentro de esta Hoja, con una superficie de afloramiento de 322 km<sup>2</sup>, equivalentes a un 5% del total de la Unidad.

Corresponde a materiales miocenos, pliocenos y cuaternarios. Los primeros se continúan, en el tercio N de la hoja y hacia el E, con los correspondientes la U.H. Cubeta de Almazán (02.15), de naturaleza y edad similares, sin límites hidrogeológicos entre ambos conjuntos.

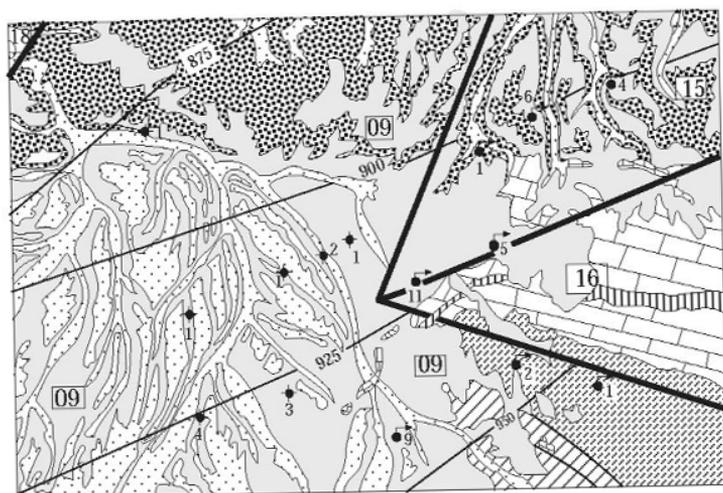
Su litología es variada, por lo que se pueden distinguir tres conjuntos de litofacies capaces de originar acuíferos, cuyas características son las siguientes:

- Acuífero del Terciario Detrítico (Región de la Ibérica)

Está constituido principalmente por conglomerados, areniscas, limos, arcillas, margas y calizas de edad Mioceno s.l. La distribución y espesores de las diferentes facies, dan lugar a un acuífero multicapa, heterogéneo y anisótropo, que puede funcionar como libre, semiconfinado o confinado, según los casos. Por ello, y debido a que solo se cuenta con los datos puntuales obtenidos en algunos de los escasos sondeos de explotación que atraviesan dichas formaciones, su funcionamiento hidrodinámico es difícilmente determinable.

Dichos materiales pueden alcanzar una potencia máxima de 500 m dentro de esta hoja, correspondiendo el 90% de la misma a los de granulometría más fina y menor permeabilidad. (limos y arcillas), mientras los niveles acuíferos, constituidos por lentejones de areniscas y conglomerados, representan solo un 10%.

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO



HOJA 404

U.H. (02.09) BURGOS - ARANDA

Acuíferos libres o semiconfinados

- Llanuras aluviales, terrazas y riñas
- Calizas del Páramo Superior e Inferior

Acuíferos profundos (Terciario Detrítico)

- Lutitas, areniscas y conglomerados

U.H. (02.15) CUBETA DE ALMAZAN

Acuíferos libres o semiconfinados

- Llanuras aluviales y terrazas
- Calizas del Páramo Superior e Inferior

Acuíferos profundos (Terciario Detrítico)

- Lutitas, areniscas y conglomerados

Unidad Hidrogeológica

Límite de Unidad Hidrogeológica

U.H. (02.16) ALMAZÁN DEL SUR

Acuíferos libres o semiconfinados

- Conglomerados calcareos

Acuíferos Profundo

- Mesozoico Calcáreo (Lías y Cretácico superior)

Acuitardo

- Detrítico (Fm. Utrillas, Cretácico inferior)

MATERIALES DE BAJA PERMEABILIDAD

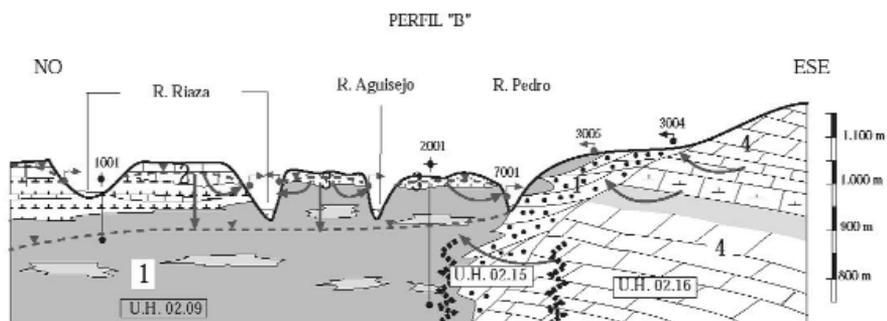
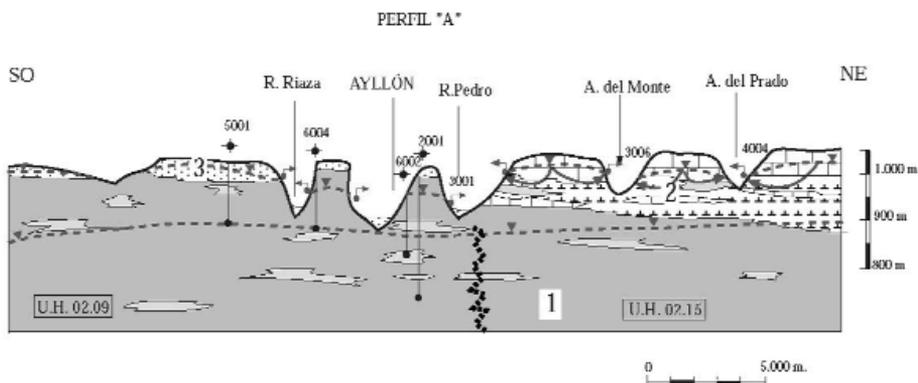
- Conglomerados, areniscas, limolitas (Pérmico y Triás)

- Cuarcitas y Pizarras (Silúrico-Devónico)

1 Sondeos de interés hidrogeológico (con la última cifra de su nº en el Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE)

5 Manantiales con caudal superior a 5 l/seg. (con la última cifra de su nº en el Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE)

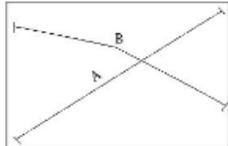
Fig 5: Unidades Hidrogeológicas y acuíferos más importantes de la Hoja de Ayllón



- |  |
|--|
| 1.- Terciario Detrítico                  |
| 2.- Páramos Calcáreos                    |
| 3.- Llanuras aluviales, Terrazas y Rañas |
| 4.- Mesozoico carbonatado                |

- Litología:**
- |  |                           |
|--|---------------------------|
|  | Gravas (terrazas y rañas) |
|  | Conglomerados de borde    |
|  | Arenas y areniscas        |
|  | Arcillas y limos          |
|  | Margas                    |
|  | Calizas                   |
|  | Dolomías                  |

H-404



Situación de los perfiles

- |  |  |
|--|--|
|  | Superficie piezométrica  |
|  | 2001 Sondeo (con las cuatro últimas cifras de su nº en el inventario del ITGE) |
|  | Manantial (con las cuatro últimas cifras de su nº en el inventario del ITGE)   |
|  | Límite entre Unidades Hidrogeológicas  |
|  | Sentido del flujo subterráneo  |

Fig. 6: Cortes hidrogeológicos de la Hoja de Ayllón (404)

La extracción de aguas subterráneas de esta unidad es muy baja, como indican los datos del Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE. Los sondeos registrados en él son los siguientes:

**TABLA 2**

<b>NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)</b>	<b>PROF (m)</b>	<b>PROFUNDIDAD DE LOS NIVELES ACUÍFEROS (m)</b>	<b>LITOLOGÍA</b>	<b>USO DEL AGUA</b>	<b>CAUDAL (l/s)</b>
20162001	270			Agricultura	5,5
20165001	125	5 - 20 28 - 30	Gravas Arenas y gravas	idem.	5,5
20166001	200			Abastecimiento	20
20166002	126			Industria	
20166003	114			Abastecimiento	0,1
20166004	150			idem.	0,6

Como se observa, las explotaciones anteriores tienen un rendimiento hidrogeológico dispar, lo cual quizá sea debido a las diferencias en el número y potencia de los horizontes acuíferos perforados, o bien a motivos técnicos, como son el método de perforación empleado, el tipo de filtro instalado o el desarrollo y limpieza del pozo.

El contacto entre estos materiales y las formaciones mesozoicas aflorantes en la mitad E de la hoja se establece mediante los conglomerados y brechas de borde del Mioceno inferior, los cuales pasan lateralmente a las facies detríticas más finas, propias de áreas distales de la cuenca.

Dichos conglomerados, pese a su relativo espesor, pueden originar manantiales importantes, como es el caso de los inventariados con los n<sup>OS</sup> 20167009 y 20167010, en los que se han aforado caudales de 42 y 11 l/s, respectivamente, lo cual da una idea de elevada capacidad de almacenamiento.

- Acuífero de los Páramos

Es el que forman los niveles de calizas, margocalizas y margas karstificadas y/o fracturadas de los Páramos inferior y superior (de edad Aragoniense-Vallesiense).

Los acuíferos que originan pueden ser libres o semiconfinados, dependiendo de si los bancos cal cáreos (permeables) se sitúan en superficie o aislados de la misma mediante paquetes margo-arcillosos semipermeables (acuítardos).

Estas formaciones afloran en el tercio septentrional de la hoja y se incluyen tanto dentro de la presente unidad hidrogeológica como en la n<sup>o</sup> 02.15 adyacente. Su explotación hidrogeológica es prácticamente nula. Tan solo se puede señalar la existencia de un sondeo, registrado con el n<sup>o</sup> 20161001, de 90 m. de profundidad, que se emplea para el abastecimiento de Aldealengua de Sta. María.

La disposición morfoestructural de las series carbonatadas del Páramo favorece la generación de manantiales, que surgen de los niveles acuíferos colgados, en las rupturas de pendiente. Estas fuentes alimentan a los numerosos arroyos que diseccionan los páramos y suelen presentar importantes fluctuaciones estacionales, llegando a desaparecer durante el estiaje.

- Acuíferos aluviales, terrazas y rañas

Están asociados a los depósitos cuaternarios de los principales ríos y arroyos que atraviesan la unidad, como el Riaza, Aguijoso o Pedro, y a las formaciones pliocuaternarias de tipo "raña" que se localizan en el cuadrante SO de la hoja.

La mayoría de esos depósitos se disponen sobre los materiales del Mioceno detrítico en la mitad O de la hoja, salvo los asociados a los valles que atraviesan los Páramos de la franja N. En general, se encuentran compuestos por gravas cuarcíticas, arenas, limos y arcillas rojas, con unos espesores máximos de 5 a 8 m, cuya porosidad eficaz (de tipo intergranular), puede alcanzar hasta un 35%.

Los acuíferos de este tipo suelen ser libres, y se encuentran aislados entre sí por razones morfoestructurales, como es el caso de el caso de rañas y terrazas altas, que constituyen acuíferos colgados (sector Corral de Ayllón-Fresno de Cantespino), o bien se disponen en conexión hidráulica con los cursos fluviales, cuando se trata de llanuras aluviales y terrazas bajas. Se explotan generalmente mediante pozos de gran diámetro, con profundidades de 3 a 10 m, que aportan caudales de entre 1 y 15 l/s (Q específicos de 1 a 10 l/s/m), dependiendo del espesor saturado y de las relaciones entre acuíferos y ríos o arroyos.

El **funcionamiento hidrogeológico** de la unidad 02.09 se caracteriza por un flujo tridimensional complejo, con una componente general en sentido E-O. El área de recarga se sitúa junto a la Cordillera Ibérica y las zonas de descarga se localizan en las inmediaciones de los ríos principales (*figura 4*).?

La U.H. Burgos-Aranda es una de las más extensas de la Cuenca del Duero por lo que calcular su **balance hídrico** con datos referidos únicamente a esta hoja resulta a las claras poco representativo.

Según se expone en el DGOH-ITGE (1988) y en ITGE (1998), hay que considerar una recarga anual por infiltración de agua de lluvia de  $130 \text{ hm}^3$  (de los cuáles  $6,7 \text{ hm}^3$  corresponden a la hoja de Ayllón) y unas entradas subterráneas desde la U.H. 02.10 de  $106 \text{ hm}^3/\text{año}$ .

En cuanto a las salidas, se ha calculado que unos  $220 \text{ hm}^3/\text{año}$  se drenan a través de manantiales y cursos de agua superficiales, mientras que las extracciones por bombeos son de  $10 \text{ hm}^3/\text{año}$ , y existe una descarga profunda de  $6 \text{ hm}^3/\text{año}$  hacia la U.H. Región Central (02.08). De estos valores, se estima que un 10% corresponden a la hoja en cuestión.

Los datos de **calidad** referentes a las aguas subterráneas de esta unidad permiten clasificarlas dentro del tipo bicarbonatado cálcico-magnésico. Suelen presentar una mineralización débil, una dureza intermedia a baja y una conductividad de 500 a 1.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (675  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en el punto nº 20161001). De acuerdo con lo expuesto, se trata de aguas aptas para abastecimiento y regadío, hallándose en este caso incluidas dentro de los grupos  $C_7S_1$  y  $C_7S_2$ .

Hasta el momento actual no se han detectado problemas de **contaminación** en las aguas subterráneas de esta zona. Las concentraciones de nitratos procedentes de actividades agropecuarias halladas en los niveles acuíferos profundos son muy bajas. Sin embargo, a los acuíferos del terciario Detrítico se les atribuye una vulnerabilidad intermedia, y los ligados a rañas y páramos se consideran de vulnerabilidad alta (ITGE, 1998).

Por ello, conviene adoptar medidas especiales de protección en esas zonas, especialmente de cara a la ubicación de cultivos agrícolas en los que se empleen grandes cantidades de productos fitosanitarios y abonos nitrogenados, y de otras actividades potencialmente contaminantes como vertederos, granjas de ganadería intensiva o determinadas industrias.

#### *Unidad Hidrogeológica 02.15 Cubeta de Almazán*

Ocupa una superficie total en la Cuenca del Duero de 2.883,1  $\text{km}^2$ , de los cuales 86,5 corresponden a la hoja de Ayllón; sus límites coinciden en gran medida con los del antiguo Sistema nº 88 (10-bis), denominado Terciario del Sureste de Soria (IGME, 1983).

Se encuentra por tanto limitada al E por los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro; contacta por el N y S con las formaciones carbonatadas mesozoicas y con las facies detríticas terciarias de borde incluidas en las UU.HH. Arlanza-Ucero-Avión y Almazán Sur (antiguo Sistema nº 10), respectivamente, y hacia el O, con los afloramientos de calizas del Páramo (Mioceno) del área del Burgo de Osma.

Los niveles permeables más importantes que pueden encontrarse en esta U.H. corresponden a los lentejones arenosos y conglomeráticos englobados en la serie con predominio de materiales lutítico-arenosos de edad Mioceno s.l. que rellenan la Cubeta de Almazán.

Por tanto, el acuífero principal de la unidad es de tipo multicapa, semiconfinado a escala regional, de gran heterogeneidad y anisotropía que, pese a su aparente aislamiento, se halla relacionado con todas las unidades hidrogeológicas definidas en los materiales que circundan la citada cubeta.

Las calizas de los Páramos constituyen un acuífero kárstico superficial de cierta entidad en la zona de estudio, que se descarga hacia río Pedro a través de numerosos manantiales, como se observa en el siguiente cuadro, donde se resumen los datos de las principales surgencias de la unidad:

TABLA 3

NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)	TÉRMINO MUNICIPAL	COTA TOPOGRÁFICA (M.S.N.M.)	CAUDAL (l/s)	USO DEL AGUA	TIPO DE ACUÍFERO
20163001	San Esteban de Gormaz	960	20	Desconocido	Kárstico (Páramo)
20163002	idem	1.020	7	Abastecimiento	Detrítico
20163003	idem	1.010	10	Desconocido	Detrítico
20163006	idem	980	50	idem	Kárstico (Páramo)
20164002	idem	1020	5,5	idem	idem
20164003	idem	990	3	idem	idem
20164004	idem	950	10	idem	idem
20167011	Montejo de Tiermes	1.025	5	Abastecimiento	Detrítico

Los **parámetros hidráulicos** medios de dichos materiales indican una transmisividad de 5 a 100 m<sup>2</sup>/día y un caudal específico de 0,01 a 0,03 l/s por cada metro de descenso en los sondeos de explotación enclavados en otras áreas de esta U.H., pues dentro de esta hoja no se ha inventariado ninguno.

El cálculo del **balance hídrico** de esta unidad resulta complicado debido a sus numerosas conexiones laterales con las unidades limítrofes.

A grandes rasgos, puede decirse que su recarga se efectúa principalmente por infiltración de aguas pluviales, lo cual representa dentro de esta hoja unos 4,5 hm<sup>3</sup>/año, y por los aportes procedentes de los acuíferos mesozoicos que limitan la cubeta en sus bordes N y S (UU.HH. Arlanza-Ucero-Avión y Burgos-Aranda, respectivamente), que equivalen a 90 hm<sup>3</sup>/año. También debe existir una recarga subterránea desde la cuenca del Ebro, pero ésta no han sido cuantificada hasta el momento.

Las salidas más importantes se deben al drenaje a través del río Duero y afluentes (237 hm<sup>3</sup>/año) y, en menos del 2%, a las extracciones para abastecimiento urbano y agricultura, con las que se riegan unas 400 ha.

Los análisis para determinar la **calidad química** de las aguas de esta unidad indican una facies predominante de tipo **bicarbonatado cálcico**, con una conductividad de 300 a 800  $\mu$ S/cm. y un pH de 6,9 a 8,2. Las concentraciones medias de sus componentes químicos mayoritarios son las siguientes:

**TABLA 4**

<b>ANIONES</b>	<b>CONCENTRACIÓN (mg/l)</b>	<b>CATIONES</b>	<b>CONCENTRACIÓN (mg/l)</b>
Cloruros	50	Sodio	14
Sulfatos	100	Potasio	8
Nitratos	32	Magnesio	45
Bicarbonatos	244	Calcio	80

En general, se trata de aguas con bajo contenido en sales y por tanto aptas para el abastecimiento a poblaciones y excelentes para su uso en la agricultura. Su índice SAR no supera el valor 2 y están clasificadas, según la U.S. Salinity Laboratory Staff, dentro del grupo C<sub>2</sub>S.

En la zona de este estudio no existen problemas de contaminación en los acuíferos descritos. Sin embargo, más al E, hacia El Burgo de Osma se han detectado en algunos sondeos valores de nitratos y nitritos que superan las concentraciones sanitariamente admisibles. Sus causas pueden encontrarse, respectivamente, en las actividades agrícolas y en la contaminación orgánica debida a vertidos urbanos.

Por todo ello, conviene adoptar las precauciones oportunas con el fin de preservar la calidad de los acuíferos libres del Páramo, considerados altamente vulnerables, cuyas aguas se emplean para el abastecimiento de numerosas poblaciones.

#### *Unidad Hidrogeológica 02.16 Almazán Sur*

Tiene una extensión total de 1218,1 km<sup>2</sup> y dentro de la hoja de Ayllón ocupa un sector triangular de unos 70 km<sup>2</sup>. Sus límites están constituidos por el Acuífero Terciario Detrítico de la Cubeta de Almazán, al Norte, y por los materiales del Trías, considerados impermeables a escala regional, al Sur.

El acuífero fundamental de esta unidad lo constituyen las dolomías, carnioyas y calizas de las formaciones correspondientes al Lías de la Cordillera Ibérica. En esta Hoja afloran también las series carbonatadas del Cretácico superior del dominio del Borde Norte del Sistema Central.

Presentan tramos de permeabilidad variable, por fisuración y/o karstificación, que originan acuíferos libres generalmente, comunicados entre sí mediante fracturas de mayor entidad.

En la base del conjunto cretácico se encuentra la Fm. Utrillas, eminentemente detrítica y discordante a su vez sobre el Jurásico, que actúa como acuitardo debido a su baja permeabilidad.

A techo de la serie del Cretácico superior se encuentran los conglomerados calcáreos del Mioceno, también karstificados. Destacan por constituir la vía de descarga para algunos de los manantiales procedentes de los acuíferos mesozoicos. Este es el caso de los n<sup>o</sup> 20163004 y 20164001, con caudales de 5,5 y 5 l/s, respectivamente.

Otro de los puntos incluidos en esta unidad es el nº 20163005, que corresponde a una surgencia asociada a alguna estructura que afecta al Cretácico superior al NE de Licerias. Su caudal, según los datos del Inventario del ITGE, es de 200 l/s, por lo que constituye una de las descargas más importantes de la U.H. 02.16, en este caso dirigida hacia el río Pedro.

Los **parámetros hidráulicos** de este tipo de acuíferos se han calculado mediante los ensayos de bombeo en los sondeos ubicados en hojas limítrofes, situadas al E de la de Ayllón, con caudales de explotación de 3 a 30 l/s. Los resultados obtenidos indican una transmisividad elevada, de 1.000 a 1.500 m<sup>2</sup>/día, con coeficientes de almacenamiento comprendidos entre 0,02 y 0,06.

El **balance hídrico** de esta U.H. indica unas entradas por infiltración de aguas pluviales de 220 hm<sup>3</sup>/año, de los que 7,2 hm<sup>3</sup>/año corresponden a esta hoja. Las salidas debidas al drenaje fluvial se cifran en unos 100 hm<sup>3</sup>/año; mientras que sus aportes laterales hacia los acuíferos terciarios de la U.H. 02.15 se calculan en unos 120 hm<sup>3</sup>/año. La cantidad dedicada al abastecimiento urbano, agricultura y usos industriales se considera insignificante, estimándose en menos de 1 hm<sup>3</sup>/año.

En cuanto a la **calidad química**, las aguas subterráneas de esta unidad son del tipo bicarbonatadas cálcicas, considerándose aptas para usos urbanos y agrícolas.

Hasta el momento no se han detectado problemas de **contaminación** en las aguas subterráneas de este sector de la U.H. 02.15, debido fundamentalmente a su baja densidad de población y a la orografía de la zona, que no favorece el desarrollo de una agricultura intensiva. Sin embargo, dadas sus características hidrogeológicas -predominio de acuíferos libres, kársticos o fisurales, altamente vulnerables-, es preciso extremar las precauciones con vistas a la posible implantación de nuevos usos industriales o agropecuarios en su territorio.

#### *Unidad Hidrogeológica 02.18 Segovia*

Tiene una presencia anecdótica dentro de esta hoja, con una extensión de menos de 1 km<sup>2</sup> incluidos en el término municipal de Maderuelo, en la esquina NO.

La mayor parte de su superficie corresponde al vaso del embalse de Linares del Arroyo (río Riaza) y los afloramientos que pueden observarse en sus márgenes, dentro de ésta Hoja, están constituidos por limos, calizas y margas de los Páramos inferior y superior.

Las características hidrogeológicas de estos materiales ya han sido descritas en el apartado correspondiente a la U.H. Burgos-Aranda.

#### *Materiales de baja permeabilidad*

En este grupo se incluyen todas aquéllas unidades litológicas no clasificadas hidrogeológicamente, por considerarse impermeables a escala regional, aunque localmente pueden originar acuíferos de cierto interés.

Dentro de la hoja de Ayllón, estas formaciones, cuyas edades van desde el Paleozoico hasta el Trías, corresponden al zócalo de la Sierra de Ayllón y ocupan una superficie de unos 34 km<sup>2</sup>, de acuerdo con los límites propuestos en DGOH-ITGE (1988), no coinciden exactamente con sus afloramientos cartografiados (*ver figura 5*).

Los materiales que reúnen estas características son de litología muy variada. Las formaciones del Pérmico y Triásico son de naturaleza eminentemente detrítica, con predominio de areniscas, conglomerados, lutitas rojas. Por otra parte, los del Silúrico y Devónico, metamórficos de bajo grado, corresponden a pizarras y cuarcitas, fundamentalmente.

Su porosidad eficaz media se considera muy baja, con valores del 2 al 10%. Al igual que su permeabilidad, cuyos valores máximos en materiales detríticos poco alterados no llegan a superar los 10<sup>-2</sup> m/día, propios de formaciones escasamente permeables o acuitardos (CUSTODIO et al., 1983).

Pese a todo expuesto, estas formaciones pueden generar pequeños acuíferos locales, asociados a corredores de fractura y/o alteración, con capacidad para resolver problemas puntuales de abastecimiento (a pequeñas poblaciones, industrias, regadíos, etc). O bien, dan lugar a acuíferos de mayor entidad (por porosidad intergranular o fisuración), alimentados por una recarga pluviométrica elevada y que se manifiestan en forma de surgencias asociadas en los contactos entre litologías de diferente permeabilidad y gran continuidad lateral.

Este último es el caso de los manantiales localizados en las unidades detríticas permotriásicas anteriormente citadas. Tal como indican los puntos acuíferos inventariados por el ITGE, hacia el E de Cuevas de Ayllón existen ocho manantiales (los nº 20167001 al 20167008), situados en torno a la cota 1.100 m., dentro de la Fm. Conglomerados del Río Pedro, que presentan caudales medios de unos 7 l/s, y otra surgencia más (nº20168001), con un caudal de 5 l/s que se utiliza para el abastecimiento de Licerías, asociada a la Fm. Areniscas y Lutitas de Termancia.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- 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: 503-511.
- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Dpto. estr. y Geol. Hist. Univ. Compl. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, núm. 7. 271pp.; XXIII lam.; 3 mapas.
- ALONSO, A. y MAS J.R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Iber.* Vol 8. pp. 145-166.
- ALONSO GAVILAN, G.; ARMENTEROS, I; CARBALLEIRA, J; CORROCHANO, A; DABRIO, C.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, A.; DEL OLMO, P.; POL, C. Y PORTERO, J.M. (1983). La depresión del Duero. *Libro jubilar J.M. Ríos "Geología de España"*. IGME, T II. pp: 487-489.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; DABRÍO GONZÁLEZ, C.J., Y MEDIAVILLA LÓPEZ, R.M. (1987). Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España). *Studia Geologica Salmanticensis*, 1, XXIV: 3-47.
- ALONSO GAVILAN, G; VALLE, M. F. & 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. Salamanca (Spain). Sep29-Oct.6, 1997. pp.11-23.
- APARICIO, A. Y GARCÍA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia SCE. *Estudios Geológicos*, Vol. XXVI, pp. 297-315.
- ARACIL, E., Y HERNANDO, S. (1988 a): Las Facies de transición del Buntsanstein al Muschelkalk entre Cuevas de Ayllón y Termancia (Provincia de Soria). *Rev. Soc. Geol. España* 1, (1-2), pp. 89-96.
- ARACIL, E., Y HERNANDO, S. (1988 b): El Muschelkalk en el SW de la provincia de Soria. *Geogaceta*, núm. 5, pp. 6-8.
- ARANZAZU J.M. (1877). Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp. T-IV. Madrid*.
- ARCHE, A.; RAMOS, A. Y SOPEÑA, A. (1983): El Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. En: *Carbonífero y Pérmico de España. X Congres. Inter. de Estratig. y Geol. del Carbonífero*. IGME, pp. 423-431.
- ARENAS, R.; CASQUET, C. Y PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza-Somosierra, SCE. Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuadernos do Laboratorio Xeloxico de Laxe*, 1, pp. 117-146.

- ARENAS, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. Y PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuadernos do laboratorio Xeologico de Laxe*, 3, pp. 121-161.
- ARMENTEROS, I. (1986). Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero. (Aranda de Duero-Peñafiel) Tesis Doctoral Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1; 471 pp.
- ARMENTEROS, I. Y CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: *Libro Jubilar J.M. RIOS, Geología de España*. IGME, T-II, IV.2.7., pp: 521-526.
- ARMENTEROS, I.; LOPEZ-SAMANIEGO, I. Y HERRÁEZ, I. (1996). Geología e Hidrogeología del Terciario en el sector de Aranda de Duero (Burgos)-Peñafiel (Valladolid), sureste de la Cuenca del Duero. *Biblioteca 11. Estudio e investigación*. Edita: Ayto. de Aranda de Duero; *Comisión de Cultura*. pp. 45-66.
- ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; ALONSO GAVILAN, G; RIVAS-CARBALLO, M.R. & HERRERO, A. (1997). Continental Neogene of Peñafiel-Valles de Fuentidueña (Valladolid-Segovia) area. Biostratigraphic problems. En: *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*. Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain). Sep 29-Oct. 6, 1997. pp 24-39.
- ARTHAUD, F.; MATTE, PH (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l' Europe: géometria et essai de reconstituion des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, pp. 139-171.
- AUREL, M.; MELENDEZ, A.; SAN ROMAN, J.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SALAS, R.; ALONSO, R. Y MAS, R. (1992). Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en La Cordillera Ibérica. *Actas III Congreso Geol. de España. Salamanca*. Tomo I. pp. 50-54.
- BASCONES, L.; MARTINEZ, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F. (1982). *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 433; 21-17 (*Atienza*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. IGME. Madrid.
- BERGAMIN, J.F.; DE VICENTE, G.; TEJERO, R.; SÁNCHEZ, F.; GOMEZ,D.; MUÑOZ, A. Y PERUCHA, M.A. (1996). Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (4): 917-920.
- BIROT, P. Y SOLE, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Sebastian el Cano.C.S.I.C. 87 p. Madrid.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973). Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münster Forsch. Geol. Paläontol.* 28. pp. 1-27.
- BOND, J. (1996). Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. en *Tertiary basins of Spain.The stratigraphic record of crustal kinematics*. (P.F. Friend and C.J. Dabrio eds). Cambridge University Press. pp: 203-213.

- BULTYNCK, P. & SOERS, E. (1971). Le Silurien superieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Bel.g.* 47. pp.1-22.
- CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DIAZ-MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN-SUÁREZ, E.; MARTINEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ-GARCÍA, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PORTERO, JM.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORREST.; MEULEN, A.J.VAN DER; VERA, A.J. Y MEIN, P. (1993) Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Sov. Geol. España*, 6 (3-4), pp. 29-40.
- CAPOTE, R. (1982). Estructuras del Ciclo Alpino. En: *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 433; 21-17 (*Atienza*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. IGME. Madrid.
- CAPOTE, R. (1983 a). La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En: *Libro jubilar. J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T-II. cap.III.2.1, pp 17-25.
- CAPOTE, R. (1983 b). La tectónica de la Cordillera Ibérica. En. *Libro jubilar. J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T-II. cap. III.3.6, pp 108-120.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. Y GONZÁLEZ CASADO J.M. (1981): Tectónica y metamorfismo del macizo de Honrubia. *Cuad. Geol. Ibérica. Vol 7. 441-454.*
- CAPOTE, C. Y CARBO, A. (1983). La evolución Tectónica de los Dominios de plataforma e intermedios. En: *Libro Hom. J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T-II. cap. III.3.1 pp 37-47.
- 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.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J.J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A.; YÉBENES, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-Mineros*, V, IGME. Madrid. 290 pp.
- CASCOS, C.S. (1991): La Serrezuela de Pradales. Estudio geomorfológico. *Serie Geografía* nº 3. 606 pp. Universidad de Valladolid.
- CORTAZAR, D. (1890): Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*. T. XVIII. Madrid.
- CORTÉS, A.L. Y MAESTRO, A. (1997). Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2) pp.183-196.
- CRUSAFONT, M. Y CELORRIO, J.M. (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios Geológicos* núm. 25, pp. 541-44.

- CUSTODIO, E. Y LLAMAS, M.R. (1983): Hidrología Subterránea. Vol. I y II. Ed. Omega, Barcelona.
- DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (Eds) 1991. Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.*
- DÍAZ DE NEIRA, JA.; MUÑOZ DEL REAL, JL.; CABRA, P.; LÓPEZ OLMEDO, F. Y LENDINEZ, A. (in litt.): *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 402; (18-16) Olombrada. Segunda serie (MAGNA): Primera edición. IGME. Madrid.
- DOBLAS, M. (1991). Tardi-Hercinian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*, 191; pp. 325-334.
- DGOH-ITGE (1988): *02 Cuenca del Duero*. Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. En: Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características. Inédito.
- FONT TULLOT, I. (1983): Atlas Climático de España. Inst. Nal de Meteorología.
- GARCÍA CORTÉS, A.; TORRES, T.; MANSILLA, H. Y QUINTERO, I. (1992, in litt.) *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 403; 19-16 (*Maderuelo*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. ITGE. Madrid.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1974). Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos*, 30: pp.579-597.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (zona oriental). *Actas I Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Montpellier, 25-IX- Madrid, 11-X, 1974. (M.T. Alberdi y E. Aguirre eds.): Actas I: pp. 77-82.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. Y REJA GARRIDO, A. (1994): Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías. Ed. Dossat 2000, Madrid. 410 pp.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, FJ.; RUIZ, G.; GIL, J. Y CARENAS, B. (1996). Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica Central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta* 20 (1). pp.119-122.
- GARCÍA, A.; GARCÍA-HIDALGO, FJ.; SEGURA, M.; GIL, J.; CARENAS, B. Y RUIZ, G. (1996). Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta* 20 (1). pp.123-126.
- GARCÍA-HIDALGO, FJ.; SEGURA, M; GARCÍA, A (1997). El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de La Cordillera Ibérica. *Rev.Soc. Geol. España*. 10 (1-2). pp.39-53.

- GÓMEZ, J.J. Y GOY A. (1997). El Jurásico de La Cordillera Ibérica: Estratigrafía secuencial y Paleogeografía. *Comunicaciones IV congres. del Jurásico de España*. Alcañiz, pp.15-16.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1986). Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia SCE. *Tesis Doct. Universidad Complutense*, Madrid, pp. 294.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R.; CASQUET, C. (1985). La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del SCE. *Rev. Materiales y Procesos Geológ.* UCM, Vol-3, pp. 227-234.
- GONZÁLEZ LODERO, F. (1980). Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central español). *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca*. 1-334.
- GOY, A. (1974). El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Serie B: *Publicaciones de Departamentos. Fac. de Geología. Univ. Complut. Madrid*, núm. 14, pp. 1-35.
- 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 Geológicos* núm. 32 (4) pp. 391-423.
- GOY, A. Y SUÁREZ VEGA, L.C. (1983). El Jurásico. En: *Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T-II. cap. III.3.3 pp 62-67.
- GRACIA PRIETO, F.J.; NOZAL MARTÍN, F.; PINEDA VELASCO, A. Y WOUTERS DE VRIES, P.F. (1980). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 38-40.
- GUIMERÁ, J.; ALONSO, A.; RAMÓN MAS, J. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). In: *Basin Inversion*. Buchanan, J.G. & Buchanan, P.G. (eds.). Vol. Esp. 88: 433-453.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. Y PEÑA MONNE, J.L. (1994). Cordillera Ibérica. en: *Geomorfología de España*. (ed. coord. Gutiérrez Elorza, M.). pp 251-286,. Ed. Rueda s.l. Madrid.
- HAMMAN, W. Y SCHMIDT, K. (1972). Eine Llandeilo fauna ans der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N y B. Plaont. Mn.*, mún. 5, pp. 294-299.
- HERNAIZ, PP.; LOPEZ, F.; CABRA, P.; SOLE, J. Y ESCUDER, J. (1995, in litt.) *Mapa Geológico de España*, E.1:50.000, nº 432; 20-17 (Riaza). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. ITGE. Madrid.
- HERNAIZ, PP.; ESCUDER, J.; RODRIGUEZ-FDEZ. R.; VALVERDE, P. Y DUNNING, G. (1996). Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza; Sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20 (4). pp.875-878.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica*. Madrid, 5: 75pp.

- HERNANDO, S. (1973). El Pérmico en la región de Atienza-Somolinos (prov. de Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, T. 84, vol. 4, pp. 231-235.
- HERNANDO, S. (1974). Un depósito tipo "raña" en la base del Triásico del borde sur-occidental de la Cordillera Ibérica (nota previa). *Tecniterrae*, núm. 2, pp. 14-19.
- HERNANDO, S. (1977). Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provs. de Soria, Segovia y Guadalajara). *Tesis Doctoral*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 2. Dpt. Estratigrafía, U.C.M.
- HERNANDO, S. (1980). Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la Región Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 6 pp. 21-54.
- HERNANDO, S. DOUBINGER, J. Y ADLOFF, M.C. (1977). Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm 4, pp. 399-410.
- HOYOS, M.; GARCÍA DEL CURA, M. A. Y ORDOÑEZ, S. (1981). Características Geológicas del yacimiento de los valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37, pp : 345-351.
- IGME (1970). Mapa Geológico de España a E.: 1:200.000, 1ª serie. Aranda de Duero (nº30). *Minist. De Industria. Madrid*.
- IGME (1980): Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 75 pp. y 21 planos.
- IGME (1983): Investigación Hidrogeológica Básica del Sistema nº 88 (10-Bis), Terciario del Sureste de Soria. Cuenca del Duero. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 64 pp. y 9 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*. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 43 pp. y 16 planos.
- ITGE (1991) Mapa Hidrogeológico de España a escala 1:200.000. *Hoja nº 30 (Aranda de Duero)*.
- ITGE (1992): *Cuenca del Duero. Cap. VIII*. En: "Las Aguas Subterráneas en España". Informe de Síntesis. 2ª Edición, pp. 197-216.
- ITGE (1998): Atlas del Medio Hídrico de la provincia de Burgos. Memoria. ITGE- Excma. Dip. Prov. de Burgos, 148 pp.
- JIMÉNEZ FUENTES, E.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G. (1983). El Paleógeno de la Cuenca del Duero. En: *Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T II, pp: 489-491.

- JULIVERT, M. (1983) División en Zonas del Macizo Ibérico. En: *Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T I, cap. II.1.3, pp: 67-71.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. Y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. En: *Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T I, cap. II.3.4.6. pp: 282-285.
- LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A.; MUÑOZ DEL REAL, J.L. (1991). *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 405; 21-16 (*Berlanga de Duero*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. ITGE. Madrid.
- MACAYA, J.; GLEZ.-LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, JR. & 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.
- MAESTRO GONZÁLEZ, A.; CASAS SAINZ, A.M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (provincia de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3). pp 193-214.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6): pp 21-36.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b). Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *Comunicaciones vol. 1. III Congres. Geol de España. Salamanca*.
- MARTÍN-SERRANO, A. (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.
- MAS, J.R.; ALONSO, A.; GUIMERA, J. (1993). Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros ( La Rioja-Soria ). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4). pp. 129-144.
- MAZO, A.V. Y JORDA PARDO, J. F. (1994). Los Proboscideos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.* 50: pp 239-245.
- MAZO, A.V.; MADE, J. VAN DER; 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.
- MAZO, A.V.; JORDÁ, J. F.; MADE, J. VAN DER; 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 Geológico-Mineros ITGE. Vol. 26:* pp 274-275.
- MEDIAVILLA, R. M. Y DABRIO, C.J. (1986).- La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant.* XXII: 111-132.

- MEDIAVILLA, R. M. Y DABRIO, C.J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), pp: 187-195.
- MEDIAVILLA, R. M. Y DABRIO, C.J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Stud. Geol. Salmant.* Vol. 5. Ediciones Univ. de Salamanca, pp. 273-291.
- MEDIAVILLA, R. M.; ALCALÁ, L.; SANTISTEBAN, J.I.; ALBERDI, T.; LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, Y.; 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.
- MEDIAVILLA, R.; DABRIO, C.J.; MARTIN-SERRANO, A. & SANTISTEBAN, J.I. (1996). W6 Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin : evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain. The record of crustal kinematics*. (PF FRIEND & CJ DABRIO eds.). Cambridge University Press. pp.228-236.
- MOLINA, E. Y ARMENTEROS (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroccidental de la cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant.* 22: pp 293-307.
- MOLINA, E. Y PÉREZ-GONZÁLEZ, A.(1989). Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España*. E: 1:1.000.000. ITGE, Madrid. pp: 153-161.
- MOPTMA (1994): Plan Hidrológico del Duero.
- MORENO, F. Y NOZAL, F. (1991). Macizo Hespérico y Cuencas asociadas, cap.(3.4.1.) en: *Memoria y Mapa Neotectónico de España E: 1/ 1.000.000*. ITGE-ENRESA. (Doc.reservada, inédito).
- NOZAL MARTÍN, F. (1997, in litt.). *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 376; 20-15 (*San Esteban de Gormaz*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. ITGE. Madrid.
- ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio de las facies detríticas del Terciario continental sector oriental de la Cuenca del Duero. *Estudios geológicos* 32. pp. 179-188.
- 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 geológicos* 32:pp 215-220.
- ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1977). Facies oncolíticas en medio continental: Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. *Estudios geológicos* 33 pp 459-466.
- PAPADAKIS, J. (1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed. por el autor, Buenos Aires.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.Y GALLARDO (1970). La raña al sur de Somosierra y tierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquense medio *Geogaceta*. 2, pp. 29-32.

- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero. En : *Territorio y Sociedad en España*. (V. Bielza ed.). Ed. Taurus. pp: 162-175.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; MARTÍN-SERRANO, A.; POL, C. (1994). Depresión del Duero. en: *Geomorfología de España*. (Ed. coord. Gutiérrez Elorza, M.) Ed. Rueda. Madrid. pp 351-383.
- PÉREZ MAZARIO, F. (1989). Estudio sedimentológico de la Unidad Superior del Pérmico del Borde NE del Sistema Central. *Comunicaciones XII Congr. Español de Sedimentología*. pp. 39-42.
- PÉREZ MAZARIO, F. (1990). Estratigrafía de la Unidad Inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde NE del Sistema Central Español). *Rev. Soc. Geol. España* 3, pp 307-332.
- PÉREZ MAZARIO, F.; HERNANDO, S. Y RINCÓN, R. (1992). Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noroeste del sistema Central español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales. *Cuadernos de Geología Ibérica* nº 16, pp. 91-14.
- PLATT, N.H. (1990). Basin evolution and faultreactivation in the western Cameros basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 147, pp 165-175.
- PORTERO GARCÍA, J.M.; OLMO, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J., Y VARGAS, I. (1982).- Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. 1979 *Temas Geológico-Mineros*. 6 (1): pp 11-37.
- RAMOS MARTÍN, M.C. Y ALONSO GAVILÁN, G. (1990). Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (1-2): pp 167-179.
- RINCÓN, R.; VILAS, L.; ARIAS, C. GARCÍA-QUINTANA, JR.; MAS, JR., ALONSO, A. Y MELÉNDEZ, N. (1983). El Cretácico de las Cordilleras intermedias y Borde de la Meseta. En: *Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T II, cap. III.3.4, pp: 79-86.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1926). Terciario continental de Burgos, E. 1:50.000, nº 406 (Almazán). Segunda serie (MAGNA), Primera edición. ITGE. Madrid.
- RUIZ FERNÁNDEZ, V. (1991). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, nº 406 (Almazán). Segunda serie (MAGNA), Primera edición. ITGE. Madrid.
- RUIZ FERNÁNDEZ, V.; VALVERDE, M.F. (1991). Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, nº 377 ; 21-15 (Burgo de Osma). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.
- RUIZ, VC.; OSETE, ML.; SOPEÑA, A.; REY, D.; VILLALAIN, JJ. Y GIALANELLA, PR. (1998, in litt.). Primeros resultados magnetoestratigráficos del Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Karniense) en el Macizo Ibérico occidental (Cuevas de Ayllón). Presentado en .XXIV Sesión científica de la Soc. Geol. de España. Geogaceta. Univ. de Zaragoza (Marzo 98).

- SALAS, R. Y CASAS, A. (1983). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228, pp.33-55.
- 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.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1946). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 346 (Aranda del Duero). Mapa Geol. de España. 1:50.000. primera serie. Madrid IGME.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1952). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 375, (Fuentelcésped). Mapa Geol. de España. E. 1: 50.000. primera serie. IGME.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1955). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja nº 403 (Maderuelo). Instituto Tecnológico y Minero de España.
- SANTISTEBAN, J.I.; MEDIAVILLA, R.M.; MARTÍN-SERRANO, A. & DABRIO, C.J. (1996). W 1 The Duero Basin: a general overview. En: *Tertiary basins of Spain. The record of crustal kinematics.* (P F Friend and C J Dabrio eds.). Cambridge University Press.
- SCHÄFER, G. (1969). Geologie und petrographic im östlichen kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläontol.* 10. 207 pp.
- SCHRÖEDER, E. (1930). La zona limítrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. (1948). Traducc. M. San Miguel en *Publ. Extranjeras sobre Geología de España*, CSIC núm IV, pp. 233-294.
- SCHWENZNER, J.E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (traduc. de C. Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T-XLI, pp:121-147.
- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; GARCÍA-HIDALGO, J F.; CARENAS, B.; RUIZ, G. Y GIL, G. (1996). Relaciones genéticas entre las unidades Litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta.* 20 (1). pp.54-57.
- SIMÓN, J.L. (1991 a). Tectónica del ciclo alpino. En: Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, nº 405 (Berlanga de Duero). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.
- SIMÓN, J.L. (1991 b). Tectónica del ciclo alpino. En: Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, nº 406 (Almazán). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.
- SOERS, E. (1972). *Estratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama.* *Studia Geológica*, núm, 4, pp. 7-94.
- SOPENA, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 5. 1-329.

- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1983). El Triásico. En: Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España. IGME, T II, cap.III.3.2, pp: 47-62.
- TEJERO, R.; PERUCHA, MA.; RIVAS,A. Y BERGAMIN, JF. (1996). Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. Geogaceta, 20 (4). pp. 947-950.
- TRUYOLS, J. Y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en la prolongación SE de la Zona Asturoccidental-Leonesa: Cordillera Ibérica y extremo NE del Guadarrama. En: Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España. IGME, T I, cap.II.3.3.5, pp: 489-491.
- VERGES, J. Y RIBA, O. (1991). Discordancias sintectónicas ligadas a cabalgamientos: modelo cinemático. I Congreso del Grup Esp. del Terciario, 1991. comunicaciones.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A. Y HERNANDO, S. (1983). El relleno postHercínico y el comienzo de la sedimentación Mesozoica. En: Libro jubilar J.M. Ríos, Geología de España. IGME, T II, cap.III.2.2, pp: 25-36.
- 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.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA