

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

HERRERA DE PISUERGA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-2754-1997

ISBN: 84-7840-275-6

NIPO: 241-96-007-6

Fotocomposición: GEOTEM. S.L.

Impresión: Master's Gráfico, S.A.

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por «**Informes y Proyectos, S.A. (INIPSA)**» dentro del Programa MAGNA durante los años 1990 y 1991 con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

EQUIPO DE TRABAJO

Cartografía Geológica y Redacción de memoria

F. López Olmedo (INYPSA)

A. Enrile (INYPSA)

P. Cabra (INYPSA)

Cuaternario y Geomorfología

P. Cabra (INYPSA)

Neotectónica

P. Cabra (INYPSA)

Sedimentología

J. Solé (INYPSA)

Estudio de muestras

J.M. Brell (Difracción R-X) (U.C.M.)

J.P. Calvo (Carbonatos) (U.C.M.)

R. Fort (Minerales pesados) (U.C.M.)

M. Bustillo (Minerales pesados) (U.C.M.)

Paleontología de Vertebrados

C. Sesé (C.S.I.C.)

J. Morales (C.S.I.C.)

Micropaleontología

J. Ramírez del Pozo

A. García Quintana (U.C.M.)

Recursos Naturales

J. Rey de la Rosa (INYPSA)

Hidrogeología

B. R. García de Andoín (EPTISA)

Geotécnica

J. Alameda (INYPSA)

Puntos de interés geológicos

J. Alameda (INYPSA)

F. López Olmedo (INYPSA)

J. Palacio (INYPSA)

Teledetección

J. González Lastra (INYPSA)

Jefe de Proyecto

E. Piles (EPTISA)

Asesores (Mesozoico)

V. Pujalte (Universidad del País Vasco)

S. Robles (Universidad del País Vasco)

NORMAS Y DIRECCIÓN (ITGE)

Dirección y Supervisión del Proyecto

A. Martín-Serrano (ITGE)

Geomorfología

A. Martín-Serrano (ITGE)

Neotectónica

E. Elízaga (ITGE)

Recursos Minerales

J. M. Baltuille (ITGE)

Hidrogeología

A. Ballester (ITGE)

Puntos de Interés Geológico

E. Elízaga (ITGE)

Se pone en conocimiento del lector que en el ITGE existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria.

INDICE

0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	13
1.1. INTRODUCCION	13
1.2. TRIASICO SUPERIOR. FACIES KEUPER	14
1.2.1. Lutitas rojas y verdes (1). Triásico superior	14
1.3. TRIASICO SUPERIOR-BAJOCIENSE. JURASICO MARINO	16
1.3.1. Calizas y dolomías grises tableadas, carniolas, calizas bioclásticas y calizas oolíticas a techo (2). Triásico superior- Sinemuriense medio	16
1.3.2. Alternacia de margas, margocalizas y calizas (3). Sinemuriense superior-Aalenienso	18
1.3.3. Calizas bioclásticas grises y margas, con esponjas (4). Bajociense	19
1.4. CRETACICO INFERIOR. APTIENSE-ALBIENSE	21
1.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas con niveles carbonosos (5). Aptiense-Albiense	21
1.5. FACIES UTRILLAS Y CRETACICO SUPERIOR MARINO. ALBIENSE SUPERIOR-CAMPANIENSE	23
1.5.1. Arenas y conglomerados con lutitas versicolores y alteraciones caoliniticas (6). Albiense superior-Cenomaniense	24
1.5.2. Areniscas, margas y lutitas ocre con niveles carbonosos (7). Cenomaniense	26
1.5.3. Margas, calizas, biocalcarenitas y calizas margosas, con ostreidos (8). Cenomaniense-Coniaciense	28
1.5.4. Calizas y biocalcarenitas (9). Turuniense-Coniaciense	29
1.5.5. Margas grises y ocre con margocalizas (10). Santoniense	31
1.5.6. Calizas grises y/o dolomías y biocalcarenitas (11). Santoniense	32
1.5.7. Dolomías pardo-rojizas y biocalcarenitas (12). Santoniense superior-Campaniense	34
1.5.8. Margas ocre (13). Campaniense	34
1.5.9. Calizas y dolomías grises (14) Campaniense	35
1.6. Terciario	36
1.6.1. Brechas y conglomerados calcáreos. Facies Alar del Rey (15). Aragoniense superior (Astaraciense)	40
1.6.2. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas (16). Lutitas rojas (fangos) con niveles discontinuos de areniscas y/o conglomerados (canales) (17). Facies Grijalba-Villadiego. Aragoniense superior (Astaraciense)	42

1.6.3. Margocalizas, margas, calizas, lutitas y areniscas. Paleosuelos carbonatados (18). Aragoniense superior (Astaraciense)	47
1.6.4. Conglomerados silíceos con lutitas ocreas (19). Lutitas ocreas y gravas silíceas (20). «Abanico de Cantoral». Astaraciense superior-Mioceno superior.	48
1.6.5. Lutitas ocreas y rojizas (fangos) con niveles discontinuos de areniscas y conglomerados (paleocanales) y a veces calizas limolíticas arenosas (paleosuelos) (21). «Facies de la Serna». Astaraciense superior-Mioceno superior	50
1.6.6. Gravas y arenas silíceas (Aluvial finineógeno) (22). Plioceno	52
1.7. CUATERNARIO	53
1.7.1. Gravas silíceas y arenas. Terrazas (23, 24 y 26)	54
1.7.2. Tobas y travertinos (25)	55
1.7.3. Gravas y lutitas. Glacis (27)	55
1.7.4. Arcillas, limos y cantos. Fondos de valle y llanura de inundación (28 y 29)	56
1.7.5. Arcillas, arenas y cantos. Conos de deyección (30). Coluviones (31)	56
1.7.6. Arcillas y limos grises. Fondos endorreicos (32)	57
1.8 CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO	57
2. TECTONICA	61
2.1 TECTONICA ALPINA	61
2.1.1. Introducción	61
2.1.2. Unidades estructurales	62
2.1.2.1. Banda plegada	62
2.1.2.2. Cuenca del Duero	64
2.1.3. Tectónica y sedimentación	65
2.2. NEOTECTONICA	68
3. GEOMORFOLOGIA	71
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	71
3.2. ANTECEDENTES	72
3.3. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	72
3.3.1. Estudio morfoestructural	72
3.3.2. Estudio del modelado	74

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	79
3.5. EVOLUCION DINAMICA	81
3.6. MORFODINAMICA ACTUAL	84
4. HISTORIA GEOLOGICA	85
5. GEOLOGIA ECONOMICA.....	91
5.1. RECURSOS MINERALES.....	91
5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	91
5.1.1.1. Aspectos generales e historia minera	91
5.1.1.2. Tipos de mineralizaciones.....	91
5.1.2. Minerales energéticos	91
5.1.3. Rocas industriales.....	91
5.1.3.1. Aspectos generales e históricos	91
5.1.3.2. Descripción de los materiales	92
5.2. HIDROGEOLOGIA	94
5.2.1. Hidrología	94
5.2.2. Hidrogeología.....	95
5.3. CARACTERISTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	95
5.3.1. División en Áreas y Zonas geotécnicas. Características generales	96
5.3.2. Estudio de las áreas y zonas.....	97
5.3.2.1. Área I	97
5.3.2.2. Área II	98
5.3.2.3. Área III	98
5.3.2.4. Área IV	99
5.3.2.5. Área V.....	101
6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (PIG)	105
6.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	105
6.2. TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA	105
7. BIBLIOGRAFIA	107

0. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Herrera de Pisuerga nº 165 (17-9) se encuentra situada en sector nororiental de la Cuenca del Duero, en el borde de la Cordillera Cantábrica.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla y León abarcando parte de las provincias de Palencia y Burgos. Destacan como poblaciones más importantes Herrera de Pisuerga y Alar del Rey, existiendo además numerosos pueblos que se ubican principalmente a lo largo de los valles que atraviesan la Hoja, tales como Ventosa de Pisuerga, San Cristobal de Boedo, Calahorra de Boedo, Sotobañado-Priorato, Villameriel, etc.

Desde el punto de vista fisiográfico el área se enmarca al norte de la Comarca Tierra de Campos, en los valles de Pisuerga y Boedo.

La red fluvial se encuentra bien desarrollada, siendo las arterias principales el río Pisuerga y sus tributarios Boedo y Valdavia que confluyen con el primero más al sur en las proximidades de Osorno.

El relieve en general es suave, excepción hecha del ángulo noreste en donde resaltan importantes elevaciones (Albacastro 1.336 m, Redondilla 1.150 m) correspondientes a las estribaciones occidentales de las Peñas de Amaya. En la mitad occidental de la Hoja destacan sobre el horizonte extensas plataformas que corresponden a los diferentes niveles de terrazas que a su paso la red fluvial desarrolló. Destacan entre otros como vértices geodésicos más importantes: Casilla (1.001 m), Pico Medio (990 m), Cuesta de la Encina (969 m), Cuesta Sesilla (946 m) y Ladera del Ser (939 m).

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se ubica muy próxima al borde septentrional de la Cuenca del Duero, en su límite con las estribaciones mesozoicas de la Cordillera Cantábrica (Fig. 1). Aparece caracterizada por materiales continentales terciarios y cuaternarios que constituyen parte del relleno de la depresión en la que se encuentra ubicada.

La Cuenca del Duero posee en términos generales una configuración asimétrica, debido al comportamiento geodinámico de sus bordes (Alonso *et al.* 1983), constatándose en su sector septentrional la existencia de fracturas de gran salto, que condicionan subsidencias importantes.

Este borde norte está formado por la Cordillera Cantábrica que constituye el basamento, al menos para esta parte de la cuenca, observándose en ella dos unidades claramente diferenciadas: la más occidental está constituida por materiales paleozoicos siliciclásticos y carbonatados, mientras que la oriental está formada por materiales mesozoicos correspondientes a la cuenca Vasco-Cantábrica, de naturaleza carbonatada principalmente y detrítica en menor proporción. El accidente de Ventaniella parece poner límite a ambos dominios, prolongándose en el subsuelo cerca del área objeto de estudio. Por último, la distribución de materiales de edad y litología diversas en dicha cordillera, que actúa como área madre en las distintas etapas de relleno de la cuenca, constituye uno de los indicadores sedimentarios más importantes para la caracterización de las diferentes unidades.

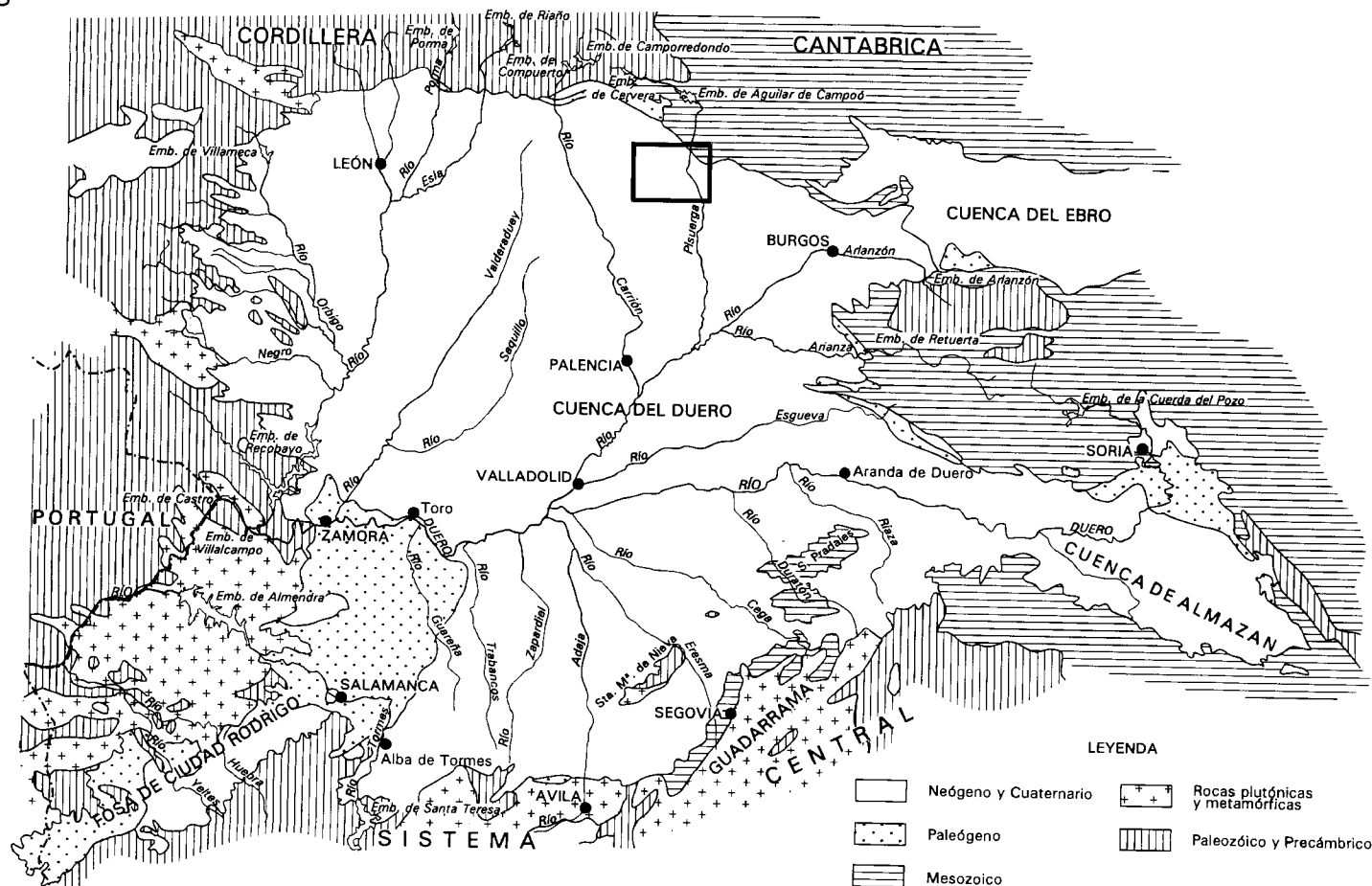


Fig. 1.- Esquema de situación de la Hoja en el contexto geológico de la Cuenca de Duero.

La construcción y sedimentación de la Cuenca del Duero resulta compleja, ya que comenzó en el Paleógeno con una configuración muy diferente de la actual. Dicho relleno, al menos cerca del área de estudio, en el borde septentrional, corresponde a una megasecuencia negativa, como consecuencia de la progradación de las facies proximales, en términos generales, hacia el Sur (Colmenero *et al.* 1982 y García Ramos *et al.* 1982) o Suroeste, llegando a alcanzar su máxima extensión durante el Paleogeno superior-Mioceno inferior.

A lo largo del Neógeno se producen la configuración y el relleno de la actual Cuenca del Duero. Los datos disponibles en la actualidad corresponden, por una parte, a estudios regionales como los de HERNANDEZ PACHECO, E. (1915 y 1930); MABESOONE (1959, 1961), AEROSERVICE (1967), MANJON (1969), Portero *et al.* (1979), CORRALES Y DABRIO (1978), MEDIAVILLA *et al.* (1986) y MARTIN-SERRANO (1988 y 1989), y por otra, a las transversales realizadas con motivo de la confección de las Hojas del Plan Magna. Interesa destacar por la proximidad o relación con la zona los trabajos de SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*; (1975), ARAGONES (1978), y PORTERO *et al.* 1983).

Durante el Plioceno debió producirse un rejuvenecimiento del relieve con un consiguiente cambio climático, que dio lugar a la instalación de un importante sistema fluvial, en un principio con un carácter de abanico, para evolucionar durante el Cuaternario a facies más restringidas geográficamente, encajadas sobre el substrato neógeno. El carácter fluvial de este nuevo ciclo sedimentario da lugar a un importante y complejo desarrollo de terrazas fluviales, parte de las cuales aparecen representadas en la Hoja de Osorno.

Por último, interesa destacar como información existente sobre la geología del subsuelo en la Hoja, la aportada por el sondeo de prospección petrolífera de Villameriel-1, ubicado al sur del área a estudiar y llevado a cabo por Enpensa en 1969. Este sondeo de 2.933 m de profundidad llegó hasta el zócalo paleozoico, cortando previamente 1.200 m de sedimentos neógenos y 750 m de materiales paleógenos. El Cretácico, con 900 m de espesor, aparece caracterizado por Facies Garum en el techo y una sucesión carbonatada atribuida al Senoniense. La Facies Utrillas se apoya directamente sobre el Paleozoico.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCIÓN

En la Hoja de Herrera de Pisuergra se encuentran dos áreas bien diferenciadas desde el punto de vista estratigráfico. Al noreste se sitúan materiales mesozoicos pertenecientes a la Cuenca o Región Vasco-Cantábrica de Feuillee y Rat (1971). El resto de la zona de estudio se caracteriza por la presencia de unidades neógenas de la Cuenca del Duero.

El Mesozoico del sector nororiental abarca desde el Triásico superior hasta el Campaniense. El Triásico está representado por depósitos lutítico-arcillosos característicos de la Facies Keuper. El Lías inferior tiene un carácter dolomítico y se enmarca en contextos supramareales salinos que pasan hacia techo a un conjunto calcodolomítico intermareal-submareal. El resto del Jurásico está representado por facies marinas y llega hasta el Bajociense. Se trata de una alternancia rítmica entre margas y calizas margosas propia de un ambiente de plataforma externa, y culmina con un tramo calcáreo más energético con desarrollo de construcciones de esponjas.

Por encima y discordante se dispone un complejo de sistemas aluviales de edad Aptiense-Albiense inferior-medio, faltando el resto del Jurásico marino (en la región llega hasta el Calloviense inferior) y las facies Purbeck y Weald (Malm-Barremiense) probablemente por erosión.

La facies Utrillas se considera de edad Albiense-Cenomaniense. Está compuesta por areniscas y conglomerados que configuran el relleno de canales *braided*. En la parte alta se desarrolla una subunidad que incluye canales de alta sinuosidad y que pasa transicionalmente a facies mixtas de estuario.

El resto del Cretácico superior caracteriza el relieve en mesas típico de la región. Está constituido por potentes barras calcáreas separadas por tramos esencialmente margosos.

Se diferencian dos contextos paleogeográficos que tienen un importante reflejo en la estratigrafía hasta la parte media del Santoniense, momento en que se homogeneiza la sedimentación. Estos dos contextos se encuentran separados por el Accidente de Becerril que se extiende con dirección ONO-ESE al oeste de Rebolledillo de la Orden.

Los afloramientos más meridionales (Rebolledillo de la Orden, Cuevas de Amaya), se caracteriza por presentar un importante hiato sedimentario que comprende al Cenomaniense superior, Turoniense y Coniaciense. La primera barra bioclástica reconocida pertenece indiscutiblemente al Santoniense. El substrato de la Facies Utrillas son los términos carbonatados de la unidad 2 (Lías inferior).

En los sectores situados al norte del accidente (Mesa de Albacastro), se encuentran series con los términos del Cenomaniense y Turoniense bien representados. La primera barra calcárea es del Turoniense-Coniaciense y los equivalentes al primer resalte del dominio meridional están representados por una alternancia rítmica de margas y calcarenitas de edad Santoniense. El substrato de la Facies Utrillas es variado, correspondiendo a los términos detríticos del Aptiense-Albiense (unidad 5) o a diferentes unidades jurásicas marinas (unidades 4,3 y 2).

El resto del Santoniense está constituido por una unidad de margas transgresivas y termina con un complejo de barras calcáreas.

El Campaniense presenta abundantes cambios laterales en la región. Está compuesto por facies calcáreas y margocalcáreas de plataforma somera y puede incluir intermitentemente complejos de barras de energía media.

En la Hoja de Herrera de Pisuegra el Terciario de la Cuenca del Duero está representado exclusivamente por materiales neógenos.

Se diferencian tres ciclos de relleno compuestos esencialmente por depósitos terrígenos correspondientes a sistemas de abanicos aluviales y fluviales.

El primer ciclo tiene una edad Astaraciense. El color rojizo de sus depósitos y la naturaleza de los cantos evidencia un área madre mesozoica predominantemente carbonatada. Coexisten múltiples abanicos aluviales de pequeño radio con dos importantes sistemas de abanicos fluviales que constituyen las redes principales de drenaje. El área comprendida entre estos dos abanicos se caracteriza por la presencia de facies carbonatadas charcustras-palustres originadas por deficiencias en el drenaje. Los dos sistemas fluviales son conocidos como Abanico de Aviñante al oeste y de Alar del Rey al este. Las facies conglomeráticas pertenecientes a los contextos proximales de los abanicos, sin distinción respecto al carácter aluvial o fluvial, se denominan Facies Alar del Rey-Vega de Riarcos, y los depósitos del frente, que se caracterizan por la elevada proporción en lutitas, son conocidos como Facies Grijalba-Villadiego.

El segundo ciclo se dispone probablemente discordante sobre distintos términos de la unidad Astaraciense. Se sitúa en el Mioceno superior, si bien sus equivalencias en Hojas más meridionales plantean algunos problemas estratigráficos. Es de naturaleza principalmente silícea, de lo que se deduce un área fuente paleozoica. Las facies conglomeráticas de orla media y frente proximal corresponden a la denominación de Abanico de Cantoral. Los depósitos de frente distal se conocen como Facies de la Serna.

El tercer ciclo es litológicamente muy similar al anterior. Se considera el último episodio aluvial finineógeno y se le atribuye una edad de Plioceno superior.

A continuación se suceden los procesos de encajamiento fluvial cuaternario con sus depósitos correspondientes.

1.2. TRIASICO SUPERIOR. FACIES KEUPER

1.2.1. Lutitas rojas y verdes (1). Triásico superior

Tiene una escasa representación en el sector nororiental de la Hoja. Se reconoce en una estrecha franja asociada al frente cabalgante del Accidente de Becerril, en el Valle de Cuevas de Amaya y al sur de la población abandonada de Puentes de Amaya.

Esta unidad está compuesta en su mayor parte por materiales lutítico-arcillosos, predominando el color rojo con algunos niveles verdosos. Son escasos los puntos en donde se

observa la existencia de niveles de yeso centimétrico dispersos dentro de la unidad. La presencia de niveles limolíticos ocre centimétricos es minoritaria.

La plasticidad de estos materiales facilita la implicación de la unidad en la tectónica regional, favoreciendo la existencia de niveles de despegue a esta altura estratigráfica. Esta circunstancia origina que las condiciones de afloramiento de la unidad no sean muy buenas, por lo que no se puede observar completa la sucesión estratigráfica de la unidad, limitándose la observación a cortes parciales.

Las facies lutítico-arcillosas se organizan en secuencias de oxidación-reducción de espesor métrico. Los términos inferiores están formados por arcillas margosas verdes y versicolores, en ocasiones yesíferas, correspondiendo al intervalo de reducción. Los términos superiores están constituidos por arcillas rojas bioturbadas. Pueden incluir niveles delgados de limos. Las facies lutítico-arcillosas se enmarcan en un ambiente lagunar en tránsito a llanura fangosa circunlitoral (*sabkha* costera con subambientes lagunares).

Resulta difícil comprender el significado de los términos infrayacentes y el contacto basal de esta unidad triásica en Facies Keuper. En cambio el techo de la unidad 1, se observa al norte en la Hoja de Prádanos de Ojeda, en un excelente afloramiento situado en Aguilar de Campóo, unos potentes niveles yesíferos decimétricos nodulosos laminados y brechoides, con cristales de cuarzo bipiramidal dispersos. Sobre estos niveles culminantes los materiales en Facies Keuper parecen situarse, en continuidad estratigráfica términos carbonatados que podrían ocupar la posición estratigráfica de la Formación Dolomías tableadas de Imón. Según esto la edad de los términos superiores de la unidad 1 es Noriense y posiblemente Carniense, formando parte esta unidad del megaciclo Triásico superior reconocido en otras regiones.

La potencia de la unidad es difícil de estimar por las implicaciones tectónicas de estos materiales. Los espesores mínimos visibles varían entre los 50-100 m. La compleja estructuración tectónica a la que están sometidos estos dúctiles materiales imposibilita el cálculo estimativo de la potencia real de la unidad. La actividad diapírica detectada en la región, relacionada con los ciclos sedimentarios terminales del Cretácico inferior (Aptiense y Albiense) induce a pensar en una notable potencia original de estos sedimentos, que podría alcanzar valores de varios centenares de metros. No obstante el carácter litoral de la unidad y su posición paleogeográfica próxima al Macizo Paleozoico Asturiano enmarcaría el área estudiada posiblemente en un entorno de limitada subsidencia, en comparación con áreas próximas, menos deformadas, situadas al noreste (Dominio Cantabro-Navarro), en donde la potencia del Triásico superior alcanza valores del orden de miles de metros.

La parte superior de la unidad 1 que es la que aflora en mejores condiciones, podría corresponder al tramo terminal k_2 del Triás en Facies Keuper levantino separado por Orti (1982-83). Correspondería al comienzo de un ciclo transgresivo, con expansión cuencal, en el que los yesos que culminan la unidad en la Hoja de Prádanos correspondería a una etapa evaporítica transgresiva y los carbonatos basales de la unidad 2 corresponderían al intervalo de mayor influencia marina.

1.3. TRIASICO SUPERIOR-BAJOCIENSE. JURASICO MARINO

1.3.1. Calizas y dolomías grises tableadas, carniolas, calizas bioclásticas y calizas oolíticas a techo (2). Triásico superior-Sinemuriense medio

Esta unidad calco-dolomítica aflora al sur y oeste de Rebolledillo de la Orden y al sur y oeste de la población abandonada de Puentes de Amaya. Su contacto basal suele ser mecánico. En la Hoja de Herrera de Pisuegra se pueden diferenciar dos tramos. El inferior es esencialmente dolomítico y brechoide. El superior presenta una mayor diversidad de facies, reconociéndose dolomías tableadas, barras calcodolomíticas y en menor proporción dolomías brechoides y carniolas. Culmina la unidad un conjunto bioclástico y oolítico con superficies ferruginosas que se relaciona con el importante *hard-ground* intra-sinemuriense que acota la unidad a techo.

Las características de estos tramos se reconocen en el corte de Becerril del Carpio, próximo al conjunto de afloramientos de la zona de estudio y situado en la Hoja de Prádanos de Ojeda. En la Hoja de Herrera de Pisuegra no afloran bien los niveles basales de este conjunto carbonatado de edad Triásico superior-Hettangiense inferior. Es un tramo tableado que se observa bien en el corte de Becerril y es equivalente a las Dolomías tableadas de Imón. Su ausencia parcial, está relacionada con la mecanización del contacto basal de la unidad, que aprovecha el nivel de despegue secundario constituido por la base del segundo tramo brechoide y dolomítico de Becerril, con el que suele comenzar la unidad en la Hoja (tramo inferior).

Tramo inferior:

Está representado por un potente conjunto de dolomías cristalinas oquerosas, con moldes de evaporitas, brechas dolomíticas y vestigios de calizas dolomíticas laminadas. La dolomitización y recristalización impide conocer la textura original. Se reconocen vestigios de laminaciones de algas y superficies erosivas. Las dolomías brechoides se disponen en bancos de espesor métrico. El origen de la brechificación es debido al colapso producido por la disolución de evaporitas. El término «carniola» corresponde a dolomías oquerosas no brechoides con presuntos moldes de sales. Las dolomías laminadas se encuentran en bancos de potencia comprendida entre 0,5 y 2 m. El laminado es discontinuo y muchas veces desaparece por recristalización, atribuyéndosele un origen algal.

El tramo se ha depositado en un ambiente de llanura costera salina tipo *sabkha* en condiciones principalmente supramareales, aunque las condiciones inter a submareales también están presentes.

Esta parte de la unidad 2 suele presentar un considerable espesor, en torno a los 75-100 m. En otros puntos de la Hoja este tramo presenta una menor potencia aparente o no se reconoce. Esto es debido a que la unidad 2 está implicada en los más importantes accidentes tectónicos de la Hoja, por su posición estratigráfica ligada al principal nivel de despegue regional, constituido por la Facies Keuper. Esto podría favorecer la existencia de niveles de despegue secundarios dentro de la unidad a la altura de este tramo.

Robles et al. (1988) y Pujalte et al. (1988), ponen de manifiesto una superficie de truncación erosional en la base del tramo de dolomías brechoides y carniolas. Esta superfi-

cie constituiría la base del sistema sedimentario de plataforma somera del Lías inferior, propuesta por estos autores.

Tramo superior:

La unidad culmina con un conjunto de aspecto tableado, pero que presenta una mayor variedad litológica que el tramo inferior de aspecto bastante homogéneo. Junto a calizas y dolomías de espesores centimétricos a métricos, con predominio de las capas decimétricas y texturas *grainstone* a *wackestone* con presencia de granos de cuarzo, que presentan morfologías de barras, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, ripples de ola, etc., se intercalan calizas dolomíticas con texturas dominantes tipo *wackestone* con laminaciones algales, además de carniolas y dolomías brechoides. El tramo se compone de los intervalos de calizas dolomíticas tableadas separados por un tramo de dolomías laminadas algo acarnioladas.

Los términos tableados, son depósitos de plataforma somera sometida a la acción del oleaje y tormentas en condiciones submareales próximas al estado intermareal y representan un conjunto de *shoals* en condiciones algo más someras que las facies equivalentes del tramo inferior. Los carbonatos laminados se encuentran en el límite inter-supramareal mientras que las carniolas y brechas se sitúan en un ambiente de *sabkha* salina, con fuerte evaporación, generación de evaporitas, encajamiento local de canales y desarrollo de tapices algales. En el corte de Becerril la potencia del tramo es de unos 30 m y en otros puntos de la Hoja puede llegar hasta los 50 m. La edad del tramo corresponde al Sinemuriense inferior-medio, Ramírez del Pozo (1971), Braga et al. (1988), Robles et al. (1988).

El techo de la unidad está marcado por la presencia de una importante interrupción sedimentaria que marca el comienzo de la disgregación de la plataforma carbonatada del Lías inferior (intervalo temporal con condiciones sedimentarias y subsidentes relativamente uniformes). Este *hard-ground* está presente en todas las cuencas jurásicas, y en esta zona los autores coinciden en señalar una edad Sinemuriense medio (zona de *Obtusum*) para este evento que por su significado sedimentario es diacrónico. Se alcanzan plenas condiciones de plataforma a distintas alturas hasta el límite Sinemuriense-Pliensbachiense (zonas de *Oxynotum* a *Raricostatum*). Las litologías ligadas a esta interrupción son calizas y dolomías oolíticas y bioclásticas con una proporción alta de granos de cuarzo, que pasa a muy alta en los techos de capas, donde muestran ferruginizaciones, perforaciones y acumulaciones de fauna. La potencia de estos niveles de sedimentación condensada varía entre varios metros a decímetros.

La Unidad 2 es un conjunto carbonatado complejo, de gran potencia con valores en el ámbito de la Hoja de 150 a 200 m, encontrándose en la región potencias de hasta 400 m. Su alto grado de deformación hace difícil precisar su estratigrafía y ciclicidad sedimentaria. Los datos conocidos en Hojas adyacentes hacen suponer que la historia de la unidad es compleja, con numerosos ciclos de somerización, que oscilan entre términos submareales de plataforma y condiciones submareales de *sabkha* con importantes dife-

rencias de subsidencia incluso a nivel local. Las secuencias más importantes dentro de la unidad son la profundización primera que comienza en la base del tramo basal, apenas observable en la Hoja, en su contacto con la facies Keuper, y al cambio brusco a condiciones supramareales marcadas por la aparición de las brechas y carniolas del tramo inferior. Por último la secuncialidad se hace más compleja en el tramo superior de la unidad, existiendo evidencias regionales de una relación sedimentaria entre el tramo inferior y el superior.

1.3.2. Alternancia de margas, margocalizas y calizas (3). Sinemuriense superior-Aalenense

Sobre el nivel de *hard-ground* que culmina la Unidad 2 se deposita un conjunto característico de alternancias rítmicas calizo-margosas. Estos niveles se observan al sur de la Mesa de Albacastro en la esquina nororiental de la Hoja. En la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, sus características se observan mejor (corte de Rebolledo de la Torre).

Las margas tienen coloraciones verdes y grises con tonalidades variables. La alteración origina un característico color blanquecino, que influye en el aspecto de campo de la unidad. Tanto los niveles margosos, como los calizo-margosos se encuentran muy bioturbados. El espaciado de la alternancia más frecuente es decimétrico, aunque no son raras las capas centimétricas y métricas tanto de margas como de calizas y margocalizas, que presentan colores blanco, grises y ocre. La textura de los niveles margocalizos es *mudstone-wackestone*, mientras que en los niveles más calizos es *packstone-wackestone* con una organización en secuencias positivas. Estas capas más calizas suelen tener bases erosivas y retoques de ripples de oleaje a techo de capa. Los componentes aloquímicos corresponden a restos bioclásticos fundamentalmente, sobre todo en las capas más calcáreas donde existe también una gradación positiva de estos componentes. En los términos calizo-margosos no es extraño encontrar *pellets* fecales como componente aloquímico principal.

Los términos basales de la unidad no se suelen observar muy bien porque suelen presentar un ligero despegue mecánico con respecto al techo de la unidad 2. En la Hoja de Prádanos de Ojeda es visible este tránsito (al oeste de Vallespinoso de Aguilar). Se observa el desarrollo sobre una decena de metros de rítmica de un nivel métrico calcáreo que desarrolla un nuevo *hard-ground* a techo. Esta interrupción en la sedimentación es observada en la zona de Camino (Santander) al norte de la Hoja, donde se sitúa en el Sinemuriense superior (zona de *Oxinetum*). No existe certeza de la extensión de este evento, aunque parece ser notable (Jurásico de Asturias). La interpretación de este hecho debe corresponder a la existencia de subsidencias diferenciales en la cuenca de depósito de la unidad rítmica. Esto se pone de manifiesto en la gran variación de potencia observada regionalmente para esta unidad. Mientras que en la Hoja el espesor más usual se encuentra en torno a los 50-80 m, en áreas cercanas (Puerto de Pozazal, al norte) la potencia llega a ser de varios cientos de metros (400 a 500). En muchos puntos la unidad se encuentra adelgazada por razones tectónicas que, como se comentó anteriormente, afectan a los términos basales de la unidad que suelen presentar un mayor contenido margoso.

El ambiente de depósito de la unidad se circunscribe a una plataforma abierta de muy baja energía y sedimentación restringida. En las áreas de máxima subsidencia, no es rara la presencia de facies euxínicas compuestas por lutitas negras laminadas, ricas en bitumen, y con mineralizaciones dispersas de sulfuros. Estas litologías se encuentran al norte de la Hoja en las inmediaciones de Reinosa y se interpretan como propias de un surco subsidente (Robles et al. 1988), mientras que en la Hoja la unidad se ha depositado en un alto relativo.

El conjunto de la unidad es muy fosilífero con abundantes restos ammonoideos, nautiloideos, braquiópodos, pectínidos, belemnites, crinoideos, equínidos, ostreidos y foraminíferos. Braga et al. (1988) diferencian diez zonas de ammonites (*Obtusum* a *Tenuicostatum*) en el corte de Camino (Santander) que abarcan desde el Sinemuriense superior (Lotharingiense) hasta el Toarciense inferior. Pujalte et al. (1988), en el corte de Rebolledo de la Torre, diferencian hasta 12 zonas dentro de la unidad llegando desde el Sinemuriense superior al Aalenense inferior (*Oxynotum* a *Murchinsonae*).

El contenido micropaleontológico de este nivel, en el corte de Becerril del Carpio de la Hoja de Prádanos de Ojeda, está compuesto por lagénidos de los géneros *Astaculus*, *Marginulina*, *Lenticulina* y *Lingulina*, que indican una edad Sinemuriense superior a Pliensbachense. En el techo de la unidad, en el corte de Rebolledo de la Torre cercano al borde sur de la Hoja de Prádanos, las calizas contienen *pellets*, limo y óxidos de hierro, así como abundantes microfilamentos, *Eothrix alpina* Lomb., radiolarios y lagénidos (*Lenticulina*, *Astaculus*, *Marginulina*, etc.). Este tipo de microfacies es muy característico de la base del Dogger (Aalenense) en la región de Burgos-Palencia.

El límite superior de la unidad viene marcado por la presencia de un nivel de calizas bioclásticas con abundantes bioclastos y oolitos ferruginosos que se asocian a una interrupción sedimentaria que culmina la unidad. El lapso abarcado por la interrupción abarca desde el Aalenense inferior al Bajociense basal. La sedimentación condensada en este tramo produce la amalgamación de las zonas de Ammonites 13 (*Opalinum*) y 14 (*Murchisonae*) en el corte de Rebolledo de la Torre.

La unidad rítmica 3 se encuentra limitada, por tanto, a muro y a techo por dos importantes interrupciones sedimentarias que la caracterizan como una macrosecuencia. No obstante, existen otras interrupciones en la sedimentación dentro de la unidad. Las edades que acotan estos límites netos van desde el Sinemuriense superior al Aalenense inferior. El conjunto de Lías superior-Aalenense debe ser considerado como una macrosecuencia. La escasez de estructuras tractivas es propia de un medio de muy baja energía y se asocia en este caso a un momento de alto nivel del mar (*high stand*) relativo.

1.3.3. Calizas bioclásticas grises y margas, con esponjas (4). Bajociense

Se encuentra esta unidad en el mismo área que la rítmica del Lías superior (3), al nores- te de la Hoja en las inmediaciones de la Mesa de Albacastro.

Esta unidad es un conjunto predominantemente calcáreo, que resalta claramente en los afloramientos de la región por lo que constituye un buen nivel de referencia carto-

gráfica. Los mejores puntos de observación de la unidad se encuentran al norte, en la Hoja de Prádanos de Ojeda (estación de Aquilar de Campóo, en Becerril de Carpio y al oeste de Rebolledo de la Torre). La unidad está compuesta por dos niveles calcáreos, siendo más potente el superior y más constante y continuo el inferior. Se encuentran separados por un intervalo margoso, de espesor variable.

Los términos calcáreos tienen un color gris claro y se presentan en capas con bases erosivas. En el nivel calcáreo superior, se aprecian estratificaciones cruzadas a muy gran escala y bajo ángulo. En Becerril del Carpio, en la Hoja de Prádanos de Ojeda, se observa la amalgamación de cuerpos sedimentarios bioclásticos con algunos biohermos de esponjas. Su perfil es lenticular, de potencia métrica. El nivel superior de la unidad alcanza espesores en torno a la veintena de metros. Estos engrosamientos de la barra superior tienen dimensiones laterales hectométricas, acuniándose y adquiriendo el aspecto y la potencia usual de este nivel superior en la región, entre 7 y 10 m. La intercalación margosa adquiere valores métricos con un máximo entorno a los 5 m. Esta intercalación margosa puede acuniarse sedimentariamente hasta desaparecer, amalgamándose los dos niveles calcáreos.

El nivel calizo inferior, también de orden métrico, alcanza valores comunes en torno a los 3-4 m. Según esto la potencia más frecuente de la unidad en la región es de 20-30 m, con valores máximos de 50 m.

Texturalmente son *packstones-wackestones* cuyos componentes más abundantes son los bioclásticos y en menor proporción ooides e intraclastos. En algunos casos, se reconocen *bounstones* de espongiarios y corales.

El aspecto más destacable de la unidad es la presencia de esponjas litistidas, que se encuentran normalmente disgregadas dentro de las barras bioclásticas de la unidad. Sus espículas son uno de los componentes más característicos de estos niveles. En afloramientos excepcionales (Rebolledo de la Torre), se observan esponjas en posición de vida, intercaladas entre niveles margosos con dimensiones individuales centimétricas a decimétricas.

La unidad se depositó en un ambiente de plataforma exterior energética relativamente distal, por debajo de la influencia de las mareas y con retrabajamiento del fondo mediante procesos originados por tormentas (desarrollo de barras de media a alta energía). Los intervalos margosos son colonizados por las esponjas, que junto a restos de otros organismos, son retrabajados por las intensas corrientes producida fundamentalmente por tormentas e incorporados a los cuerpos sedimentarios bioclásticos con morfología de barras que constituyen la litología predominante de la unidad. Las esponjas suelen colonizar pequeños montículos de fango o bioclásticos de dimensiones comprendidas entre 1 y 3 metros. Estos pequeños biostromos pueden amalgamarse, aunque lo normal es que sean disgregados, perdiendo su organización original.

Las esponjas litistidas conviven con otros organismos: cefalópodos, equinodermos, bivalvos, gasterópodos, corales, foraminíferos y otros poríferos. El material micropaleontológico reconocido en la unidad, está compuesto por microfilamentos, *Eothrix alpina* Lomb, radiolarios, espículas, *Epistomina* (*Brotzenia*) sp., *Nubecularia* cf. *reicheli*

Marie, *Lenticulina* spp. y *Ammobaculites* cf. *fontinensis* Terq. Esta microfacies es característica del Bajociense de la región.

Los horizontes espongiolíticos y bioclásticos forman dos secuencias de somerización que culminan con superficies de interrupción en la sedimentación. En el cercano corte de Rebolledo de la Torre (Pujalte et al. 1988), el nivel inferior, que coincide con el paquete calcáreo inferior, se encuentra dentro de las zonas de ammonites del Bajociense inferior (*Discites*?-*Sauzei* y *Humpresianum*). La segunda secuencia, que incluye la intercalación margosa y el paquete calcáreo superior, coincide con las zonas de *Niortense* a *Parkinsoni*, siendo la edad del subciclo Bajociense superior.

El techo de la unidad no se observa en la Hoja por situarse discordantes materiales detríticos de la megasecuencia Aptiense-Albiense (unidad 5).

La unidad culmina en la región con una marcada somerización inducida por un brusco descenso del nivel del mar que origina el desarrollo de una superficie de interrupción en la sedimentación de bastante importancia. Este *hard-ground* no aflora con claridad. Su mejor punto de afloramiento corresponde al corte situado al norte de la estación de Aguilar de Campóo (en la Hoja de Prádanos de Ojeda), pero se deduce su importancia por las características de la litología suprayacente, con presencia de materiales arenoso-conglomeráticos de posible edad Bathoniense inferior. La unidad 4 constituye una macrosecuencia (unidad deposicional), acotada por las interrupciones sedimentarias Aaleniense inferior-superior a muro y Bajociense superior a techo. Robles et al. (1988, 1990) difieren en cuanto al significado sedimentario del techo de la unidad. Estos autores proponen la existencia de ascensos relativos del nivel del mar que ocasionarían la extinción de los organismos bioconstructores (*drowning*).

1.4. CRETACICO INFERIOR. APTIENSE-ALBIENSE

1.4.1. Conglomerados, areniscas y lutitas con niveles carbonosos (5). Aptiense-Albiense

Esta unidad se sitúa al noreste de la Hoja, en torno al Arroyo de Villova al sur y suroeste de la Mesa de Albacastro. Se encuentra en marcada discordancia sobre diferentes términos del Jurásico marino (unidades 2, 3 y 4). En la región, este ciclo sedimentario también se dispone sobre diferentes ciclos sedimentarios jurásicos y cretácicos subyacentes (Jurásico marino, Facies Purbeck y Facies Weald).

La mayor parte de la unidad, está constituida por una potente sucesión formada principalmente por conglomerados cuarcíticos y areniscas poco cementadas, a veces con alteración caolinítica. Los conglomerados muestran soporte clástico y media a buena selección. Los cantos están bien rodados y los diámetros oscilan entre 1 y 10 cm. Las areniscas muestran grados de cementación bajos y el tamaño de grano medio es el predominante.

La configuración más abundante de los paleocauces, es la de tipo *braided*. Las secuencias de relleno de los paleocanales es muy compleja, con desarrollo de sets de estratificación cruzada que representan las formas menores del lecho, y superficies erosivas que

configuran secuencias de canales imbricados, y en otros casos incisión de canales menores sobre barras. Los depósitos atribuibles en su origen a ríos sinuosos, son menos frecuentes, predominantemente arenosos, y muestran superficies de acreción lateral, *sets de climbing ripples* y ocasionalmente deformación hidroplástica. En algunos puntos se observan restos de azabache incluidos como clastos en la base de los canales.

La unidad intercala niveles decimétricos a métricos de limos arcillosos ocre y lutitas rojas y verdes con niveles carbonosos que al norte, en la Hoja de Prádanos de Ojeda, en las inmediaciones de Lomilla y Valoria de Aguilar, han sido explotados. Corresponden a breves intervalos palustres-lacustres con condiciones de sedimentación predominantemente reductoras.

La unidad se ha depositado por medio de sistemas fluviales, con predominio de la configuración *braided*, que discurren por paleovalles cuyas direcciones se ajustan bastante a las de los grandes sistemas de accidentes presentes en la región.

El depósito de este ciclo sedimentario se produce tras una importante remodelación paleogeográfica que implanta una sedimentación continental. La fracturación NO-SE del Sistema Ventaniella y sistemas asociados ejerció un notable control sobre la paleogeografía de la unidad, influyendo en la orientación de las paleocorrientes que presentan un sentido hacia el N, NE y NO. Esta actividad tectónica está relacionada con una nueva etapa en el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, dentro del proceso de formación del Atlántico norte (García Mondejar, 1982).

La potencia de la unidad varía entre un máximo de 250m y un mínimo de 100 m. Los niveles en Facies Utrillas se sitúan discordantemente a cualquier altura sobre esta unidad, por lo que se desconoce la potencia real de esta macrosecuencia. En la mitad suroccidental de los afloramientos mesozoicos de la Hoja, estos niveles aptienses-albienses están ausentes, posiblemente por erosión durante el episodio sedimentario de la Facies Utrillas.

La presencia de foraminíferos arenáceos en niveles equivalentes a los del techo de la unidad en la Hoja de Prádanos, y su posición estratigráfica en zonas próximas, situadas más al norte (Hoja de las Rozas), en donde esta secuencia se encuentra relacionada con materiales marinos del Aptiense basal, acotan la edad de esta unidad entre el Aptiense y el Albiense. Pujalte y Robles (1991 comunicación personal) sitúan esta secuencia en el Albiense inferior y medio. Esta misma edad propuesta por García Mondejar (1979), siendo el origen del ciclo sedimentario de la unidad según este autor, un rejuvenecimiento del área distributiva del NE de la Meseta. Estos materiales pueden ser el equivalente continen tal de secuencias marinas urgonianas.

Los diversos episodios detríticos continentales aptienses-albienses con equivalentes marinos pueden amalgamarse, o bien, los más importantes (como podría ser el caso del episodio Albiense inferior-medio de estos autores) pueden erosionar a los más bajos, quedando preservado sólo este ciclo superior en algunas áreas, mientras en otras se conserva más completa la sucesión Aptiense-Albiense. Este ciclo, ha sido correlacionado con la Formación Lignitos de Escucha (Aguilar et al. 1965).

García Mondejar (1979, 1982) distingue cinco pulsaciones durante el Aptiense-Albiense: la primera durante el tránsito Barremiense-Aptiense, la segunda hacia el fin del Aptiense inferior, la tercera, creadora de estructuras, ocurrió hacia el techo del Albiense inferior, la cuarta pulsación tuvo lugar en el Albiense superior, y finalmente la quinta fase se desarrolla al término del Albiense, originando una importante reestructuración paleogeográfica, que dio paso a la sedimentación de la Facies Utrillas.

1.5. FACIES UTRILLAS Y CRETACICO SUPERIOR MARINO. ALBIENSE SUPERIOR-CAMPANIENSE

Finalizada la sedimentación del ciclo aptiense-albiense se produce una importante estructuración tectónica (Fase Aústrica) que origina la deformación de las unidades jurásicas y cretácicas hasta entonces depositadas. A esta etapa de actividad sucede una nueva etapa sedimentaria, en donde tras un importante período erosivo (con desarrollo en algunos puntos de superficies de exposición subaérea, lateritas, etc.) se forman nuevas cuencas que siguen a grandes rasgos, las directrices de los sistemas de fracturación NO-SE tipo Ventaniella. La unidad que sella esta importante discordancia, es la característica unidad detrítica en Facies Utrillas, depositada en un contexto continental por sistemas aluviales, que se ha distinguido como nivel cartográfico 6. La base de este ciclo constituye el límite inferior de la megasecuencia transgresiva del Albiense-Cretácico superior. Su carácter discordante y erosivo permite considerar la ruptura basal del Utrillas como una importante ruptura de orden mayor.

Finalizado el episodio de sedimentación continental, durante el que se deposita la Facies Utrillas y que constituye la primera etapa deposicional posterior a la actividad tectónica aústrica, se produce una gradual profundización de las cuencas sedimentarias. El período de mayor expansión de las condiciones marinas (apertura máxima del Golfo de Vizcaya), se sitúa durante el Santoniense.

Esta progresiva implantación de las condiciones de sedimentación marina, origina el depósito de las unidades del Cretácico superior. Las facies sedimentarias producidas por estos medios marinos, son muy parecidas durante el depósito de este gran ciclo. Las últimas etapas en el Campaniense superior y el Maastrichtiense no afloran en la Hoja. En Hojas próximas (Prádanos de Ojeda) sus características marcan un cambio paleogeográfico importante que compartimenta y confina las cuencas sedimentarias finicretácicas.

La fracturación NO-SE del sistema Ventaniella y sistemas asociados, que tanto han influido en la región durante la sedimentación de los ciclos Purbeck, Weald y Aptiense-Albiense todavía muestra indicios de actividad en el Cretácico superior. La subsidencia diferencial inducida por estos accidentes se pone de manifiesto por la variación de las sucesiones cretácicas en una dirección NE-SO transversal a estas estructuras: serie de la Mesa de Albacastro, al noreste de la Hoja o serie de Rebolledillo de la Orden. Las transgresiones marinas vienen del N-NE mientras que la línea de costas compleja y estaba situada al O, S y SE.

La sedimentación del ciclo está afectada por varios períodos de interrupción en la sedimentación de importancia variable. Los lapsos deposicionales más marcados son los que establecen los límites de los subciclos principales. De muro a techo se ha dividido el Cretácico superior en los siguientes subciclos: Cenomaniense-Coniaciense, Santoniense-Campaniense basal, Campaniense, y finalmente Campaniense superior-Maastrichtiense que no aflora en la Hoja.

La potencia de este ciclo deposicional varía entre los 250 (Rebolledillo de la Orden) y los 400 m (Mesa de Albacastro).

1.5.1. Arenas y conglomerados con lutitas versicolores y alteraciones caoliníticas (6). Albiense superior-Cenomaniense

Esta unidad aflora al noreste de la Hoja, en la base de la Mesa de Albacastro, en las inmediaciones de Rebolledillo de la Orden y al sur y al oeste de Cuevas de Amaya.

La importante actividad tectónica previa al depósito de la unidad, origina que la base de ésta se sitúe discordante sobre diferentes niveles. El Accidente de Becerril controla la naturaleza del substrato de este tramo. Al noreste, los términos más altos estratigráficamente sobre los que se deposita las Facies Utrillas son materiales del ciclo aptiense-albiense, por debajo de estos, se sitúa sobre las diferentes unidades del Jurásico marino e incluso puede depositarse sobre el Triásico en facies Keuper. Al suroeste de este importante sistema de fracturación, el substrato de la unidad son los términos carbonatados de la base del Lías (unidad 2). Esta unidad se conoce también en la región con el nombre de Arenas de Olleros de Pisuerga (Floquet *et al.* 1982), distinguidas como miembro de la Formación Arenas de Utrillas (Aguilar *et al.* 1971).

En las inmediaciones de Rebolledillo de la Orden, la base de la Facies Utrillas, se sitúa sobre una importante alteración (ferruginización), desarrollada sobre términos carbonatados del Lías inferior. La génesis de esta alterita, se relaciona con una exposición subaérea, bajo clima tropical, que afecta a la región después de las fases orogénicas austrías.

La litología de la unidad está compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas.

Los conglomerados y microconglomerados son de naturaleza silícea, en su mayor parte de cantos cuarcíticos. Están bien rodados y presentan un alto grado de esfericidad. Sus diámetros están comprendidos entre 1 y 10 cm y su selección es medianamente buena. Su matriz es arenosa y está afectada por una intensa alteración caolinítica, que da a estos materiales tonos claros blanquecinos. Poseen potencias métricas a decamétricas.

La alteración hace que el grado de cementación sea bajo (gravas y cantos). Una consecuencia de esto es que los niveles conglomeráticos no suelen dar resalte topográfico, ocupando zonas deprimidas y contrastando con algunos niveles arenosos que por su menor porosidad se encuentran menos alterados y dan relieves positivos, con lo que el reflejo morfológico de la unidad está invertido. Esta particularidad es especialmente

notable en los tramos basales de la unidad en donde a pesar de concentrarse las granulometrías más gruesas, éstas son fácilmente erosionadas, situándose en fondos de valle, barrancos, etc. A pesar de su bajo grado de consolidación se aprecia en estos materiales imbricación de cantos, cicatrices erosivas y amalgamación de capas.

Estos términos están relacionados con areniscas, sobre todo de grano grueso y medio, también de bajo grado de cementación y color blanco por la alteración caolinítica (arenas), aunque también presentan coloraciones amarillentas, rojizas violetas y negruzcas. Forman sets de estratificación cruzada planar y en surco y están organizadas con los términos conglomeráticos en secuencias positivas de relleno de canal métricas a decamétricas. Los otros términos areniscosos presentes en la parte alta de la unidad son paquetes métricos a decamétricos de areniscas mejor cementadas y de color pardo que dan relieve positivo. Tienen un tamaño de grano medio a grueso. Se observan superficies de acreción lateral y presencia de láminas ascendentes de sets y cosets de estratificación cruzada de mediana y pequeña escala. Son muy abundantes los restos de troncos limonitizados.

Los materiales limosos y lutíticos no son muy importantes en el conjunto de la unidad. Son niveles de sedimentos finos, que han sido respetados por la general amalgamación de términos conglomerático-arenosos. Los términos más frecuentes, son lutitas rojas y verdes seguidos de limolitas y lutitas grises con alguna intercalación carbonosa. Son escasos los niveles decimétricos a métricos de arcillas rojas, verdes y blancas con elevado contenido caolinítico.

El medio de sedimentación del tramo inferior, al que pertenece la mayor parte de la unidad, está compuesto por sistemas fluviales. La presencia de sets tabulares amalgamados, la incisión de canales sobre las barras, y la existencia de canales imbricados, son criterios definitivos para asignar una configuración *braided* a los paleocauces. También son frecuentes los tramos de canales rectos. Las facies lutítico-limosas corresponden a una llanura de inundación débilmente vegetada. La alteración caolinítica corresponde a un clima tropical a subtropical.

La potencia de la unidad en la Hoja, varía entre 100-150 m al suroeste del Accidente de Becerril, y 200-250 m al noreste de esta estructura, en el entorno de la Mesa de Albacastro.

La mejor zona de observación de la unidad se encuentra al norte, en el corte de Olleros (Hoja de Prádanos de Ojeda). Se diferencian dos tramos dentro de la unidad. El inferior, más potente, es predominantemente conglomerático-arenoso y se ha formado en un medio fluvial *braided*. El tramo superior, mucho menos potente se localiza cerca de la ermita de Olleros y destaca por el patente cambio en el medio fluvial en donde los canales arenosos cambian bruscamente pasando a tener organización en «point-bars» meandriformes, disminuyendo la densidad de canales. En este tramo los niveles lutíticos son relativamente más frecuentes y los niveles carbonosos son más importantes, más continuos y están mejor preservados. Son muy abundantes los restos de troncos limonitizados. El contacto entre los dos tramos, diferenciados por el distinto tipo de configuración de los paleocanales, se reconoce por la existencia de limos carbonosos y el desarrollo de suelos calcimorfos. Esta interrupción podría marcar el límite Albiense-

Cenomaniense. Este cambio de régimen fluvial se observa en la Hoja de Herrera de Pisuerga, en el corte de Rebolledillo de la Orden, si bien la calidad de afloramiento no es tan buena como en Olleros.

Este cambio a un medio fluvial menos energético, recuerda al tránsito similar que se realiza a techo del ciclo sedimentario del Aptiense-Albiense. El origen de las cuencas está ligado a la actividad de los accidentes NO-SE del Sistema Ventaniella, que las configuran e influyen notablemente en la orientación de los canales de drenaje de los sistemas aluviales. Las paleocorrientes tomadas sobre los paleocanales *braided* se dirigen hacia el N y NO. Las direcciones medidas en el intervalo superior de paleocauces men-driformes muestran una notable dispersión, consecuencia de la alta sinuosidad. No obstante, las medidas más frecuentes apuntan hacia el NO.

No existen datos faunísticos fiables que aporten información suficiente acerca de la edad de la unidad. Según su posición estratigráfica, y de acuerdo con los datos regionales, el intervalo temporal ocupado por este tramo parece corresponder al que va desde el Albiense superior hasta el Cenomaniense. Ameron (1965) realiza estudios palinológicos de esta unidad en la Cordillera Cantábrica que sitúan a la Facies Utrillas en este área situada entre la parte superior del Albiense y el Cenomaniense. Estos materiales son claramente un depósito diacrónico a lo largo del borde sur de la Cordillera Cantábrica, siendo en conjunto más modernos hacia el oeste. En la vecina Hoja de Guardo, situada al oeste, el límite superior de la Facies Utrillas se sitúa en la base del Turoniense. Esta unidad, en el borde sur de la Cantábrica, recibe el nombre de Formación Voznuevo (Evers, 1967).

1.5.2 Areniscas, margas y lutitas ocreas con niveles carbonosos (7). Cenomaniense

Esta unidad se encuentra en torno a Rebolledillo de la Orden, al noreste de la Hoja, en donde se dispone sobre los términos fluviales meandriformes con los que culmina la Facies Utrillas. En la Mesa de Albacastro esta unidad no se ha reconocido con claridad por la mala calidad de afloramiento a esta altura estratigráfica. Al norte, en las cercanías de Rebolledo de la Torre (Hoja de Prádanos), este nivel se encuentra bien desarrollado, habiendo sido objeto incluso de explotaciones mineras los intervalos carbonosos de la unidad. Floquet y Lachkar (1979) denominan a esta unidad (en el área de Olleros de Pisuerga, en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda) como «Gres a Exogyra et Ostrea».

El nivel tiene una gran variedad litológica. Destaca la presencia de niveles areniscosos de color pardo y potencias entre 1 y 3 m. Están asociados a las margas, limolitas y lutitas que presentan estratificación lenticular y wavy. Son asimilables a secuencias de relleno de canal. Presentan base neta, a veces erosiva, fragmentos de carbón y de ostreidos, estratificación cruzada, planar, bimodal y en surco, superficies de acreción lateral y *climbing ripples* y de oleaje. La matriz presenta alteraciones caolinitica. Se encuentran restos de troncos limonitizados.

Otra litología característica son los niveles de acumulación de materia orgánica vegetal, que van desde margas y lutitas verdes y grises con un laminado tractivo interno, a lutitas carbonosas con intercalaciones lignitíferas centimétricas. Son restos carbonosos

resedimentados y se acumulan junto con los términos más pelíticos en momentos de mayor decantación. La potencia de estos tramos carboníferos es centimétrica a decimétrica, con espesores medios máximos de 30-40 cm. Proceden de un litoral vegetado en el límite intersupramareal. Son carbones de mala calidad y con un alto contenido en cenizas a pesar de lo cual fueron aprovechados a mediados de siglo. Las explotaciones más notables se encuentran en Olleros de Pisuerga, Villacibio y Rebolledo de la Torre, al norte, dentro de la Hoja de Herrera de Pisuerga.

Se observan dos tipos de facies calcáreas: bancos decimétricos de calizas arenosas y nodulosas muy bioturbadas; y capas decimétricas de calizas arenosas y calcarenitas con abundantes fragmentos de ostreidos. La texturas de estos carbonatos son *packstone-grainstone* con cemento esparítico.

Las intercalaciones margosas, decimétricas a métricas tienen color pardo a gris y también presentan abundantes fragmentos fósiles, que llegan a constituir auténticas lumaquelas sin cementar, con ostreidos como componente principal.

Los restos fósiles son abundantes, además de los ostreidos se encuentran otros bivalvos, gasterópodos, corales, briozoos, ostrácodos de concha gruesa y algas. Floquet y Lachkar (1979), en el corte de Olleros de la Hoja de Prádanos de Ojeda, encuentran en la unidad *Ostrea ouremensis*, *Exogyra flabellata* y *Exogyra olisiponensis*, además de megaesporas, y proponen una edad Cenomaniense superior para este nivel.

En niveles de arcillas carbonosas del tramo superior de la unidad, en el corte de Olleros, se han encontrado foraminíferos de concha arenácea: *Ammobaculites agrestis* Cushm. y Applin, A. cf. *textaceus* Tappan, A. *Junceus* Cushm. y Applin, *Ammomarginulina loricata* Loebli, y Tappan y *Haplophragmoides advenus* (Cushm. y Applin). También se ha reconocido el microfósil problemático *Coptocampylodon lineolatus* Elliot. La edad de la unidad, en base a la asociación mencionada, es Cenomaniense. Representa el cambio lateral del techo de la Facies Utrillas a los términos marinos equivalentes del Cenomaniense.

La asociación de facies margo-lutíticas y limosas se deposita en un medio transicional, con características intermareales-submareales. Los canales arenosos presentan una configuración meandriforme. Son depósitos transportados por corrientes fluviales retrabajados por flujos mareales bidireccionales. Hay niveles en donde los rasgos fluviales desaparecen, conservándose sólo los aspectos mareales. Las facies margo-lutíticas y limosas se interpretan como depósitos intermareales en zonas no canalizadas. Los restos carbonosos están resedimentados y se acumulan junto con los términos más pelíticos en momentos de mayor decantación. Proceden de un litoral vegetado en el límite inter-supramareal.

Los tramos de calizas arenosas y de calcarenitas se sitúan en un ambiente submareal a *off-shore* en el que dominan los procesos generados por tormentas y oleaje. Las margas y calizas margosas se forman por debajo de la influencia mareal, en áreas de baja energía.

En conjunto, la unidad constituye un sistema estuarino que experimenta en vertical un cambio progresivo de medios fluviomareales a ambientes marinos.

Las paleocorrientes indican un sentido de aporte hacia el NO de los canales arenosos de la unidad, coincidente con la correspondiente a los canales fluviales de la Facies Utrillas. Las paleocorrientes dirigidas en sentido contrario indican la existencia de flujos mareales y la divergencia de direcciones en los canales fluvio-mareales se debe a la configuración altamente sinuosa de los mismos. Las paleocorrientes coinciden con la dirección NO-SE del sistema de fracturación tipo Ventaniella. Estos accidentes han ejercido un control directo sobre la configuración de la cuenca y la distribución de los medios sedimentarios. La unidad tiene una potencia variable entre 10 y 15 m. Esta unidad basal del Cretácico superior marca una transición hacia la sedimentación carbonatada en condiciones marinas, predominantemente durante el transcurso del Mesozoico terminal.

1.5.3. Margas, calizas, biocalcarenitas y calizas margosas, con ostreidos (8). Cenomaniense-Coniaciense

Esta unidad se encuentra al noreste de la Hoja y constituye el primer nivel con neta influencia marina del Cretácico superior. En la Mesa de Albacastro se sitúa en contacto gradual con la base del primer conjunto de barras del Cretácico superior (unidad 9), y está bien desarrollada. En el área del Rebolledillo de la Torre y Cuevas de Amaya este nivel se encuentra condensado en un tramo métrico por debajo del paquete inferior del segundo conjunto de barras del Cretácico superior (unidad 11). En estas zonas se encuentran amalgamadas las interrupciones sedimentarias regionales, del Cenomaniense superior, Cenomaniense-Turonense e intra-Coniaciense.

En donde se encuentra bien representada la unidad (Mesa de Albacastro), se caracteriza por la alternancia de calizas y margas grises y ocre, incrementándose en general el porcentaje de capas calcáreas gradualmente hacia el techo.

Hay dos tipos de sedimentos finos en la unidad. En la base predominan los limos, lutitas y margas laminadas en niveles decimétricos a métricos. El laminado interno es de origen tractivo. Esta organización interna puede borrarse por bioturbación. Entre estos niveles métricos a decamétricos pueden intercalarse acumulaciones centimétricas a decimétricas de ostreidos sin cementar. En la parte media y alta de la unidad se observan niveles centimétricos a decimétricos de margas grises y calizas margosas, depositadas en zonas de baja energía por debajo de la influencia de mareas.

Entre las litologías calcáreas se distinguen bancos de 1 a 2,5 m de calizas arenosas y nodulosas muy bioturbadas, y bancos de 0,5 a 1,5 m de calizas arenosas y calcarenitas con base plana y techo ondulado. Tienen, estos últimos niveles, base neta, fragmentos de carbón, estratificación cruzada tangencial en la base, estratificación *hummocky* y *swaley* y *ripples* de oleaje. Ambos casos representan texturas *packstone-grainstone* con cemento esparítico. Los aloquímicos son muy abundantes, dominan los bioclastos y son muy frecuentes los granos de cuarzo y glauconita, observándose también intraclastos, peloides y fragmentos carbonosos. Son frecuentes los *rudstones-grainstones* bioclásticos con envueltas micríticas, muy bien seleccionados y con reemplazamientos glauconíticos.

Otra litofacies de la unidad está formada por una alternancia centimétrica entre margas y calizas margosas. Estas últimas, presentan *ripples* de oleaje y estratificación *hum-*

mocky de pequeña longitud de onda. Texturalmente son *wackestones* con láminas de acumulación de ostrácodos por corrientes.

Los restos faunísticos son abundantes en los términos calcáreos y margosos. Se encuentran equínidos, ostreidos (*Ostraea*, *Gryphaea* y *Exogyra*) en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda y otros bivalvos. Floquet y Lachkar (1979) en el corte de Olleros citan la presencia de *Ostrea ouremensis*, *Exogyra flabellata*, *Exogyra columba*, *Neithea aequiocostata*, *Lima simplex*, *Hemiaster verneuili* y los ammonites *Neolobites vibrayeanus* y *Metoicoceras geolinianum*.

La asociación basal de facies margo-lutítica-limosa y areniscosas se enmarca en un contexto intermareal-submareal asociado a un complejo estuarino. El resto de la unidad, se deposita en condiciones que gradualmente van adquiriendo características de mar abierto. Las facies de calizas arenosas y calcarenitas se sitúan en un ambiente submareal a *off-shore* en el que dominan los procesos generados por tormentas y oleaje. Los bancos calcáreos más altos tienen características de barras y son precursoras de los *shoals* amalgamados que constituyen la unidad suprayacente (9). Dentro de la unidad se sitúa una interrupción sedimentaria intra-cenomaniense superior (margas de ostreidos intermareales, sobre barras bioclásticas submareales en el corte de Olleros) y otro lapso de no sedimentación en el límite Cenomaniense-Turonienense. A techo de la unidad se observa otra importante interrupción sedimentaria en la parte superior del Coniacienense.

La unidad tiene una potencia comprendida entre los 5-10 m (Rebolledillo de la Orden, Cuevas de Amaya) y los 50 m (Mesa de Albacastro). El intervalo temporal ocupado por este tramo cartográfico en el área de la Mesa de Albacastro va desde el Cenomaniense superior hasta el Turoniense inferior llegando en algunas zonas hasta el Coniacienense. Floquet y Lachkar (1979) en el corte de Olleros de Pisuerga de la Hoja de Prádanos de Ojeda, señalan la presencia de *Pseudocyclamina* cf. *rugosa* (D'orb), *Tomasinella* cf. *punica* (Schlumb.) así como de *Paramammites* sp. y de *Fallotites* cf. *subconciliatus* (Choffat) en cortes próximos. Estos autores proponen una edad Cenomaniense superior-Turonienense inferior para estos niveles, aunque, como se comentó en el párrafo anterior, la sedimentación en este período no es continua, estando afectada por importantes interrupciones.

En el área de Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya el Turoniense-Coniacienense se condensa en un delgado nivel de calizas nodulosas que, junto con los términos calizo-margosos subyacentes del Cenomaniense superior, se ha agrupado en la unidad 8. En estos puntos se amalgaman las interrupciones del Cenomaniense superior, Cenomaniense-Turonienense y Coniacienense.

1.5.4. Calizas y biocalcarenitas (9). Turoniense-Coniacienense

Esta unidad destaca vigorosamente en el relieve al constituir el primer o más bajo resalte topográfico de las características mesas o loras de la región en algunas zonas. Constituye el primer complejo de barras del tretácico superior.

En la Hoja de Herrera de Pisuerga, esta unidad se encuentra en el área de la Mesa de Albacastro, al noreste. Su posición estratigráfica más usual, se encuentra a techo de la

unidad transicional 8, que gradualmente va adquiriendo las características propias de este nivel, fundamentalmente calcodolomítico. En las zonas de Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya la unidad 9 está ausente. Esto se debe a la actividad sinsedimentaria del importante accidente del Sistema Ventaniella (Accidente de Becerril), que discurre por esta zona. El alto disposicional así originado influye en que sólo haya sedimentación marina de importancia en estas áreas, cuando la transgresión del Cretácico superior alcanza su máximo en el Santoniense, que se corresponde con el depósito de las unidades 10 y 11.

La litología predominante dentro de la unidad son las calizas, que se dolomitizan total o parcialmente. Están organizadas en ciclos negativos de potencia métrica. En la parte baja de las secuencias se encuentran calizas nodulosas en capas decimétricas y con contactos ondulados en la base. En la vertical pasan a bancos masivos decimétricos a métricos de calizas de miliólidos, con estratificaciones cruzadas de media y gran escala. La textura de las calizas nodulosas es del tipo *wackestone* bioclástico, con abundantes intraclastos y *pellets*. Los términos superiores de los ciclos están formados por calizas de textura *grainstone-packestone* con cemento esparítico, siendo los miliólidos los componentes principales. También se observan, *rudstones-grainstones* de intraclastos y fósiles, parte de los intraclastos son fósiles micritizados. El aspecto noduloso está producido por un elevado grado de bioturbación. La estratificación ondulada se asocia a estructuras producidas por tormentas y en los términos superiores pueden preservarse morfologías de barras amalgamadas. A techo de los ciclos se desarrollan superficies ferruginosas. Dentro de la unidad se localizan, al igual que en la unidad 8, las interrupciones sedimentarias del Cenomaniense superior y la del límite Cenomaniense-Turonense.

El techo de la unidad está marcado con el desarrollo de una importante interrupción en la sedimentación de edad Coniacense y que se manifiesta por repetidas superficies de *hard-ground* a techo de las capas superiores de la unidad y por el desarrollo, en algunas áreas, de sedimentación condensada. Los niveles formados durante esta ralentización disposicional son capas centimétricas o decimétricas de calizas arenosas, muy bioclásticas y bastante ferruginosas. Están con frecuencia dolomitizadas total o parcialmente. Su textura es *packestone-grainstone* con cemento esparítico. Contienen intraclastos y peloídes, granos de cuarzo dispersos y los restos fósiles pertenecen a equínidos, briozoos, ostreidos, corales, miliólidos y gasterópodos. La potencia normal de este tramo culminante de la unidad es de 2 a 6 m.

Los ciclos negativos se interpretan como secuencias de somerización características de barras submareales o *shoals*. La unidad inferior (8) evoluciona gradualmente de condiciones estuarinas a las de plataforma somera de mar abierto propias de la unidad 9. En conjunto, esta unidad se enmarca en un complejo de barras de plataforma de tipo *shoal* que protegen zonas en las que la menor energía permite en la región el desarrollo local de construcciones de rudistas. Las paleocorrientes dominantes de esta unidad en la región se orientan hacia el O y NO, con áreas marginales en los sectores noroccidentales, en donde las medidas indican una orientación preferente hacia el E y NE. El techo de la unidad está marcado por la presencia del tramo de calizas arenosas. Estas indican la persistencia de medios litorales más energéticos. Este cambio ambiental, el

carácter ferruginoso de estos materiales culminantes, y el desarrollo de superficies de interrupción de la sedimentación, indican la existencia de una ruptura sedimentaria que separa esta unidad del tramo cartográfico suprayacente de carácter predominantemente margoso (unidad 10) o calco-dolomítico (unidad 11).

Las microfacies de la unidad en la región muestran la presencia de algas *Dasicladáceas* y foraminíferos bentónicos como el Fischerínido *Vidalina hispanica* schlumberger, miliólidos y pequeños foraminíferos como *Ataxophragmidos* y *Textularidos*.

La potencia de la unidad en la zona de la Mesa de Albacastro es muy variable, estando comprendidos los valores normales entre los 50 y los 80 m. En la áreas de Rebolledillo y de Cuevas de Amaya, el nivel métrico equivalente se agrupa dentro de la unidad 8. Los autores de la Hoja de Barruelo de Santullán, situada al norte, sitúan dentro de la unidad el tránsito Cenomaniense-Turoniense, todo el Turoniense, e incluso a techo el Conaciense inferior. Floquet y Lachkar (1979) en el corte de Olleros de Pisuerga de la Hoja de Prádanos de Ojeda proponen una edad Turoniense medio, para la parte baja de la unidad. El límite superior del nivel, está marcado por la interrupción intra-Conaciense. Esta interrupción constituye un buen nivel de correlación a partir del cual empiezan a homogeneizarse las potencias de las unidades suprayacentes. El tramo superior de la unidad corresponde al máximo transgresivo del primer megaciclo sedimentario del Cenomaniense-Coniaciense. Esta unidad también es conocida como Formación Calcarenitas y calizas con rudistas de Villaescusa de las Torres (Floquet, 1982).

1.5.5. Margas grises y ocre con margocalizas (10). Santoniense

Esta unidad se encuentra aflorando en todas las áreas ocupadas por las unidades mesozoicas del noreste de la Hoja. Según su posición con respecto al importante Accidente de Becerril, al oeste de Rebolledillo de la Orden, la unidad cambia sus características.

Al noreste de este sistema de fracturación (Mesa de Albacastro) la parte inferior del tramo 10, está compuesta por calcarenitas y margas y la parte superior tiene un predominio margoso. Al suroeste (áreas de Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya) la unidad 10 se sitúa sobre el paquete inferior del segundo complejo de barras del Cretácico superior. Este nivel inferior de la unidad 11 es correlacionable con la parte inferior de la unidad 10 en la zona de la Mesa de Albacastro.

Dentro de la unidad se encuentra una interrupción sedimentaria que se sitúa en los afloramientos del noreste de la Hoja, separando el tramo inferior, margoso calcarenítico, del superior, predominantemente margoso. Esta interrupción corresponde al techo del paquete inferior de la unidad 11 en Rebolledillo y en Cuevas de Amaya.

Esta unidad también tiene un claro reflejo morfológico en la región. Suele situarse, en las mesas o loras que la caracterizan, como una franja vegetada de menor pendiente intercalada entre farallones calcáreos.

La litología predominante son las margas, con colores que van desde el verde, pasando por el gris hasta el ocre, a veces de tonos muy claros desde amarillento hasta blanco

que presta un aspecto muy característico al terreno. Se observan también niveles decimétricos de calizas margosas y calcarenitas con restos de briozoos, ostreidos y otros bivalvos, equínidos, corales, braquiópodos, gasterópodos y foraminíferos.

Con respecto al techo de la unidad 9 u 8 en la zona de Rebolledillo, marcado por una interrupción sedimentaria, el depósito de la unidad 10 supone una relativa profundización.

El medio de depósito se sitúa en un contexto de plataforma abierta dominada por tormentas durante el intervalo inferior (área noreste) y de muy baja energía, por debajo de la influencia de las tormentas para el superior. La existencia de depósitos desorganizados propios de contextos de talud en algunos afloramientos de la región, induce a considerar un modelo de plataforma en rampa. El contacto superior de la unidad 10 suele ser neto, pasando sin transición a condiciones plenamente marinas, en donde se deposita el segundo paquete calco-dolomítico del segundo complejo de barras del Cretácico superior que corresponde a la unidad 11.

La potencia de la unidad está comprendida entre los 70 y los 120 m al noreste de la Hoja, y 50-60 m en el área de Rebolledillo y Cuevas de Amaya. La edad de este nivel cartográfico es claramente santoniense.

En el corte de Rebolledillo de la Orden, las margas son muy fosilíferas, conteniendo una asociación con un buen número de especies de foraminíferos y de ostrácodos, así como de briozoos, lamelibranquios (ostreidos), radiolas y fragmentos de quinodermos, conductos de vermiformes y restos de espinas de peces. Entre los foraminíferos las especies más frecuentes y características son: *Ammobaculites* cf. *lagenalis* (Roemer), *Tritaxia tricarinata* Reuss, *Spiroplectamina* aff. *baudouiana* d'Orb., *Spiroplectinata* jækeli Franke, *Choffatella rugoretis* Gendrot, *Idalina antiqua* d'Orb., *Nummofallotia cretacea* (Schulumb.) y *Pararotalia tuberculifera* (Reuss). Los ostrácodos más frecuentes son: *Asciocythere* cf. *leia* Damote, *Limburgina* cf. *pegnoloensis* R. Lazaro, *Sphaeroleberis* cf. *imperfecta* Damotte y otras especies pertenecientes a los géneros *Cytherella*, *Bairdoppilata*, *Pterigocythere*, *Planileberis*, *Protocythere*, *Parakrithe* y *Shuleridea*.

Las asociaciones citadas son características del Santoniense en un medio de plataforma interna mixta y somera.

1.5.6. Calizas grises y/o dolomías y biocalcarenitas (11). Santoniense

La unidad 11 es de naturaleza calco-dolomítica y corresponde al segundo resalte topográfico de las mesas o loras que forman el paisaje de la región en la zona de la Mesa de Albacastro, al noreste de la Hoja, y el primer y segundo resalte en las áreas de Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya. Presenta un gran parecido con el primer resalte carbonatado del Cretácico Superior basal (unidad 9). La litología de estos niveles está formada por calizas grises y ocreas que a veces se dolomitizan. Se observan capas decimétricas de calizas nodulosas y de contactos ondulados que se sitúan en la base de

ciclos negativos, cuyos términos superiores están representados por bancos masivos, decimétricos a métricos, de calizas bioclásticas. La potencia de estas secuencias es métrica a decamétrica. Los términos nodulosos presentan texturas *wackestone* con abundantes intraclastos y miliólidos. Los niveles bioclásticos superiores son *packstones-grainstones* bastante recristalizados con fragmentos de bivalvos y abundantes miliólidos. El ambiente de depósito se enmarca en un complejo de bancos marginales formado por *shoals*. En algunas áreas se forman niveles bioconstruidos de rudistas protegidos por los bancos. Las secuencias negativas culminan con pequeñas interrupciones sedimentarias, que se manifiestan en forma de *hard-grounds* y superficies de ferruginización. Las paleocorrientes de la unidad en la región se dirigen principalmente hacia el NO, mientras que en las áreas noroccidentales próximas al Macizo Asturiano predominan las orientaciones hacia el E.

La potencia del tramo 11 es bastante variable. La potencia normal está comprendida entre los 60-80 m para el primer nivel de la unidad, con valores en torno a los 75-100 m para el segundo paquete.

Los tramos carbonatados del paquete inferior de la unidad son bastante fosilíferos. La barra inferior es esencialmente microcristalina (a veces presenta fina laminación) y tiene pasadas de tipo bioclástico con intraclastos. Los niveles microcristalinos son generalmente más pobres en fósiles (ostrácodos, espículas, *Spiroplectamina*, *Ammobaculites*, *Pithonella sphaerica* (Kaufm.), ostreidos, moluscos y conductos de anélidos) mientras que los calcareníticos o bioclásticos, de medios con mayor energía, son más fosilíferos y, además de briozoos, rudistas y fragmentos de ostreidos, contienen foraminíferos con una asociación típica del Santoniense: (*Cuneolina pavonia* d'Orb., *Dyctyopsella kiliani* Schlumb., *Dicyclina schlumbergeri* Mun-Chalm., *Idalina antiqua* d'Orb., *Stensiöina surrentina* Torre, *Pararotalia tuberculifera* (Reuss) y *Rotorbinella scarsellai* (Torre).

El techo del paquete inferior del tramo 11 corresponde a un claro límite secuencial, comparable al que divide en dos tramos la unidad margosa 10 en el área de la Mesa de Albacastro. Este paquete inferior se sitúa en zonas de umbral paleogeográfico, relacionados con la actividad del Accidente de Becerril.

La barra superior es también muy calcarenítica o bioclástica, con «pellets» o intraclastos y matriz micrítica, aunque en varios niveles tiene cemento esparítico. Entre los abundantes fósiles que contiene hay que destacar briozoos, rudistas, ostreidos, equinodermos y foraminíferos (*Choffatella rugoretis* Gendrot, *Tritaxia* cf. *tricarinata* Reuss, *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, *Dyctyopsella kiliani* Schlumb., *Nummofallotia cretacea* (Schlumb.), *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Pararotalia tuberculifera* (Reuss) y *Rotalia reicheli* Hott). En su techo contiene *Lacazina elongata* Mun-Chalm., marcando el Santoniense superior.

Sobre la unidad 11 se sitúa un conjunto predominantemente dolomítico, que constituye un nivel de sedimentación condensada que culmina el segundo conjunto de barras del Cretácico superior. Se ha separado en cartografía como unidad 12.

1.5.7. Dolomías pardo-rojizas y biocalcarenitas (12). Santoniense superior-Campaniense

Esta unidad aflora al techo de la unidad 11 en el Sinclinal de Cuevas de Amaya (Peña Redondilla) y en la cumbre de la Mesa de Albacastro.

El significado de estos materiales está relacionado con una ralentización sedimentaria y con el paso hacia ambientes deposicionales más someros desde una plataforma interna con desarrollo de barras, a medios circunlitorales de energía media a alta, con desarrollo de frecuentes secuencias de somerización.

La textura original de estos materiales es *packstone-grainstone* muy recristalizada y con abundantes peloides, intraclastos, bioclastos y granos de cuarzo dispersos. Se organizan a ciclos negativos decimétricos a métricos con otros niveles de textura *wackestone*. Se observa estratificación cruzada de mediana escala a techo de las secuencias. Son frecuentes las superficies ferruginosas. Estos ciclos de somerización son responsables de la dolomitización de la unidad. Las lacazinas son muy patentes a esta altura estratigráfica. Este nivel destaca claramente en el paisaje por su característico color pardo, que contrasta con los materiales carbonatados, de tonos más claros, que se sitúan por encima y por debajo.

La potencia de la unidad 12 está comprendida entre los 10 y los 25 m.

Además de *Lacazina elongata* Mun.Chalm, cabe citar los siguientes foraminíferos bentónicos: miliólidos, como *Peneroplis giganteus* Gendrot, *Idalina antiqua* D'Orb. y ataxophragmidos como *Cuneolina pavonia* D'Orbigny. Estos microfósiles indican una edad Santoniense superior a Campaniense basal para el tramo.

1.5.8. Margas ocreas (13). Campaniense

Esta unidad aflora sobre la unidad 12 en el núcleo del Sinclinal de Cuevas de Amaya (Peña Redondilla). Es bastante discontinua y se acuña rápidamente pasando a los niveles de la unidad 14. Constituye la unidad basal del tercer complejo de barras del Cretácico superior en la Hoja.

Al norte, en la Hoja de Prádanos de Ojeda (Mesa de las Tuerces y Monte Bernorio), el subciclo Campaniense (tercer complejo de barras del Cretácico superior) comienza con un conjunto predominantemente margoso en niveles decimétricos a métricos, de color gris y blanco a ocre claro. Intercalan niveles calcareníticos centimétricos a decimétricos, con restos de briozoos, ostreidos y otros bivalvos, equínidos, corales y foraminíferos. A veces los niveles carbonatados están algo dolomitizados.

El depósito de este subtramo margoso tiene lugar en un contexto de plataforma somera de baja energía y protegida.

Tanto los niveles de margas, que se presentan muy bioturbadas, como los de calcarenitas (biomicritas) son muy fosilíferos, conteniendo foraminíferos, ostrácodos, briozoos,

ostreidos y otros lamelibranquios (*Inoceramus*). Los foraminíferos más representativos son *Monolepidorbis dordoniensis* (Hofker), *Ciclyopsella cuvillieri* Gendrot, *Goupillaudina lecointrei* Marie, *Nummofallotia cretacea* (Schlumb.), *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Rotalia reicheli* Hott., *Sulcoperculina* aff. *cubensis* (Palmer) y *Cuneolina cylindrica* Henson. Entre los ostrácodos se destacan *Oertliella tubillaensis* R. Lazaro, *Bairdoppilata* sp. y *Pterigocythere* sp.

La asociación microfaunística es típica de la parte superior del Santoniense y de los niveles basales del Campaniense, que es la edad que corresponde a la unidad.

La potencia de este nivel basal margoso varía entre 15 y 30 m. Lateralmente se acuña y pasa, lateralmente y en la vertical, a la unidad carbonatada 14.

1.5.9. Caliza y dolomías grises (14). Campaniense

Esta unidad aflora sólo en el núcleo del Sinclinal de Cuevas de Amaya (Peña Redondilla), en donde se sitúa lateralmente y por encima de la unidad margosa 13. La unidad 14, fundamentalmente calcodolomítica, constituye un período con predominio de *shoals* dentro del tercer complejo de barras del Cretácico superior. El componente litológico fundamental está formado por capas decimétricas a métricas de calizas y dolomías con textura *wackestone* a *packestone-grainstone*. Son muy micriticas e incluyen abundantes *pellets*, intraclastos y bioclastos. Son frecuentes las microfacies con dolomía muy fina cristalina a microcristalina sin fósiles identificables.

Están organizadas en secuencias negativas métricas con estratificaciones cruzadas planares de media a gran escala. Intercalan niveles centimétricos a métricos de margas grises y ocre. Son frecuentes los procesos de somerización con desarrollo de superficies ferruginosas y de *hard-ground*. En algunos puntos de la región se observan en esta unidad niveles con rudistas en facies protegidas dentro del contexto de *shoals* que forma la unidad. Los cambios de facies a nivel regional son muy frecuentes.

El contexto de formación del tramo es una plataforma somera de energía media donde se forman barras submareales originadas por la acción de corrientes de oleaje y las tormentas. La potencia de la unidad es de unos 50 m.

Las dolomías permiten reconocer todavía huellas de ostreidos, rudistas y de foraminíferos no identificables. Su asignación al Campaniense se hace por su posición en la serie general del Cretácico, sobre niveles datados claramente como de paso entre el Santoniense y el Campaniense. Los autores de la Hoja de Barruelo, situada al norte, se inclinan por asignar a esta unidad una edad Campaniense.

El límite superior de esta unidad no se observa en la Hoja. Al norte en, la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, en la Mesa de las Tuerces y en el área de Becerril del Carpio es un contacto neto, sobre el que sitúa una unidad de transición al Garum margo-dolomítico. Este límite claro podría indicar un importante paro sedimentario e incluso cierta erosión.

1.6. Terciario

La Cuenca del Duero, es en términos generales, una amplia depresión terciaria rellena de materiales depositados en ambientes continentales y recubiertos en parte por sedimentos cuaternarios.

Al norte se encuentra limitada por la Cordillera Cantábrica, en la que afloran materiales de edad paleozoica y mesozoica, predominando los primeros en su mitad occidental, mientras que los segundos, se extienden por su franja oriental desde Santander hasta San Sebastián (Cuenca Vasco-Cantábrica). En el borde meridional de la Cordillera, en su límite con la Cuenca del Duero, aparece una estrecha franja mesozoica que orla de forma continua toda la cuenca, en contacto con los depósitos del borde de la depresión.

El área objeto de estudio se sitúa en concreto en el borde septentrional de la Cuenca del Duero (Fig. 1).

En líneas generales, el Paleógeno aflora de forma discontinua adosado a dicho borde, localizándose sus afloramientos preferentemente al norte de la Provincia de Palencia, en la zona septentrional, y a los materiales mesozoicos del borde nororiental en la provincia de Burgos.

El Neógeno rellena la Depresión en todo este sector, apoyándose en los bordes de la misma tanto sobre los materiales mesozoicos, como sobre los paleógenos.

La construcción y el relleno de la cuenca se inicia a principios del Terciario (posiblemente a partir del Eoceno), a partir de la instalación de aparatos sedimentarios del tipo «sistemas de abanicos aluviales», más o menos desarrollados. Sus ápices se localizan en el borde meridional paleozoico y mesozoico de la Cordillera Cantábrica, dando lugar a su vez a distintos ambientes sedimentarios que vienen caracterizados por sus facies. El relleno de la depresión no es continuo a lo largo de todo el Terciario, sino que presenta interrupciones marcadas por una serie de discontinuidades o rupturas de carácter estratigráfico, originadas como consecuencia de la actividad en los márgenes o bordes de cuenca, debido a procesos diastróficos y cambios climáticos como principales factores alocíclicos.

Sanchez de la Torre (1978) propuso para la Cuenca del Duero un modelo de evolución de abanicos y sistemas fluviales durante el Mioceno, con ambientes lacustres situados en el centro de la cuenca en el Mioceno superior.

La sedimentación paleógena del borde norte y del sector de Palencia, se inicia mediante el denominado «Complejo de Vegaquemada». Colmenero *et al.* (1982) diferencian en él dos tramos: el inferior, equivalente a la «Facies Garum» y el superior, formado por secuencias aluviales granodecrecientes. Por encima se desarrolla una segunda unidad, denominada por los mismos autores «Complejo Cuevas», equivalente a la «Facies de Las Cuevas» de Mabesoone (1959 y 1961).

En el borde NE de la Cuenca, al norte de Burgos, aparecen de forma discontinua también unos conglomerados calcáreos, que se pueden relacionar con la actividad en el borde de la cordillera, aunque en este área resulta más difícil precisar su edad.

En el sector norte de Palencia se considera como Paleógeno-Mioceno inferior a todo este conjunto azoico de materiales. Sólo en el sector de Zamora-Salamanca, en el borde occidental de la cuenca, tienen soporte paleontológico.

La estratigrafía del Neógeno para el sector septentrional se inicia con los trabajos de H. Pacheco (1915), Royo Gómez (1926) Y Mabesoone (1959, 1961). Posteriormente es desarrollada por Manjón (1969), IGME (1970), Corrales *et al.* (1978), Aragones (1978), Del Olmo (1978), Portero *et al.* (1979, 1983) y Mediavilla (1986).

Los materiales neógenos más antiguos datados en este sector corresponden al Aragoniense (Orleaniense superior-Astaraciense inferior), correspondiendo a las denominadas «Facies Dueñas» aflorantes al norte de Valladolid. Los más modernos, datados como Plioceno, corresponden a los términos calcáreos superiores de las «Calizas de los Páramos».

El intento de correlación de facies y de las distintas unidades a nivel cuencal, en sentido norte a sur, se lleva a cabo por primera vez por Portero *et al.* (1979). Posteriores trabajos toman como punto de partida dicho documento. Durante la ejecución de las Hojas Magna en la Cuenca del Duero se definen nuevas facies y se establecen correlaciones entre las distintas unidades y los sistemas deposicionales que las han originado, situándose isocronas en los paneles de correlación. Recientemente, los trabajos de Mediavilla (1986) y Mediavilla y Dabrio (1989) aportan nuevos datos sobre la compleja estratigrafía de los materiales en este sector.

A continuación se realiza una breve descripción de las unidades o facies más representativas de los sectores septentrional y nororiental de la cuenca del Duero, desde el meridiano de Guardo hasta el de Burgos.

Complejo Vegaquemada.

Bajo este nombre denomina Garcia Ramos (1982) el «Gres de Les Bodes» en Boñar (León) de Ciry (1939) y la «Facies de las Cuevas» de Mabesoone (1959, 1961). Se incluyen bajo esta terminología los conglomerados masivos del Complejo del Arroyo de las Cuevas, suprayacentes a las facies descritas por este autor.

Se trata de una unidad caracterizada por dos tramos. El inferior es de carácter más arcilloso y equivalente en parte a la «Facies Garum», mientras que el superior está formado por una potente sucesión de conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas, organizadas en secuencias granodecrecientes.

Complejo Cuevas.

Denominado por Mabesoone (1959, 1961) en la Hoja de Guardo «Facies de las Cuevas» y posteriormente «Complejo Cuevas» por García Ramos *et al.* (1982). Está integrado por

conglomerados calcáreos y lutitas rojas, que se apoyan de forma gradual sobre la unidad anterior. La parte alta de este complejo se interdigita en parte con los conglomerados de Aviñante. Las direcciones de aporte observadas en esta unidad, aunque dispersas, apuntan hacia el sur y sur-suroeste.

Abanico de Aviñante.

Está constituido en su parte más proximal por la «Facies de Vega de Riarcos» de Mabesoone (1959, 1961) y está formado por conglomerados poligénicos de calizas, pizarras, cuarzo y cuarcita, y fangos rojos. Portero *et al.* (1983) lo hacen equivalente, en parte, a la «Facies tierra de Campos». Sus zonas medias-distales lo constituirían las «Facies Grijalba-Villadiego».

Conglomerados de Alar del Rey.

Son equiparables a la «Facies de Vega de Riarcos-Alar del Rey» de Aeroservice (1966) e IGME (1970), así como al «Tramo conglomerático» de Manjón (1969). Se sitúan discordantes sobre la orla mesozoica del borde nororiental de la Depresión del Duero, extendiéndose entre Pradanos de Ojeda-Alar del Rey, en la provincia de Palencia, y el borde septentrional de la provincia Burgos.

Estos conglomerados son poligénicos y están formados por cantos de calizas mesozoicas, cuarzo y cuarcita, intercalando a veces niveles de lutitas rojas. Resultarían pues equivalentes a los conglomerados del abanico poligénico de Aviñante.

«Facies Grijalba-Villadiego».

Fue definida por Aeroservice (1966) y está formada por conglomerados poligénicos, areniscas cementadas y lutitas rojas. Constituyen las facies medias y distales del abanico poligénico de Aviñante. También equivalen al conjunto compuesto por el «Tramo arcilloso» y la «Facies de Herrera-Zorita y Sotobañado-Priorato» de Manjón (1969).

La distribución geográfica de esta facies es bastante extensa en todo el norte de la provincia de Palencia, desde las proximidades de Guardo (Aviñante) hasta la zona de Villadiego, cerca de Burgos. Hacia el sur parecen interrelacionarse con la «Facies Tierra de Campos».

«Facies Tierra de Campos».

Fue definida por Hernandez Pacheco (1915), siendo una de las unidades más características de la Cuenca del Duero. En este sector se caracteriza por la presencia de lutitas (fangos) ocreos con niveles discontinuos de suelos calcimorfos y pequeños canales formados por arenas y gravillas, cuyos aportes parecen proceder del noroeste.

Esta facies se extiende hacia el sur hasta la parte central de la cuenca y resultaría equivalente a la «Facies de Grijalba-Villadiego». Se corresponde con parte de la unidad 1 de Mediavilla (1986).

«Facies Dueñas».

Su definición se debe a Del Olmo *et al.* (1982), tratándose de una unidad detrítico-carbonatada formada por margas y arcillas calcáreas grises con intercalaciones de calizas ricas en gasterópodos, ostrácodos y charáceas. Se extiende a lo largo del valle del Pisuerga, al norte de Valladolid, y en la provincia de Burgos, donde adquiere una gran representatividad. Algunos autores la han considerado en parte como cambio lateral de las Facies «Tierra de Campos» y de la «Unidad de Pedrajas de Portillo», situada mucho más al sur, fuera del sector en cuestión.

Abanicos de Guardo y Cantoral.

Fueron descritos por Manjón *et al.* (1979), y se extienden al norte de la provincia de Palencia. Están constituidos por depósitos conglomeráticos de cantos caurcíticos y cuarzo fundamentalmente, así como algunos de pizarras paleozoicas intercaladas entre fangos ocreos que hacia el sur se hacen más potentes, y en los que se muestra una organización fluvial de tipo *braided*.

«Facies de la Serna».

Equivale a las «Facies Relea y Carrión» de Mabesoone (1961). Ha sido descrita por Aragonés (1978) y Carreras (1978) y se extiende por la parte central de la provincia de Palencia.

Corresponde a facies detríticas integradas fundamentalmente por lutitas (fangos) ocreos entre las que se intercalan cuerpos arenosos y a veces calizas palustres. Son frecuentes las edafizaciones, intercalándose a veces suelos calcimorfos. Los canales están formados por arenas y gravillas con direcciones de aporte hacia el sur y sureste. Se la consideran como las facies distales de los «Abanicos de Cantoral y Guardo». Hacia el centro de la cuenca (Palencia-Valladolid-Burgos) pasan a la «Facies Cuestas».

«Facies de las Cuestas».

Fue definida inicialmente por Hernández Pacheco (1915) y ha sido objeto de estudios posteriores por numerosos autores, como los de Royo Gómez (1926). Los trabajos más recientes corresponden principalmente a Sánchez De La Torre (1978), Portero *et al.* (1983), Mediavilla (1986) y Mediavilla y Dabrio (1989).

Litológicamente, está caracterizada por un conjunto detrítico-carbonatado formado por margas, arcillas carbonosas, yesos, margas yesíferas y calizas margosas. Morfológicamente, esta unidad destaca en el paisaje, constituyendo la parte media-baja de las denominadas «mesas» coronadas por las «Calizas de los Parámos».

Es de resaltar el alto contenido faunístico (micromamíferos) que presentan estas facies, localizándose en ellas numerosos yacimientos, distribuidos de forma irregular por toda la cuenca, que permiten su control estratigráfico.

«Calizas de los Páramos».

Se encuentran coronando las series miocenas Hernandez Pacheco (1915) las definió como el último resalte morfológico donde se construye la superficie del Páramo de naturaleza calcárea.

En los últimos años han sido estudiadas y descritas por Del Olmo *et al* (1982), Portero *et al.* (1982), Mediavilla (1986) y Mediavilla y Dabrio (1989).

La serie carbonatada del Páramo, caracterizada por calizas con gasterópodos y margas, se encuentra muy bien representada al norte de Valladolid, Palencia y Burgos. En numerosos puntos se observan dos paquetes perfectamente individualizados, que se hacen corresponder con las denominadas «Calizas inferiores y superiores de la superficie del Páramo». Los eventos y procesos sedimentarios que separan ambas coinciden con los definidos por Aguirre *et al.* (1976) y Perez Gonzalez (1979, 1982) en la Submeseta meridional durante el Plioceno.

Recientemente Mediavilla y Dabrio. (1988, 1989), estudian con más detalle estos niveles carbonatados, diferenciando dos ciclos, correspondientes ambos a los dos niveles del «Páramo», separados entre sí en algunas zonas de la Cuenca del Duero por un episodio detrítico de génesis fluvial. Ambos ciclos representan dos unidades tectosedimentarias diferentes, separadas entre sí por una importante discontinuidad.

La mayor parte de la superficie de la Hoja de Herrera de Pisuergra está ocupada por materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Los términos paleógenos y neógenos basales, que orlan el borde de la Depresión en las contiguas Hojas de Prádanos de Ojeda, Guardo y Villadiego, no se encuentran en el área de estudio.

Sólo afloran unidades neógenas con edades comprendidas entre el Mioceno medio (Astaraciense) y el Plioceno, siendo casi en su totalidad detríticas. Se encuentran en disposición horizontal o subhorizontal. Aparecen representadas por arcillas rojas, margas, calizas, areniscas y conglomerados masivos en las zonas de borde, correspondiendo a las «Facies Grijalba-Villadiego y Alar del Rey». Por encima de estos materiales, y en la parte occidental, se extienden unos depósitos formados por abundantes gravas cuarcíticas y fangos ocreos correspondientes al «Abanico de Cantoral», cuyos componentes distales, son las «Facies de la Serna» que afloran al sur y suroeste. Por último aparecen unos depósitos cuarcíticos similares a los anteriores tanto en facies como en litología discordante sobre diferentes unidades yacentes y que corresponderían al último ciclo de este episodio.

A continuación se pasa a la descripción de las unidades diferenciadas.

1.6.1. Conglomerados calcáreos. Facies Alar del Rey (15). Aragoniense superior (Astaraciense)

Esta unidad se sitúa al noreste de la Hoja, en el límite con los afloramientos mesozoicos. El mejor punto de observación de estos materiales, es en la carretera Alar-Sotresgudo. Son materiales de borde de cuenca, relacionados con el desmantelamiento de relieves próximos. En la Hoja contigua de Prádanos de Ojeda, al norte, estos mate-

riales se disponen discordantes sobre unidades mesozoicas, paleógenas y neógenas basales. La unidad 15 es equivalente de las facies proximales del Abanico de Aviñante en la Hoja de Guardo, también conocidas como Facies Vega de Riacos. En el área de estudio, estos materiales han sido denominados «Tramo conglomerático» por Manjón (1969).

Los términos de este tramo cartográfico configuran abanicos de arco amplio, el ángulo apical oscila entre 80° y 160° y con un radio máximo de 2,5 - 3 Km. Las litologías predominantes en la unidad son las brechas y conglomerados calcáreos.

Las brechas están constituidas por depósitos masivos, de aspecto caótico con superficies de estratificación mal definidas por cicatrices erosivas discontinuas. Los cantos son muy angulosos y alcanzan tamaños de hasta varios metros cúbicos. El transporte ha sido muy breve y corto, no superando los 200 m. de recorrido. Presentan soporte clástico, prácticamente sin matriz, y cemento calcáreo.

Se sitúan preferentemente en las zonas apicales de los abanicos y se interpretan como depósitos gravitacionales originados por transportes densos en masa tipo *debris-flow* que incorporan eventualmente bloques inestables desprendidos.

Los conglomerados redondeados calcáreos están compuestos por niveles de espesor métrico limitados por superficies erosivas pero tendiendo a morfologías tabulares. Incluyen abundantes cicatrices internas irregulares y discontinuas. Los cantos proceden en su mayor parte de los carbonatos mesozoicos. Presentan grados medios de esfericidad y rodamiento. Sus diámetros están comprendidos entre 5 y 25 cm. Mucho menos abundantes son los cantos cuarcíticos, resedimentados de las facies Weald y Utrillas, y en ningún caso superan el 10% de la fracción clástica. Muestran soporte de cantos, la matriz es escasa y está compuesta por fragmentos de carbonatos y granos de cuarzo, y el cemento es carbonatado. Excepcionalmente se observan imbricaciones de cantos asociados a depósitos algo más canalizados. Estas facies constituyen la orla proximal y media de los abanicos. El tipo de transporte dominante se realiza mediante mecanismos del tipo *debris-flow*. El transporte por agua es un proceso minoritario y está reflejado por estructuras de imbricación de cantos.

Los conglomerados poligénicos son una litología minoritaria dentro de la unidad. Constituyen depósitos claramente canalizados. Se asocian a facies arenosas groseras configurando secuencias de relleno de canal. El porcentaje de distintos cantos respecto la fracción clástica es muy variable. Los cantos calcáreos están bien rodados y sus diámetros oscilan entre 1 y 6 cm. El resto de cantos son de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas. Muestran a su vez un alto grado de rodamiento y los diámetros oscilan entre 0,3 y 4 cm. La matriz es esencialmente silícea y el cemento calcáreo. Presentan predominantemente un soporte de los cantos por matriz aunque es frecuente el soporte clástico. Se enmarcan en la orla media distal y frente proximal de los abanicos aluviales. Se observa un predominio del transporte por flujos diluidos evidenciado por la presencia de estructuras tractivas. El tipo de relleno indica una configuración *braided* para los paleocauces con desarrollo de barras de gravas.

Las areniscas se asocian frecuentemente a las facies de conglomerados poligénicos constituyendo los términos superiores de las secuencias de relleno de canal. También puede presentarse como niveles areniscosos individualizados entre facies lutíticas. Se trata de areniscas de grano muy grueso a medio bien cementadas y de coloración rojiza. Son muy frecuentes los procesos edáficos evidenciados por fuertes calcificaciones, desarrollo de perforaciones por raíces y caliches. Se interpretan como canales de duración efímera circunscritos al frente distal de los abanicos aluviales. El tipo de configuración de los canales varía de *braided* a rectos.

Las lutitas, de color predominante rojo, son una litología con escasa presencia dentro de la unidad. Se presenta en tramos masivos entre los que pueden intercalarse canales arenosos. Su color es rojo vivo y en ocasiones contienen términos más limosos. Son frecuentes los suelos rojos y caliches que se relacionan lateralmente con los procesos edáficos desarrollados a techo de los canales arenosos. Pertenecen en su mayor parte al frente distal de los abanicos. Se asocian a inundaciones generales a escala del abanico e incluso de todo el sistema. Con la caída de flujo se produce el encajamiento de los canales y su rápido relleno (*cut and fill*). Los procesos edáficos se desarrollan en los intervalos temporales de no deposición comprendidos entre dos avenidas.

Al norte, en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, la unidad se relaciona con la cabecera del sistema de abanico fluvial neógeno del Pisuerga, pasando distalmente a facies fluviales (unidad 16).

La potencia de la unidad es muy variable, al encontrarse rellenando pealeovalles. La potencia usual varía entre los 50 y 70 m.

No se han encontrado restos fósiles en la unidad. Por su posición estratigráfica en relación con unidades distales mejor caracterizadas paleontológicamente se ha asignado al ciclo sedimentario del Aragoniense superior (Astaraciense).

1.6.2. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas rojas (16).

Lutitas rojas (fangos) con niveles discontinuos de areniscas y/o conglomerados (canales) (17). Facies Grijalba-Villadiego. Aragoniense superior (Astaraciense)

Esta unidades ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja de Herrera de Pisuerga. Los niveles de la unidad 16 se sitúan preferentemente al norte y este de la Hoja (áreas de Alar del Rey-Sotovellanos). Estos términos clásticos, junto con los de la unidad 17 están relacionados estratigráficamente con la unidad 18, que se caracteriza por la presencia de términos margosos y calcáreos.

Todos estos depósitos, se enmarcan dentro de un contexto paleogeográfico relativamente complejo, ya que se encuentran relacionados por un lado, con zonas desconectadas de la red principal de drenaje (frentes distales de abanicos aluviales adosados al relieve mesozoico y de pequeñas dimensiones) y por otro con importantes sistemas fluviales (el más importante dentro de la Hoja se deriva del Abanico del Pisuerga, en torno a Alar del Rey).

Estas unidades, son conocidas bajo la denominación de «Facies Grijalba-Villadiego» (Aeroservice, 1967) y son equivalentes de las facies distales del Abanico de Aviñante (Colmenero et al. 1982) en la Hoja de Guardo. Se relacionan lateralmente y en la vertical con las «Facies detríticas groseras, de Alar del Rey».

Los mejores puntos de observación de estas unidades se encuentran en torno a Alar del Rey y Sotovellanos para la unidad 16 y en la carretera Herrera-Sostresgudo para los materiales de la unidad 17. La unidad 17, equivale al «Tramo arcilloso» de Manjón (1969). Hacia el sur, Hoja de Osorno, en el sector de Melgar de Fernamental parecen pasar lateralmente e interdentarse con la «Facies Tierra de Campos», si bien la «Facies Grijalba-Villadiego» ocupa una posición algo más alta topográficamente. Esta circunstancia, unida a la proximidad del borde de cuenca y la existencia en el de fenómenos alocíclicos, sugieren una cierta progradación de la «Facies Grijalba-Villadiego» sobre la «Tierra de Campos».

La unidad 16 se caracteriza por la presencia de conglomerados y areniscas (también intercalados dentro de la unidad 17), como componentes principales. En el área de Alar del Rey se relaciona con las cabeceras de abanicos aluviales húmedos.

En los términos conglomeráticos, la litología de los cantos es esencialmente calcárea, proceden de los carbonatos mesozoicos y sus diámetros son muy variables oscilando entre 3 y 20 cm. Las litologías conglomeráticas de los abanicos húmedos, presentan una gran similitud con su equivalentes aluviales.

Las facies conglomeráticas (asociadas a transportes por agua) se organizan en secuencias métricas de relleno de canal. Aunque predominan los cantos calcáreos, suelen contener, siempre en menores proporciones, cantos de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas. Ambos casos presentan grados altos de esfericidad y rodamiento. La matriz es predominantemente silíceo y el cemento calcáreo. Las estructuras sedimentarias observadas son imbricación de cantos, estratificación cruzada planar y raramente en surco. Se asocian con frecuencia a facies arenosas formando parte de los términos inferiores de las secuencias de relleno de canal.

En áreas proximales (Alar del Rey) pueden encontrarse conglomerados calcáreos, generados por transportes en masa. Corresponden a procesos producidos por mecanismos del tipo *debris flow* y se enmarcan en un contexto de ápice y orla proximal de abanico fluvial húmedo.

Las facies conglomeráticas originadas por transporte por agua se sitúan en la orla media y frente proximal y pueden formar parte de relleno de canales incididos en el frente distal de los abanicos húmedos.

Del análisis sedimentológico se deduce que las facies conglomeráticas se localizan preferentemente en las áreas proximales de los abanicos húmedos. Los procesos que generan la sedimentación de esta facies son extremadamente parecidos a los que se encuentran en sus equivalentes aluviales. Las únicas diferencias se centran en un mayor desa-

rollo de depósitos conglomeráticos (la orla media y proximal alcanzan un radio que supera los 5 km), el ángulo agudo de los ápices comprendido entre 30° y 45°, la situación localizada de los mismos, asociada a accidentes oblicuos al margen de cuenca que controlan las zonas de salida de los abanicos húmedos, y el predominio del transporte por agua frente a los flujos densos.

Las areniscas (a veces arena, según su grado de cementación) normalmente configuran secuencias de relleno de canal. En algunos casos constituyen depósitos de desbordamiento intercalados entre lutitas de llanura aluvial. El grado de cementación es muy variable dependiendo del tipo de procesos edáficos, en general calcificación y lavado de los finos. El color presenta a su vez gran diversidad, oscila entre tonos beige, ocre, amarillentos y rojizos. El tamaño de grano muestra gran variación y está comprendido entre muy fino y grueso. Desarrollan secuencias de relleno de canales por arena gruesa bien cementada y de tonalidad rojiza. En zonas muy distales pueden perder la coloración rojiza, y disminuir la cementación y el tamaño de grano.

En su mayor parte, los canales arenosos y areniscosos se encuentran intercalados entre lutitas y se enmarcan en el frente distal de los abanicos húmedos. Los canales muestran cambios en su configuración a lo largo de su recorrido. Son abundantes los restos óseos de vertebrados, principalmente de grandes quelonios. Localmente se encuentran restos de vegetales limonitizados, en general grandes fragmentos de troncos. Son frecuentes las deformaciones hidroplásticas de las láminas por escape de fluidos.

Normalmente se desarrollan procesos edáficos a techo de las secuencias de canal. Se manifiestan como calcificaciones que borran total o parcialmente las estructuras internas de las secuencias de relleno, oxidaciones y perforaciones por raíces.

En función de las secuencias de relleno reconocidas se deducen los siguientes tipos de configuraciones para los canales: tipo «braided», canales rectos, y canales meandriformes.

Los canales *braided*, son típicos de rellenos en las zonas proximales del frente de los abanicos húmedos. Los canales rectos, no pueden situarse en una zona concreta dentro del frente de los abanicos húmedos, no obstante son algo más frecuentes en las zonas proximales. Los canales de baja sinuosidad, se sitúan en contextos de frente distal de abanicos húmedos. Finalmente los canales menadriiformes se desarrollan en el frente distal a muy distal de los abanicos húmedos, aunque pueden encontrarse en numerosas subzonas del frente de los abanicos.

En la mitad oriental de la Hoja, se distingue una gradación del tipo de canales (*braided* a rectos y meandriformes) entre Alar del Rey y Barrio de San Felices. Se relaciona con la salida de un importante abanico aluvial húmedo (Abanico o Sistema del Pisuerga), que se prolonga por medio de sistemas fluviales, con un sentido hacia el sureste a través de Sotovellanos (canal de Sotovellanos). En la mitad occidental, los niveles canaliformes se relacionan con facies distales del Abanico de Aviñante con un sentido de drenaje hacia el sur y sureste. Las paleocorrientes medias en los canales apuntan claramente hacia el

SSE y SE. Las direcciones de estos grandes sistemas están influenciadas por accidentes de zócalo NO-SE, que han determinado los procesos geológicos de la región a partir de los tiempos tardihercínicos.

Los depósitos de desbordamiento de canales están constituidos por niveles tabulares de arena fina a muy fina, intercalados entre lutitas. Su potencia oscila entre 10 y 30 cm. No incluyen estructuras tractivas. Su base es neta y presentan ocasionalmente gradación positiva incipiente. Se interpretan como flujos desbordados de los canales. Constituyen lóbulos arenosos que se depositan en la llanura de inundación (*crevasse-splay*).

La litología más importante de la unidad 17 son las lutitas, de color predominante rojo vivo. Forman paquetes masivos interrumpidos esporádicamente por canales y depósitos de desbordamiento arenosos. Los colores de las facies lutíticas son muy variados dependiendo de la intensidad y tipo de los procesos edáficos. El contenido en limos es muy variable. Los suelos calcimorfos, en general caliches, son frecuentes en este tipo de facies.

Las lutitas son los depósitos más abundantes en el frente de los abanicos húmedos, su origen se centra en dos mecanismos sedimentarios principales, uno constituyendo la llanura aluvial originada por desbordamientos de los canales fluviales y otro, generadas por inundaciones a escala de todo el sistema. El segundo proceso explica el volumen de fangos en el frente distal de los abanicos, implica un carácter efímero para los canales que intercala, que se encajarían en los momentos de bajada del flujo, y condicionaría su rápido relleno por *backfilling*.

El desarrollo de procesos edáficos supone la existencia de superficies sometidas a exposición subáerea durante periodos prolongados. La correlación lateral de los paleosuelos sobre sustrato lutítico, con los procesos edáficos en los términos superiores de los relleños de canal se relaciona con momentos de no sedimentación entre grandes avenidas o desconexión de áreas extensas con el flujo activo del sistema.

Las unidades 16 y 17 se organizan en sistemas de abanicos húmedos. En momentos de progradación cubren grandes extensiones de la cuenca. En las zonas marginales pueden interdentarse con los depósitos aluviales (Facies Alar del Rey, unidad 15). La homogeneidad de facies dificulta la diferenciación de ambos submedios en estas áreas, remarcada por el posible carácter tributario de los sistemas aluviales a la red principal de drenaje fluvial.

Las zonas de llanura aluvial con drenaje deficiente pueden encontrarse intermitentemente anegadas, desarrollándose depósitos *charcstrepalustres* (separados como unidad 18, cuando son importantes). Este fenómeno se localiza en zonas interabanico y a pie de los sistemas aluviales cuando están desconectados de las red fluvial.

Los abanicos húmedos tienen un ángulo apical águo comprendido entre 30° y 45°. Los depósitos conglomeráticos de orla media y proximal tienen un radio de hasta 5 km y se encuentran interrelacionados con facies aluviales. El frente distal alcanza un gran desa-

rollo en momentos de pogradación cubriendo centenares de km². Los depósitos de frente distal están constituidos por lutitas rojas y ocreas en las que se encajan canales fluviales de diversa sinuosidad.

Los niveles detríticos de la unidad 16 llegan a constituir a veces importantes replanos estructurales, aunque por lo general sus afloramientos pasan desapercibidos dentro del conjunto lutítico rojizo (unidad 17), que los caracteriza.

La potencia de los niveles de la unidad 16 es métrica a decamétrica, con potencias máximas en la zona de Alar del Rey de 40 m. El espesor conjunto de las unidades 16 y 17 es de unos 60-70 m.

Los análisis de la fracción ligera de los términos arenosos (información complementaria) muestran como componentes principales, los granos de cuarzo mono y policristalino (50-20%) al que siguen los feldespatos potásicos y plagioclasas (23-7%). Son importantes los fragmentos de metacuarcita (14,7-4,4%). También se encuentran granos de areniscas (7,1-1,7%), chert, rocas plutónicas, rocas metamórficas y de carbonatos autóctonos.

Los minerales pesados de estas muestras (información complementaria) muestran un importante contenido de turmalina y circón con valores entorno al 30-40%. En menor porcentaje, se encuentra la presencia de clorita, biotita, moscovita, rutilo, estauroлита, hornblenda, apatito, esfena, epidota, broquita y anatasa.

Las muestras arcillosas, tomadas en la unidad 16 a excepción de una muestra que presenta contenidos bastante elevados de calcita, estimados en un 52%, tienen los filosilicatos como componente mayoritario, presentando contenidos que oscilan entre el 52% y el 83%. En estas muestras la calcita se presenta como mineral secundario, en contenidos que oscilan entre el 29% y el 5%. En cuanto a los filosilicatos, la illita se presenta en todas las muestras analizadas como el mineral de la arcilla dominante, en contenidos que oscilan entre el 86% y el 47%. Acompañan a este mineral en todas las muestras, contenidos variables de caolinita, que se sitúan entre el 18% y el 8%. Se ha detectado además la presencia de esmectita con contenidos máximos del 35%. También se han encontrado minerales arcillosos interestratificados del tipo illita/esmectita, en porcentajes del 6%, así como indicios de interestratificados illita/clorita.

Por último se puede destacar, que la illita y esmectita presentes, son siempre de naturaleza dioctaedrica y se encuentran con una cristalinidad media o baja.

No se ha encontrado dentro de estas unidades ningún indicio paleontológico. No obstante Portero *et al.* (1979) citan dentro de la recopilación bibliográfica de la Hoja de Villadiego (contigua a la zona de estudio, al este), el yacimiento de Sandoval de la Reina, al que se asigna una posible edad Astaraciense superior.

De todo ello se deduce que la edad de estos materiales es al menos Aragoniense superior (Astaraciense), aunque no existen datos, dentro de la Hoja, que corroboren tal edad.

En la sección de Herrera de Pisuerga (04, en información complementaria) los niveles de lutitas rojas contienen fragmentos de gasterópodos que no pueden identificarse ni siquiera a nivel genérico, y algunos restos de vertebrados correspondientes a peces. También suelen contener foraminíferos resedimentados del Cretácico superior, en particular del Santoniense, procediendo de niveles semejantes a la unidad 10 del mapa.

1.6.3. Margocalizas, margas, calizas, lutitas y areniscas. Paleosuelos carbonatados (18). Aragoniense superior (Astaraciense)

El tramo 18 aflora principalmente al norte de la Hoja, entre la Vid de Ojeda y Herrera de Pisuerga. Con menor importancia se encuentra también en una franja centrada en la Hoja, entre Zorita del Páramo y San Cristóbal de Boedo. También se encuentra en delgados niveles, al oeste de Cañizar de Amaya. Los mejores puntos de observación son las zonas del Monte Oteralbo y de Zorita del Páramo.

La unidad 18 está relacionada, a distintas alturas estratigráficas, con los términos fundamentalmente detríticos de las unidades 16 y 17, y al norte, en la Hoja de Prádanos de Ojeda, con la Facies Alar del Rey. Estos niveles, serían equivalentes a los descritos en la zona de estudio por Manjón Rubio (1969) y denominados «Facies de Herrera-Zorita y/o Sotobañado-Priorato». También serían equivalentes distales del «Abanico poligénico de Aviñante» situado al NO en la Hoja de Guardo.

El conjunto de la unidad en los afloramientos del norte de la Hoja (La Vid de Ojeda, Oteralbo y Zorita del Páramo) puede dividirse en dos tramos separados por una importante intercalación de la Facies Grijalba-Villadiego.

Se asocia esta unidad con áreas de llanura aluvial deficientemente drenada, relacionadas con sistemas de abanicos húmedos y abanicos aluviales responsables de la sedimentación de las unidades detríticas del Aragoniense superior (unidades 15, 16 y 17, Facies Grijalba-Villadiego y Alar del Rey). Estas áreas marginales a los aportes principales, pueden encontrarse intermitentemente anegadas, desarrollándose depósitos «charcustrépalustres». Este fenómeno se localiza en zonas interabanico y a pie de los sistemas aluviales cuando están desconectados de la red fluvial principal.

Las facies «charcustrépalustres» engloban a todos los depósitos originados en zonas anegadas incluidas en ambientes fluvio-aluviales y claramente desconectadas de las áreas netamente lacustres.

Las litologías más importantes de la unidad son arcillas margosas, margas blancas y calizas. Además se intercalan arcillas rojas y niveles conglomerático arenosos similares a los de la Facies Grijalba-Villadiego.

Las arcillas margosas tienen una tonalidad anaranjada y forman paquetes de espesores comprendidos entre 1 y 4 m. El contenido en carbonato es bastante bajo y la arcilla predominante es la illita. La intensa bioturbación les confiere un aspecto masivo y es posible observar en algunos casos huellas de raíces. En vertical pueden pasar a margas blancas o lutitas rojas.

Las margas blancas presentan un aspecto noduloso. Se encuentran en niveles de espesor comprendido entre 50 cm y 6 m. En ocasiones incluyen nódulos calcáreos dispersos de formas esféricas, que podrían tratarse de oncoides muy recrystalizados. En vertical suelen pasar gradualmente a facies calcáreas.

Las calizas constituyen paquetes masivos de potencia métrica. Tienen aspecto noduloso, muestran señales de oxidación y ocasionalmente karstificación. Presentan perforaciones por juncáceas y en algunos casos se conserva la estructura prismática. Texturalmente son micritas con abundantes recrystalizaciones, y en ocasiones cemento vadoso. Los aloquímicos están representados por granos dispersos de cuarzo, muy abundantes intraclastos, restos de algas caráceas y posiblemente oncoides recrystalizados de considerables dimensiones. Excepcionalmente incluyen grandes nódulos de sílex.

Las facies «palustres-charcustras» acostumbran a organizarse en secuencias compuestas por arcillas margosas anaranjadas en la base, margas blancas y calizas a techo. Representan depósitos de aguas estancadas que experimentan un progresivo aumento de contenido en carbonato.

La fracción terrígena está aportada por los desbordamientos de los canales. Los procesos edáficos se desarrollan en momentos de desecación de estos ambientes.

La potencia de la unidad, es muy variable, con potencias de unos 35-40 m para el tramo inferior y de 20-30 m para el superior, cuyo techo no se observa. Al sur y este de la Hoja afloran niveles decimétricos a métricos.

En la sección de La Vid de Ojeda (05) (información complementaria) y en niveles de margas arenosas correspondientes a la parte inferior de esta unidad margo-caliza, se han reconocido fragmentos de gasterópodos con señales de transporte y frecuentes tubos calcáreos referibles a calcificaciones de raíces, que denotan un ambiente palustre con probable influencia fluvial.

En cambio, en muestras de margas blanquecinas y amarillentas, arenosas, ubicadas en la parte alta de la unidad se han encontrado algunos ostrácodos mal conservados (*Candona* df. *bitruncata* Carbonnel, *Candona* cf. *kirchbergensis* Straub, *Pseudocandona* sp., *Candonopsis* sp., *Potamocypris gracilis* (Sieber) y *Lineocypris molassica* (Straub) *inva-ginata* (Carbonnel), que por comparación con las asociaciones definidas en las hojas del sector central de la Cuenca (en particular la hoja de Antigüedad), puede correlacionarse con la parte inferior y media de la «Unidad de las Cuesta» y asignarse, por tanto, al Aragoniense superior (Astaraciense superior).

1.6.4. Conglomerados silíceos con lutitas ocreas (19). Lutitas ocreas y gravas silíceas (20). «Abanico de Cantoral». Astaraciense superior-Mioceno superior

Estos depósitos se extienden por el cuadrante noroccidental de la Hoja y resultan prolongación de los aflorantes más al norte en las Hojas de Prádanos de Ojeda y Guardo. Lateralmente y hacia el sur y sureste pasan a fangos ocreos con canales («Facies de la Serna»).

Se disponen discordantes sobre los fangos rojizos de las «Facies Grijalba-Villadiego» del Astaraciense con una marcada discontinuidad de tipo secuencial.

La disposición de los sedimentos es horizontal o subhorizontal con una pendiente deposicional y espesores que fluctúan desde los 100 m máximos al norte en las proximidades de Bascones de Ojeda, a los 20 m en San Martín de Monte e incluso menos en las zonas más meridionales. Esta disminución de espesor viene justificada y compensada por la transición o cambio lateral de esta unidad a la «Facies de la Serna» que representa los depósitos más distales del «Abanico de Cantoral».

Por lo general, este conjunto presenta muy mala calidad de afloramiento, no existiendo un corte completo representativo. Con frecuencia, y dada la naturaleza litológica de estos depósitos, aparecen coluvionados en las laderas, mientras que en superficie se manifiestan como zonas de extensos canturrales cuarcíticos que pueden llegar a confundirse con niveles de terrazas si se trata de áreas próximas a importantes cursos fluviales, tales como el río Boedo o el arroyo Cañamares.

Los mejores cortes parciales o afloramientos se sitúan en las proximidades de Bascones de Ojeda, Alto de la Cata frente a Revilla de Collazos y en Olea de Boedo, al margen de numerosos afloramientos de carácter puntual que se distribuyen irregularmente por el cuadrante nororiental.

Dentro de este epígrafe se han agrupado dos unidades. Por un lado las facies más detríticas (unidad 19) formadas por gravas, fundamentalmente cuarcíticas y a veces con niveles arenosos. Las gravas se encuentran por lo general poco cementadas con matriz areno arcillosa de color beige, que incluye a veces, niveles discontinuos de poco espesor de lutitas ocreas. Y por otro lado han sido diferenciados, cuando ha sido posible, los niveles lutíticos ocreas (unidad 20) que se intercalan lateral y/o verticalmente entre los niveles detríticos groseros aunque a veces incluyen pequeños lentejones de gravas. Esta unidad constituye la facies de transición entre los depósitos proximales y medios del «Abanico de Cantoral» y sus facies más distales, caracterizadas por fangos ocreas.

Las gravas cuarcíticas representan depósitos fluviales canalizados tipo *braided*, donde se observan estructuras de barras de cantos, *festoon* en arenas, con preferencia de paleocorrientes hacia el sur y sureste. Los fangos ocreas representarían episodios correspondientes a las llanuras de inundación y a las áreas de drenaje abandonadas.

Se han estudiado diversas muestras de las facies más arenosas así como de los niveles lutíticos más finos (información complementaria). El estudio de los minerales pesados pone de manifiesto un alto contenido de los minerales opacos, dentro de la fracción arena, siendo este valor superior al 90%. Destaca el alto porcentaje en circón (74,8% - 47,2%) seguido de turmalina (30,3% - 13,3%). La hornblenda suele estar presente aunque en cantidades ya minoritarias (8,9% - 1%). El granate, la estauroлита y andalucita, así como la esfena, epidota y brooquita se presentan en proporciones muy bajas. Finalmente la biotita es la única mica presente (3,5% - 0,7%). Tanto la moscovita o clorita así como la distena, sillimanita y anatasa no aparecen en la fracción pesada.

En la fracción ligera es de destacar la presencia relativamente alta de fragmentos de rocas metamórficas, así como de sedimentarias, principalmente areniscas, lo que pone en evidencia un área de aporte fundamentalmente paleozoica.

El resto de los componentes de la fracción ligera se presentan en porcentajes muy bajos, a excepción como es lógico del cuarzo al que como siempre corresponde el mayor índice de contenido.

El estudio por difracción de R-X de los fangos ocreos presenta a la illita (76%) como componente mineralógico principal dentro de los filosilicatos. La caolinita es el segundo componente con valores comprendidos entre el 24% y el 16%. La esmectita a veces está presente aunque en proporciones muy bajas.

Como ya se ha expuesto, estos depósitos (Abanico de Cantoral) se encuentran relacionados con la «Facies de la Serna» de edad Vallesiense inferior al menos (yacimientos de Saldaña y Relea), y a su vez correlacionables con los niveles detrítico-carbonatados de la Facies Cuestas y Calizas inferiores del Páramo (Portero *et al.*, 1982 y Mediavilla y Dabrio, 1989) en el sector central de la Cuenca del Duero por lo que se deduce que estos sedimentos cerrarían el ciclo vallesiense en la región. Se plantea pues la problemática de la identificación del Turolense en esta unidad, datación asignada en el sector de Palencia por Lopez *et al.*, 1982 y Lopez *et al.*, 1985 para las Calizas del Páramo, edad paradójicamente que estos autores ponen en interrogante en dichos trabajos y que incluso la hacen extensiva hasta el Plioceno.

De todo ello se deduce que no es descartable que el Turolense estuviera representado en parte del Abanico del Cantoral, ya que si no es así, ello implicaría la apertura de un importante período erosivo en la región a partir del Vallesiense y que continuaría al menos hasta el Plioceno. Con tal interrogante y por las razones expuestas se engloba esta unidad dentro del Mioceno superior.

1.6.5 Lutitas ocreas y rojizas (fangos) con niveles discontinuos de areniscas y conglomerados (paleocanales) y a veces calizas limolíticas arenosas (paleosuelos) (21). «Facies de la Serna». Astaraciense superior-Mioceno superior

Se engloban en este epígrafe las facies más distales, relacionadas con el «Abanico de Cantoral», así como los depósitos procedentes probablemente de otros aparatos deposicionales, situados más hacia el noroeste (Abanico de Guardo, Aragones, 1982) en el borde septentrional de la Cordillera Cantábrica.

Sus afloramientos se extienden por la mitad meridional de la Hoja, prolongándose por la Hoja de Osorno más al sur.

Se caracteriza litológicamente por la presencia de lutitas ocreas y a veces rojizas que imprimen una totalidad característica al paisaje. Más en detalle, estas facies arcillosas incluyen niveles discontinuos de arenas y gravas poligénicas y de clastos cuarcíticos en las proximidades y en tránsito a las facies proximales de Cantoral en el sector centro

occidental de la Hoja. En esa zona como p.e. en San Martín del Monte, sobre los fangos ocre edafizados se observa alguna pasada arenosa y por encima aparecen canales de gravas cuarcíticas y fangos de procedencia septentrional característicos de las litofacies del «Abanico de Cantoral».

Los fangos a veces presentan edafizaciones con desarrollo de suelos rojos, o carbonataciones locales así como restos de huellas de raíces. En algunas ocasiones se desarrollan suelos calcimorfos de escala métrica a decimétrica. Un ejemplo de organización secuencial del tipo fangos edafizados rojos, suelos calcimorfos y canales, es observable en la ladera suroccidental del Alto Cuesta de la Encina, al noroeste de Villaprovedo en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

Las características de los canales son observables en distintos afloramientos todos ellos puntuales, en el sector suroccidental, en la carretera de Calahorra de Boedo o Villameriel o bien en el borde meridional, en la carretera de Herrera de Pisuerga a Osorno entre los km 69 a 72, por debajo de los replanos de las terrazas cuarcíticas del Pisuerga. Es en esa zona donde se observa una ruptura sedimentaria entre estos materiales y los infrayacentes rojos de la «Facies Grijalba-Villadiego» sobre los cuales se apoya. Dicha ruptura se manifiesta tanto por el cambio litológico como por el tipo de medio fluvial que caracteriza a ambas unidades.

Estos niveles detríticos están formados por gravas con cantos poligénicos de cuarzo, cuarcita, calizas y a veces caliches o cantos blandos resedimentados de los suelos calcimorfos próximos. El espesor de los canales es métrico, entre 2-4 m suelen estar algo cementados por carbonatos. Se organizan en secuencias positivas a veces formados por canales amalgamados. La base es erosiva, con frecuencia se observan *set* tabulares de estratificación cruzada.

En conjunto corresponden a un sistema fluvial con una red efímera de canales rectos o de configuración *braided*, o bien por cursos de tendencia rectilínea. Las paleocorrientes en sentido general apuntan bien hacia el sur o el sureste. La presencia ocasional de cantos poligénicos en los canales pone en evidencia un área madre diferente a la del «Abanico de Cantoral» y por lo tanto aportes diferentes, restringiéndose y limitándose espacialmente la distribución paleogeográfica de estos últimos depósitos.

El estudio de la fracción arenosa (información complementaria) ha proporcionado los siguientes datos: Entre los minerales pesados destacan el circón con porcentajes del orden del 68,8% al 21,3% y la turmalina entre el 14,5% y 43,2%. El rutilo se encuentra entre el 12,2% y el 5,2% y el granate entre el 8,5% y 0,6%. La estauroлита hornblenda y epidota están siempre presentes, aunque en porcentajes muy minoritarios entre el 4,8% y 0,3%. La distena, sillimanita y anatasa están prácticamente ausentes. Por último, respecto a las micas aparecen biotitas entre el 2,6% y 0,8% y moscovitas en menor proporción 0,2% - 2,8%. La clorita es prácticamente inexistente.

Respecto a la fracción ligera destaca, además del contenido en cuarzo, la presencia de feldespatos. Respecto a los fragmentos de rocas aparecen, fundamentalmente, de rocas

sedimentarias (areniscas y arcillas) y metamórficas, con mayor proporción de metacuarcitas y pizarras y menor de esquistos. En ocasiones aparecen porcentajes muy bajos de rocas volcánicas (0,4 - 9%).

Por último, en cuanto a análisis de laboratorio se refiere, se han llevado a cabo también estudios mineralógicos de la fracción arcillosa mediante difracción de R-X de los fangos que caracterizan a esta unidad (información complementaria). Generalmente el contenido en carbonatos es muy bajo (6%) o nulo, arrojando una composición mineralógica caracterizada fundamentalmente por la presencia de illita (73% - 82%) y en segundo lugar, por la caolinita (15% - 19%). Tanto la pirofilita (5% - 9%) como la esmectita (5 - 6%) aparecen a veces, pero como componentes minoritarios.

Desde el punto de vista sedimentológico los materiales que caracterizan esta unidad corresponden a un ciclo de sedimentación que comprendería parte del Astaraciense superior y del Vallesiense inferior. Lateralmente y hacia el sureste pasan estos depósitos a la denominada «Facies Cuestas» (Portero *et al.*, 1982).

En zonas próximas, más hacia el oeste, en la Hoja de Saldaña se localizan los yacimientos de Saldaña y Relea y el de Ituero en la de Carrión de los Condes. Estos yacimientos contienen abundante fauna de edad Vallesiense inferior (zona MN-9) si bien la presencia de *Hipparion* en el de Saldaña cuestiona la presencia exclusiva de esa zona pudiendo estar presentes los dos horizontes vallesienses como de hecho parece ponerse de manifiesto en los yacimientos de Miranda 1 y 2 en la Hoja de Palencia.

Las características sedimentológicas principales son las de un ambiente deposicional tipo fluvial con extenso desarrollo de llanuras aluviales de fangos descritos con anterioridad. Conviene destacar que estos depósitos parecen cerrar el ciclo de sedimentación neógena en este sector de la Cuenca del Duero. No obstante, estos materiales resultan más complejos de lo que a priori aparentan, ya que coexisten facies aluviales procedentes de distintos sistemas de aportes. Al mismo tiempo no existen datos paleontológicos que permitan una datación más precisa del Neógeno superior en este área por lo que se mantiene la problemática planteada en cuanto a la edad del techo de esta unidad.

1.6.6. Gravas y arenas silíceas (Aluvial finineógeno) (22). Plioceno

Se incluyen dentro de este apartado, los términos superiores del Neógeno con cierta expresión morfológica. Son afloramientos de forma irregular y se distribuyen en pequeñas manchas al noreste de la Hoja y sobre diferentes yacientes. El mejor punto de observación de la unidad es la carretera Alar del Rey-Sostregudo, al oeste de Alar del Rey.

Litológicamente están constituidos por gravas silíceas y arenas con diferente tamaño de grano según áreas y su proximidad a zonas con relieves. El contenido en arcilla es variable ya que a veces se encuentran bastante lavados. La potencia de la unidad está comprendida entre los 20 y 40 m.

Estos depósitos se corresponden en parte con los asignados a «Rañas y otros depósitos pliocenos» por Gracia Prieto *et al.* (1990) y resultarían equivalentes a los denominados

por Martín-Serrano (1988 y 1989) «aluviales finineógenos en el borde zamorano-leónés», denominación aquí utilizada, ya que parecen representar los últimos depósitos aluviales que ponen fin al ciclo de sedimentación terciaria en este sector de la Cuenca del Duero. También podrían ser correlacionables con el Abanico silíceo de Aviñante, aflorante en la Hoja de Guardo y con la unidad equivalente de la Hoja de Prádanos de Ojeda, en donde constituye los términos más altos del Abanico de Cantoral.

Las características litológicas de esta unidad son similares a los depósitos de Cantoral. Sin embargo, los afloramientos se disponen sobre una superficie de erosión bien desarrollada a lo largo de una franja NO-SE labrada principalmente sobre el sustrato mesozoico, superficie de colmatación de los Páramos, siendo correlacionable con la denominada «Superficie de edad probablemente Turoliense?-Plioceno y que enrasaría con la superficie de colmatación de los Páramos, siendo correlacionable con la denominada «Superficie de Erosión Fundamental» de la Cordillera Ibérica de edad Plioceno inferior (Gracia Prieto *et al.*, 1990). Este hecho invita a pensar que el Abanico de Cantoral llegaría hasta el Turoliense en cuanto a edad.

Otro hecho a tener en consideraciones que correlacionando secuencialmente los ciclos y considerando como se ha hecho Cantoral equivalente al ciclo de la Caliza inferior de los Páramos, estos depósitos podrían correlacionarse con el segundo ciclo de caliza de los páramos, existente en las zonas centrales y meridionales de la Cuenca del Duero. En este caso la edad de estos materiales detríticos estaría comprendida entre Vallesiense superior a Plioceno.

Todas estas observaciones sobre la evolución morfológica regional ha hecho que para los autores antes citados estos depósitos hayan sido considerados como «Rañas». Sin embargo Martín Serrano (1988) plantea la problemática de la transición Neógeno-Cuaternario y hace ya referencia a la similitud de rasgos estratigráficos, petrológicos y mineralógicos entre las «Rañas» y las Series Ogres, en este caso los depósitos de Cantoral. Para este autor la «Raña» sería «el final de un episodio y/o inicio de otro, una articulación sin ruptura de ambos» por lo que «representarían las primeras acumulaciones del piedemonte con expresión morfológica conservada» y que en muchas ocasiones coincidiría con parte de las «Series Ogres» por lo que existiría una diacronía con respecto a la asignación de edades para la «Raña».

En resumen y en base a lo expuesto anteriormente se considera a estos depósitos como representantes del final del ciclo finineógeno, equivalentes a las «Rañas» y con una edad probable de Plioceno superior, carentes hasta la fecha de argumentos paleontológicos que lo corroboren.

1.7. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la hoja de Herrera de Pisuerga alcanzan gran desarrollo superficial. La mayor representación corresponde a las terrazas de los ríos Pisuerga y Boedo que en el proceso de encajamiento dejan numerosos niveles en las vertientes. Otros depósitos frecuentes son los fondos de valle, las llanuras de inundación y los conos de deyección. Completan el conjunto de los materiales recientes los coluviones, glaciares y otros sedimentos asociados a las vertientes.

La imposibilidad de establecer una cronología precisa para el Cuaternario, debido a la ausencia de datos paleontológicos, obliga a establecer al menos una cronología relativa de los depósitos que es la que se expresa en la leyenda del mapa geológico.

1.7.1. Gravas silíceas y arenas. Terrazas (23, 24 y 26)

Aparecen ampliamente desarrolladas en la Hoja y pertenecen a los ríos Pisuerga y Boedo, así como a otros cursos de rango menor como son los arroyos Cañamares, Burejo y Riofresno.

La principal vena de agua es el Pisuerga, que atraviesa la mitad este de la hoja con dirección submeridiana. El Boedo, el segundo curso en importancia, es tributario del Valdavia, en el que desemboca en la Hoja de Osorno, contigua por el sur. Estos dos ríos son los que desarrollan mayor número de niveles de terraza. El desarrollo de los mismos se localiza principalmente en la mitad oeste de la hoja, destacando la continuidad de los originados por el Boedo.

El Pisuerga presenta diez niveles de terrazas que se sitúan entre + 140 m y + 5-7 m, sobre el cauce actual, con niveles intermedios a +115 m, + 110-115 m, + 90-100m, + 70-80 m, + 55-60 m, + 25-30 m y + 7-15 m.

De acuerdo con la tendencia general en la Cuenca del Duero se han considerado como terrazas altas las cuatro primeras, como medias las tres siguientes y en las bajas se incluyen los tres últimos niveles.

En el río Boedo se observan seis niveles de terraza que corresponden a las siguientes cotas + 60-70 m, + 50-60 m, + 30-40 m, + 20-25 m, + 10-15 m y + 3-7 m en relación al «thalweg».

Aparecen además en el límite SO de la Hoja otra serie de niveles que corresponden a las terrazas altas de Valdavia. En el capítulo de Geomorfología se ofrecen todos los niveles reconocidos para los ríos Pisuerga, Valdavia y Boedo independientemente de su situación y desarrollo en una u otra hoja, así como un ensayo de correlación entre los diferentes cauces.

Las características litológicas son bastante comunes en general, presentando un alto contenido en cantos de cuarcita y en menor proporción de areniscas, cuarzo y, sólo en el Pisuerga, calizas. La matriz es arenosa y mayoritariamente cuarcítica con algunos granos de feldespatos, rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas.

El estudio de minerales pesados realizados para la fracción comprendida entre 0,25-0,50 mm, ofrece gran similitud entre el Pisuerga y el Boedo. El circón, en ambos, es el más abundante, seguido de la turmalina, el rutilo, la andalucita, el granate y la estauroлита.

Hay que destacar un alto porcentaje de cantos fracturados y el recubrimiento por páti-
nas de manganeso de muchos de ellos, en las terrazas más altas.

Aunque el desarrollo superficial de estos depósitos es grande, su potencia no supera en casi ningún caso los cinco metros, estando comprendida normalmente entre 2 y 4 m.

El nivel más alto, situado a cotas de + 140 m sobre el Pisuerga y el Valdavia, se instala sobre los fangos ocreos de la Facies de la Serna y da lugar a un sediplano que, en la hoja de Saldaña, contigua por el oeste, Aragonés (1982) atribuye a la «Raña».

Aunque las características litológicas, espesores y tipo de suelo, son similares a los descritos por estos autores, resulta problemática su asignación clara al término «Raña» ya que hay que integrar este concepto en la evolución regional durante el Plioceno y Cuaternario. En el capítulo de Geomorfología se discute más detalladamente este problema.

En cuanto a los datos relacionados con cantometrías, redondeamiento, granulometría, suelos, etc., no se profundiza más en ellos, puesto que se cometen más ampliamente en el apartado relativo a Formaciones Superficiales.

Por último hay que señalar que se trata de depósitos de carácter fluvial, en los que se reconocen estructuras internas tales como estratificación cruzada de gran escala, estratificación cruzada planar, barras, cicatrices internas de relleno de canal, imbricaciones, etc., que indican una configuración de los canales de tipo *braided*.

Por último señalar que, aunque la división en terrazas altas, medias y bajas no implica una cronología clara, si mantiene una cierta relación temporal con el Pleistoceno inferior, Pleistoceno medio y Pleistoceno superior-Holoceno.

1.7.2. Tobas y travertinos

Se trata de unos depósitos carbonatados aflorantes en el cuadrante nororiental de la Hoja en el Valle de Salazar de Amaya y en las proximidades de los afloramientos mesozoicos.

Se encuentran colgados con respecto a los depósitos cuaternarios más recientes y su origen hay que buscarlo en antiguas surgencias relacionadas con las descargas de agua de los materiales mesozoicos en el contacto con los depósitos terciarios. Son rocas carbonáticas, con restos de materia orgánica vegetal, de color blanco-rosado y con un alto grado de cementación.

1.7.3. Gravas y lutitas. Glacis (27)

Son depósitos que se sitúan en zonas de vertiente ya sea de forma aislada o sirviendo de enlace entre unas terrazas y otras. Litológicamente están formados por gravas silíceas con matriz arcillosa.

Se localizan en las laderas de algunos arroyos, en la mitad oeste de la hoja y al sur de la misma, enlazando algunos niveles de terrazas altas de la margen izquierda del Pisuerga.

La obtención de un corte representativo de estos depósitos es difícil ya que la calidad de afloramientos no lo permite. No obstante en la Hoja de Osorno, en las proximidades de Hinojosa de Boedo, en dirección a Olmos de Pisuerga, junto a la carretera, se observa un pequeño corte con 1-1,5 m de gravas con arenas y arcillas discordantes sobre fangos ocre del Vallesiente inferior. A techo se desarrolla un suelo rojo. La pendiente es de un 3-4% constituyendo uno de los mejores ejemplos del entorno.

Se le asigna una edad Pleistoceno-Holoceno, por la imposibilidad de dataciones y por la dificultad de relacionarlos, a veces, con otros depósitos, al manifestarse como formas aisladas.

1.7.4. Arcillas, limos y cantos. Fondos de valle y llanura de inundación (28 y 29)

Se incluyen en este apartado los depósitos fluviales más recientes diferenciando, por un lado los depósitos que constituyen los fondos de valle de los pequeños ríos y arroyos de la red menor y, por otro, los depósitos de inundación de los ríos Pisuerga, Boedo, Burejo y del arroyo de Riofresno.

Respecto a los primeros, hay que destacar su representación superficial debido a la existencia de un gran número de valles de funcionamiento estacional, por cuyo fondo discurre un pequeño arroyo. En la mayoría de ellos el relleno tiene un origen mixto, de aportes longitudinales y transversales, es decir, de aportes fluviales, y de gravedad procedentes de las laderas.

En general están formados por gravas y fangos procedentes de los materiales terciarios sobre los que se instalan.

En cuanto a los depósitos de llanura de inundación, cabe señalar su similar litología a los niveles de terraza, aunque texturalmente presentan un mayor contenido en finos (limo+arcilla). A techo suelen tener limos y arcillas de inundación con desarrollo de suelos pardos y suelos pardos de vega. Se consideran de edad holocena.

1.7.5. Arcillas, arenas y cantos. Conos de deyección (30). Coluviones (31)

Los conos de deyección se desarrollan sobre las llanuras de inundación, y sobre las terrazas y fondos de valle, a la salida de pequeños barrancos y arroyos. No tienen gran representación superficial y la potencia es variable, aunque siempre de carácter métrico y con aumento hacia las zonas apicales.

La composición litológica es variable dependiendo del sustrato que produzca los aportes. Se trata de gravas de naturaleza diversa pero principalmente cuarcítica, con un gran predominio de finos.

Los coluviones son poco frecuentes y se distribuyen de forma dispersa al pie de las laderas, a lo largo de los pequeños valles que se encuentran en la Hoja.

La naturaleza de sus depósitos depende del sustrato. Cuando se forman a partir de terrazas contienen arcillas, arenas y cantos cuarcíticos, y cuando derivan de los materiales terciarios, el predominio de arcillas y limos es claro. Se les atribuye una edad holocena.

1.7.6. Arcillas y limos grises. Fondos endorreicos (32)

Se desarrollan sobre las superficies de algunos glaciares y terrazas en forma de depresiones cerradas de dimensiones hectométricas. La génesis de estas formas es problemática, pero dadas las características del sustrato, Aragonés (1982) apunta que la sobreexcavación de estas depresiones podría estar en relación con procesos de deflación eólica.

El depósito es de carácter fino, formado por arcillas y limos. Dadas las características de sedimentación poco oxigenadas la tonalidad del depósito es pardo-grisáceo. A techo se desarrollan suelos grises de carácter vértico, pudiendo tener un horizonte A con abundante materia orgánica.

Su edad es Holoceno y son funcionales en la actualidad.

1.8. CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

No se ha encontrado dentro de la Hoja ningún indicio sobre la presencia de vertebrados fósiles en los sedimentos terciarios, resultando además en muchas ocasiones las facies desfavorables para este tipo de yacimientos.

Las dataciones paleontológicas existentes en la actualidad y realizados sobre restos de vertebrados en el sector central y septentrional de la Cuenca del Duero datan desde comienzos de siglo.

Las primeras investigaciones y datos se iniciaron con las visitas de Hernandez Pacheco (1923 y 1926) al Yacimiento de Saldaña y continuaron a lo largo del siglo con estudios de algunos investigadores más, Hernandez Pacheco, 1930; Crusafont y Villalta (1954); Crusafont y Truyols (1960), etc.

A finales de la década de los 70 y principios de los 80 se da un fuerte impulso con motivo de la realización de las Hojas del Plan Magna en la Cuenca del Duero, ya que comienza una recopilación exhaustiva de datos y puesta al día de ellos (Portero *et al.*, 1982) con objeto de establecer una estratigrafía más precisa y actualizada acorde con los trabajos a desarrollar.

A partir de esas fechas se suceden una serie de trabajos sobre la bioestratigrafía de los terciarios en base a las nuevas prospecciones, Alberdi *et al.* (1981), Lopez *et al.* (1982), Lopez *et al.* (1985). En estos trabajos se recopilan los yacimientos principales de Micromamíferos, así como se intenta llevar a cabo una correlación entre dichos yacimientos y su situación litoestratigráfica dentro de la columna tipo del Terciario.

Con posterioridad a estas publicaciones comienzan a desarrollarse estudios de tipo sedimentológico donde se intenta estudiar en detalle la evolución de diferentes sectores de la Cuenca del Duero. Corresponden a esta nueva fase los trabajos de Mediavilla *et al.*

(1986, 1989), Armenteros (1986) y Armenteros *et al.* (1986). Paralelamente se incorporan también nuevos datos bioestratigráficos Lopez *et al.* (1986) y Armenteros *et al.* (1986).

La revisión de los últimos trabajos sobre edades en el sector central de la Cuenca del Duero, plantean varios problemas en cuanto a asignación cronológica, principalmente de los niveles correspondientes a las calizas inferiores y superiores del Páramo.

Los primeros problemas que se plantean son de carácter puramente paleontológico. Un hecho de sobra conocido es que algunas asociaciones faunísticas de Vertebrados presentan una ligera diacronía, de unas cuencas continentales a otras dentro de la Península Ibérica por problemas migratorios.

Por otro lado, a veces algunos yacimientos son sometidos a revisión y la bioestratigrafía y/o escala cronoestratigráfica sufre una actualización. También es de sobra conocida los problemas de correlación entre las diferentes escalas cronoestratigráficas propuestas por distintos autores y que con frecuencia se utilizan para este tipo de trabajos.

Por último el problema se acentúa más cuando se intenta establecer una relación entre las escalas de Vertebrados (Macro y Micromamíferos) con las utilizadas para los ostrácos, foraminíferos, polen, etc. ya que entonces existe un claro diacronismo y resulta casi imposible establecer tal relación. Todo esto ha llevado consigo a enfocar este trabajo utilizando como instrumento principal los diferentes ciclos sedimentarios y rupturas intracuencales correlacionando entre sí estos ciclos y apoyados por un soporte paleontológico, conscientes de las problemática que conlleva y que a continuación brevemente se intenta exponer para algunos de los ciclos considerados.

Así respecto a las calizas inferiores del Páramo el problema se plantea al asignarle además de Vallesiense inferior una edad Turolense (Mediavilla *et al.* 1989) ya que estos autores se basan en la propuesta de Lopez *et al.* (1982), Yacimiento de Miranda-2, Hoja de Palencia. Sin embargo posteriormente Lopez *et al.* (1985) reconoce que para la «Unidad Caliza de los Páramos su edad no se conoce y ha sido asignada al Turolense».

Mediavilla y Dabrio (1986) en un trabajo sobre el sector centro septentrional de la Cuenca del Duero en la provincia de Palencia considera a los dos ciclos de los Páramos integrados en la «Unidad Superior» definida por ella en ese trabajo y la asigna una edad Vallesiense superior-Plioceno.

Un hecho es evidente: estas calizas son sin duda de edad Vallesiense inferior como lo corroboran los yacimientos de Miranda-1 y Autilla 1 y 2. No obstante bien pudiera ocurrir que el yacimiento de Miranda-2 quedase situado en las calizas del Páramo superior, paraconformes con las del Páramo inferior hecho a veces frecuente y que justificaría la presencia del Turolense, al estar este incluido en el segundo ciclo de caliza de los páramos difícil a veces de reconocer en campo.

Lateralmente las «Calizas inferiores del Páramo» pasarían a las «Facies Cuestas». Hacia el norte de Palencia se intercalan con las facies detríticas procedentes de la Cantábrica

(«Facies de la Serna» cuyos yacimientos corroboran la edad de Vallesiense inferior (Ibero, Lopez et al. 1975) asignada en el sector central. Hacia el este y sureste se mantendrían estas facies carbonatadas (sector Roa-Peñafile).

Si respecto a la unidad «calizas inferiores del páramo» el problema se plantea en la asignación dudosa el Turolense hecho que parece descartado, en los niveles correspondientes al segundo ciclo del Páramo diferenciado o «calizas superiores del Páramo» el problema sobre su edad es mucho más difícil de resolver.

En la actualidad no existe ningún argumento paleontológico que justifique la edad atribuida en este trabajo, excepción hecha del yacimiento de Miranda-2 (Hoja de Palencia) con sus condicionantes y problemática expuesto ya que cuando se intenta recopilar los datos sobre las edades asignadas al segundo nivel de calizas del páramo las dataciones se realizan por correlación con otras cuencas y/o autores y por los sucesos y procesos sedimentarios-karsticos acaecidos en general a finales del Neógeno.

Así las primeras dataciones de la «caliza superiores del Páramo» corresponden a Portero et al. (1982) atribuyéndolas al Plioceno medio por la similitud de procesos con los de la Cuenca del Tajo y Llanura Manchega.

Posteriormente Lopez et al. (1985) atribuye al Plioceno sin argumentos faunísticos las calizas de este ciclo. Algo después Lopez et al. (1985) en una síntesis sobre las cuencas continentales de la península las incluye en el ciclo Vallesiense superior-Turolense inferior, ciclo que se caracteriza por la presencia de una marcada discontinuidad en la base y que ésta presente en todas las cuencas de la Península Ibérica.

Este hecho contrasta en parte con la asignación de edades de Mediavilla y Dabrio (1986, 1988 y 1989) ya que estos autores la consideran como de edad pliocena, asignación cronológica sin soporte o argumento paleontológico hasta la fecha (Mediavilla 1991 com.personal).

El yacimiento de los valles de Fuentidueña (Alberdi, et al. 1981) situado junto a la Sierra de Prádales tiene una edad Vallesiense inferior y aparentemente parece situarse sobre los tramos detríticos-carbonatados correspondientes a este segundo ciclo. Esta datación invita a pensar la posibilidad de que la ruptura que marcaría el inicio de este segundo ciclo podría estar situada en el mismo Vallesiense inferior. Otra hipótesis a manejar es también la que podría existir una ligera diacronía en el inicio de los procesos de un sector a otro dentro de la propia Cuenca del Duero. Este hecho justificaría la traslación de los depocentros de los lagos y la nueva creación a lo largo del tiempo de pequeñas cuencas lacustres separadas entre sí, aunque comunicadas por una red fluvial efímera.

Finalmente existe una serie de procesos sedimentarios y morfogenéticos en el ciclo Páramo superior que en principio invitan a pensar en una edad bastante amplia y dispersa en la vertical, no controlable por desgracia por criterios paleontológicos. Todo ello ha conllevado a considerar en este trabajo una edad Vallesiense superior-Plioceno para todo el conjunto de materiales incluidos en el ciclo del Páramo superior quedando restringida esta edad finineógena para los depósitos lacustres estratigráficamente más altos dentro de la cuenca.

09 Ensayo de subdivisión cronoestratigráfica del neógeno del sector central de la cuenca del Duero por medio de Charofitas, Foraminíferos y Ostracodos

CRONOESTRATIGRAFIA				ZONAS MEIN 1975	CHAROFITAS Y FORAMINIFEROS	OSTRACODOS				UNIDADES LITOESTR.	EDAD PROP.		
PISOS		EIDADES MAMIFEROS				ASOCIACIONES		DISTRIBUCION DE LOS PRINCIPALES TAXONES					
PLIOCENO				MN 14	CHAROFITAS Y FORAMINIFEROS Chara notata GRAMB. y PAUL Chara cf. rochettiana HEER Rhabdochara sp. Annonia tepida (CUSHMAN)	Ilyocypris gigga (RANDOHR) Pseudocandona aff. narchica (HARTWIG) Petanocypris pastoiri CARBONNEL Cyprideis torosa (JONES) Subulacypris parvus CARBONEEL Henryhowella asperrina (REUSS)					«PARAMO 2ª»	VALLETIENSE TUROL.-PLIOC.	
				MN 13									
				MN 12									
				MN 11									
				MN 10	Chara notata GRAMB. y PAUL Chara cf. rechettiana HEER Rhabdochara sp. Nitellopsis (Tectoch.) meriana (L. y N. GRAMB.)	Ilyocypris gibba (RANDOHR) Pseudocandona aff. marchica (HARTWIG) Subulacypris parvus CARBONNEL Cyprideis tuberculata (MEHES) Cyprinotus seeminflatus CARBONNEL Potanocypris pastoiri CARBONNEL Candona neglecta SARS Candona bitruncata CARBONNEL Candonopsis cf. kingslei (BRADY y ROBERTS.)					«PARAMO 1ª»	VALLESIENSE	
				MN 9	Chara cf. rochettiana HEER Rhabdochara sp. Nitellopsis (T.) meriana (L. y N. GRAMB.) Annonia tepida (CUSHM.) Astronionis granosus (d'ORB.)	Ilyocypris gibba (RANDOHR) Cyprinotus salinus bressanus CARBONNEL Candonopsis cf. kingslei (BRADY y ROBERTS.) Potanocypris gracilis (SIEBER)							
				MN 8									
				MN 7	Chara notata GRAMB. Y PAUL Chara cf. Rechettiana HEER (PARTE SUPER.) Rhabdochara sp. Nitellopsis (T.) meriani (L. Y N. GRAMB.) Lamprothannius sp. (parte superior) Stephanochara berdotosis FEIST-CASTEL (parte inferior)	Ilyocypris gibba (RANDOHR) Cyprinotus salinus bressanus CARBONNEL Cyprinotus semiinflatus CARBONNEL Darwinula stvensoni (BRADY y ROBERTS.) Pseudocandona sp.; Hemicytherideis sp. Haploxytheridea sp. (H. aff. dacica (HEJJAS) Potanocypris gracilis (SIEBER) Candonopsis cf. kingslei (BRADY y ROBERTS.) Candona cf. kirchbergensis STRAUB Candona bitruncata CARBONNEL Alatocandona sp. (prob. nov. sp.) Paralimnocythere rostrata (STRAUS) Limnocythere acquensis CARBONNEL Cyprideis heterostigma heterostigma (REUSS) Cyprideis aff. miocenica (LIEMENK.)							
				MN 6	Chara notata GRAMB. y PAUL Nitellopsis (T.) meriani (L. y N. GRAMB.) Sphaerochara sp.	Ilyocypris gibba (RANDOHR) Cyprideis heterostigma heterostigma (REUSS) Pseudocandona sp.						«F. T. CAMPOS»	ASTARAC INF.-MED.
				MN 5	Chara notata GRAMB. y PAUL Nitellopsis (T.) meriani (L. y N. GRAMB.) Stephanochara bertotensis FEIST-CASTEL	Ilyocypris gibba (RANDOHR) Cycloxypris cf. ovue (JURINE) Candona bitruncata CARBONNEL Cavernocandona roaixensis CARBONNEL Alatocandona sp. (prob. nov. sp.) Limnocythere acquensis CARBONNEL Potanocypris gracilis (SIEBER) Lineocypris nolassica invaginata CARBONNEL	Lineocypris mol. Inv. Cycloxypris cf. ovue Cavernoc. roaixensis					«F. DE DUENAS»	ORLEAN.-ASTARAC
													</

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA ALPINA.

2.1.1. Introducción

La hoja de Herrera de Pisuegra, se encuentra situada al NNE de la Cuenca del Duero y dentro de su límite afloran materiales del borde de esta cuenca terciaria, junto con unidades mesozoicas de la Cordillera Cantábrica.

La mayor parte de las litologías representadas en la Hoja pertenecen a la Cuenca o Región Vasco-Cantábrica (Feuillée y Rat, 1971). Dentro de esta gran unidad se distinguen en la región, el Dominio Cantabro-Navarro, situado al noreste de la zona de estudio, y el Dominio Periasturiano que engloba a los términos mesozoicos de la Hoja, así denominados por su proximidad al Macizo Paleozoico Asturiano.

La zona de estudio se caracteriza por estar afectada por los acontecimientos geodinámicos que conforman el Ciclo Alpino. Durante la etapa distensiva sinsedimentaria se ve afectada, entre otras, por las fases kimméricas, neokimméricas (que no se observan directamente en la zona de estudio, pero sí en la región) y aústricas. La Hoja está afectada durante las fases compresivas pirenaicas por una tectónica de cobertera de carácter tangencial, que se ve favorecida por la existencia de un importante nivel de despegue, a favor de los materiales plásticos del Triásico superior. El zócalo está compuesto por unidades paleozoicas del Macizo Asturiano, con un tegumento pérmico y permotriásico. Los movimientos de desgarre han sido muy importantes, tanto en las etapas sedimentarias como en las de actividad orogénica. La inversión tectónica es un fenómeno que afecta durante la evolución alpina tanto a los accidentes de desgarre como a las fallas de salto subvertical. Las etapas alpinas tardías desencadenan la configuración de la Cuenca del Duero a través de una distensión relativa inducida por desgarres.

Los materiales mesozoicos de la Región Vasco-Cantábrica, se han dividido en varias unidades, según su grado de deformación y posición geográfica.

En la esquina nororiental de la Hoja se encuentra la Banda Plegada (Dominio Periasturiano). Esta zona deformada se sitúa al sur y oeste de la Plataforma Burgalesa (Dominio Cantabro-Navarro), separándola respectivamente de la Cuenca del Duero y del Macizo Paleozoico Asturiano.

En la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, se subdivide la Banda Plegada en dos áreas separadas por el Accidente de Becerril del Carpio. De estas dos zonas estructurales en la Hoja de Herrera, al noreste se encuentra la Zona del Pisuegra (entorno de la Mesa de Albacastro) y al suroeste la Zona de la Ojeda (en torno a Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya). El sector de la Banda Plegada de la zona de estudio es conocida en la Hoja de Villadiego como Subzona de Amaya de la Franja Plegada de Montorio.

El borde septentrional de la Cuenca del Duero está caracterizado al noreste de la Hoja por la presencia de unidades detríticas neógenas (Facies Alar del Rey), adosadas a los materiales mesozoicos de la Zona de la Ojeda. Estas unidades de borde de cuenca se

encuentran débilmente basculadas hacia el sur. El resto de los materiales de la Cuenca del Duero en la Hoja, corresponden a un dominio prácticamente indeformado que presenta una suave inclinación hacia el sur y el sureste.

2.1.2. Unidades estructurales

2.1.2.1. Banda Plegada

Dentro de esta unidad estructural se sitúan los afloramientos mesozoicos del noreste de la Hoja de Herrera de Pisuerga. El importante Accidente de Becerril del Carpio de orientación subdiagonal NO-SE divide la Banda Plegada en dos zonas estructurales. Al noreste se dispone la Zona del Pisuerga y al suroeste la Zona de La Ojeda. Este dominio estructural tiene unas dimensiones en torno al centenar de kilómetros y una orientación NO-SE en el norte de Palencia y ONO-ESE al norte de Burgos, constituyendo el límite de la Región Vasco-Cantábrica con la Cuenca del Duero y con el Macizo Paleozoico Asturiano.

Zona de Pisuerga

Esta Zona se encuentra limitada al noreste de la Hoja contigua de Prádanos de Ojeda por la Plataforma Burgalesa y al oeste por el Accidente de Becerril del Carpio, que hace cabalgar la Zona del Pisuerga sobre la Zona de La Ojeda. La sucesión estratigráfica de este dominio en la Hoja de Herrera de Pisuerga se caracteriza por la ausencia de las unidades en Facies Purbeck del Cretácico inferior (Formación Aguilar y Grupo Cabuérniga) y de los términos en Facies Weald del Grupo Pas que sí afloran al norte en la Hoja de Prádanos de Ojeda. La megasecuencia aptiense-albiense sitúa su nivel basal de erosión sobre los materiales del Jurásico marino. Las unidades del Cretácico superior (Mesa de Albacastro), están más desarrolladas que en las zonas situadas al noreste (Monte Bernorio de Prádanos de Ojeda) y al suroeste (Zona de la Ojeda). A pesar de ello el espesor sedimentario es bastante menor que en la Plataforma Burgalesa situada al noreste con una potencia total del Mesozoico en la zona de estudio en torno a los 1.000-1500 m.

Las principales estructuras que conforman esta zona en la región, son pliegues de dimensiones kilométricas con dos direcciones de sus trazas axiales muy diferentes NE-SO ó ONO-ESE. Los primeros se han formado durante las deformaciones kimméricas y austríacas y los segundos durante las fases alpinas compresivas del Terciario.

En la Hoja solo afloran las estructuras plegadas ONO-ESE entre las que destaca el Sinclinal de la Mesa de Albacastro.

Accidente de Becerril del Carpio

Este importante sistema de fracturación tiene una orientación principal NO-SE y separa la Zona del Pisuerga de la Zona de La Ojeda. Es de una gran complejidad y en torno a su traza afloran los materiales triásicos del nivel de despegue regional. Su extremo nororiental se sitúa en la Hoja de Prádanos de Ojeda. En la zona de estudio, el Accidente de Becerril se sitúa al este de Rebolledillo de la Orden y pasa a la vecina Hoja de Villadiego al sureste de Puentes de Amaya.

Este accidente ha tenido un movimiento en dirección sinistral durante las etapas dis-tensivas jurásicas y cretácicas del Ciclo Alpino. Al norte de Becerril del Carpio, en la Hoja de Herrera de Pisuerga, aflora un sistema de fracturas extensionales en «echelon» de orientación ONO-ESE relacionadas con estos movimientos. Se han formado durante las fases aústricas del Albiense superior. Quesada *et al* 1990 citan la presencia de estruc-turas imbricadas en los niveles espongiolíticos bajocienses de la unidad 4, que indican movimientos sinestrales del Accidente de Becerril.

En las etapas compresivas alpinas, los esfuerzos NO-SE afectan al movimiento de este accidente que se invierte, pasando a tener un carácter dextral. La importancia de estas deformaciones se pone de manifiesto por la deformación plástica que sufre esta linea-ción en la Hoja de Prádanos de Ojeda. Los esfuerzos N-S y NE-SO hacen cabalgar este sistema de fracturas con vergencia oeste sobre la Zona de La Ojeda. Estas fases alpinas terciarias generan relieves y estructuras en torno a esta fractura que son erosionadas por las cabeceras de los sistemas aluviales paleógenos de las contiguas Hojas de Prádanos de Ojeda y Villadiego.

Zona de la Ojeda

Esta unidad estructural se sitúa al suroeste del Accidente de Becerril, en las inmediacio-nes de Rebolledillo de la Orden y Cuevas de Amaya, y constituye el límite de la Banda Plegada en el ámbito regional con la Cuenca del Duero. La sucesión estratigráfica de esta zona se caracteriza por estar reducida a los materiales mesozoicos de la unidad 2 (Triásico superior-Sinemuriense) y de la parte superior del Cretácico inferior junto con los del Cretácico superior. La Facies Utrillas parece depositarse al noreste de la Hoja de Herrera de Pisuerga, sobre el zócalo paleozoico (sondeo La Peña, al noroeste de la veci-na Hoja de Guardo).

Otra característica de la Zona de la Ojeda en la región (Hojas de Prádanos de Ojeda y Villadiego) es la presencia de materiales paleógenos (depositados en las etapas iniciales de la Cuenca del Duero), con una potencia entre 800 y 2.500 m que cerca del borde norte de la Hoja, en torno al río Pisuerga, son erosionados por el Neógeno de la Cuenca del Duero. Las direcciones de los pliegues y cabalgamientos de esta Zona tienen una orientación NO-SE y ONO-SSE.

Las estructuras más importantes de esta zona son el Anticlinal y Sinclinal de Rebolledillo de la Orden y el Sinclinal y Anticlinal diapírico de Cuevas de Amaya, que presentan una clara vergencia hacia el sur y suroeste.

Las fases tectónicas que deformaron este dominio estructural tienen una edad Mioceno inferior. La ausencia de materiales preáustricos conduce a que la complejidad estructu-ral de esta zona sea menor que en la Zona del Pisuerga, al no experimentarse las conse-cuencias de las interferencias con pliegues formados por fases tectónicas anteriores a la compresión alpina terciaria. Además las primeras fases compresivas alpinas no afectan a esta zona con la intensidad que sufre la Zona del Pisuerga, siendo fundamentalmente este sector, un área sedimentaria. En las vecinas Hojas de Villadiego y Prádanos de Ojeda, en esta zona se disponen unidades paleógenas que reflejan estas etapas deposi-cionales sinorogénicas.

Próximo a la traza superficial que limita la Cuenca del Duero con la Zona de la Ojeda, debajo de los depósitos neógenos, se sitúa el Accidente de Ventaniella, que se prolonga desde la vecina Hoja de Guardo al NO. En esta Hoja se realiza el paso del Sistema Ventaniella desde el Paleozoico hacia la cuenca del Duero. Se aprecia aquí el importante movimiento en dirección dextral, sufrido por este sistema de fracturación en las últimas etapas alpinas y que se pone de manifiesto por el desplazamiento kilométrico del borde sur del Macizo Paleozoico Asturiano.

2.1.2.2. *Cuenca del Duero*

Esta depresión neógena ocupa la mayor parte de la superficie de la Hoja. El límite con el Mesozoico de la Banda Plegada está formado fundamentalmente por las facies de borde neógenas, denominadas Facies Alar de edad Astaraciense. Estos materiales se encuentran suavemente deformados, con buzamientos bajos, que pueden localmente llegar a medios, hacia el sur, suroeste y sureste. Al noroeste, en San Andrés del Arroyo (Hoja de Prádanos de Ojeda) se encuentra una unidad conglomerática con buzamientos medios a altos hacia el sur, que pueden representar la base de una de las primeras etapas neógenas de la Cuenca del Duero. Esta depresión se va rellenando por medio de varias etapas sedimentarias relacionadas con pequeños reajustes tectónicos de los límites de la cuenca.

El Accidente de Ventaniella se sitúa con una orientación NO-SE, relativamente próximo al contacto superficial entre los materiales neógenos y la Zona de la Ojeda. Constituye el límite estructural virtual entre la Depresión del Duero y la Banda Plegada. Sus movimientos dextrales en régimen transtensivo durante las fases alpinas del Neógeno basal, junto con la actuación de otros sistemas sintéticos y antitéticos asociados, ha provocado la subsidencia generalizada que configura a principios del Neógeno a esta gran depresión intracratónica.

Al este de Alar del Rey, se observa una inflexión del límite de la Cuenca del Duero, relacionado con una importante salida de materiales neógenos (Abanico del Pisuega de la Facies Alar). La existencia de una fractura NO-SE explica este cambio de dirección del borde de la cuenca.

Los depósitos neógenos más distantes del borde de la Depresión están prácticamente indeformados, con suaves buzamientos en parte deposicionales, aproximadamente hacia el sur y el sureste. Las fracturas que afectan a este área, parecen reflejarse en el control que ejercen sobre la red fluvial cuaternaria (valle del Pisuega-río Burejo).

La última fase tectónica de cierta importancia tiene lugar en el Plioceno. Su actividad se ve limitada a suaves basculamientos con los que posiblemente estén relacionados los últimos episodios sedimentarios detríticos (aluvial finineógeno). Se sitúan en la región, con un carácter muy extensivo a techo de los materiales neógenos previos de la cuenca del Duero, y sobre términos preneógenos deformados, en las áreas de la Banda Plegada, tanto en la Zona de La Ojeda como en la Zona del Pisuega, y en el límite occidental de la Plataforma Burgalesa. Tras este episodio comienza el encajamiento fluvial cuaternario, que afecta a la región de una forma generalizada.

2.1.3. Tectónica y sedimentación.

La evolución geodinámica, de la región que comprende la Hoja de Herrera de Pisuerga, está mediatizada por la influencia de los importantes sistemas de accidentes tardihercínicos del Macizo Paleozoico Asturiano. Los sistemas de fracturación del zócalo NO-SE y subsistemas sintéticos asociados (ONO-ESE), junto a los antitéticos NE-SO y N-S controlan durante el Triásico superior, y Jurásico inferior y medio la distensión asociada a la apertura del Tethys y el Atlántico (primeras etapas del *rifting*). Durante el Jurásico superior y el Cretácico condicionan la apertura del Golfo de Vizcaya. Estos eventos distensivos producen un adelgazamiento cortical, junto con una marcada subsidencia diferencial. Estas consecuencias extensionales, influyen en los importantes contrastes de potencias sedimentarias mesozoicas características de la región y que influirán notablemente en las etapas compresivas. La acción de los sistemas de accidentes del zócalo se traduce en una fracturación frágil de la cobertera, en forma de fallas de salto vertical y de movimientos de desgarre (de carácter sinistral para los sistemas NO-SE), relacionada con el movimiento levógiro de la Península Ibérica durante el Mesozoico (Alvaro *et al*, 1978).

A una sedimentación que ocupa amplias cuencas, con características bastante uniformes y predominio de las facies marinas durante el Triásico superior y Jurásico inferior a medio, se suceden etapas sedimentarias de mayor complejidad, relacionadas con las fases kimméricas y neokimméricas que no afloran dentro de la Hoja. Siguen las etapas de sedimentación wealdica con predominio de las facies continentales y que tampoco se observan en la zona de estudio. En estos tiempos se suceden momentos de gran actividad tectónica con creación de estructuras, relieves y etapas sedimentarias en marcada discordancia controladas por estos condicionantes paleogeográficos. La débil comprensión, relacionada con la creación de estas estructuras, se relaciona con la actuación local de los desgarres.

Las características de las unidades urgonianas, aptienses y albienses, al norte de la Hoja, ponen de manifiesto, el notable desarrollo del mar Cantábrico en estos tiempos, cuya influencia origina el depósito en la región de las unidades carbonatadas marinas que jalonan este megaciclo deposicional. Durante estas etapas se aprecia el desarrollo de estructuras diapíricas relacionadas con los materiales triásicos. En la Hoja de Herrera, este ciclo está representado por términos detríticos relacionados con reactivaciones del relieve, generadas por estas etapas de apertura del Golfo de Vizcaya.

A finales del Albiense, las fases de actividad áustrica se manifiestan a través de una reactivación tectónica importante, con creación de pliegues fosilizados por la Facies Utrillas. A esta etapa detrítica le sucede, en el Cretácico superior, la sedimentación marina relacionada con los momentos de mayor apertura del Golfo de Vizcaya. La máxima influencia marina se alcanza durante el Santoniense.

A finales del Campaniense, se modifica el contexto geodinámico del ámbito del Tethys que afecta también a la Cuenca Vasco-Cantábrica. El movimiento hacia el norte de las placas Africana y de Apulia invierten el movimiento sinistral ibérico, que es sustituido

por un desplazamiento relativo hacia el NO (Boillot et al., 1979; Boillot, 1981; Camara Rupelo, 1989). Los accidentes transtensivos sinestrales (NO-SE) y dextrales (NE-SO) que configuraron la creación de las cuencas Jurásicas y Cretácicas, invierten su sentido del movimiento.

Las fases larámicas finicretácicas, trastornan el carácter abierto de las cuencas sedimentarias marinas del Cretácico superior, pasando a desarrollar una sedimentación de carácter restringido y con facies salinas que se observa en áreas próximas a la Hoja. Estos movimientos marcan el inicio de las etapas de deformación alpina en sentido amplio.

Entre el inicio de las fases de compresión alpinas a finales del Campaniense y el comienzo de la fase pirenaica, (Eoceno-Oligoceno), el Golfo de Vizcaya se ve afectado por un intento de cierre que da lugar a un comportamiento asimétrico de los márgenes. El margen septentrional armoricano se mantiene pasivo, mientras que el margen meridional cantábrico desarrolla una subducción incipiente de la corteza oceánica del Golfo, que deforma y acorta la plataforma continental. Este episodio finaliza con el inicio de los choques continentales que restringen el Estrecho de la Aquitania, que realizaba la comunicación entre el Atlántico y el Thethys, (Boillot et al., 1979; Boillot 1981). Con este evento comienza la estructuración pirenaica, primera manifestación de las fases alpinas en sentido estricto.

La región de la Hoja de Herrera de Pisuerga constituye la terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, que corresponde a su vez con el límite oeste del sistema pirenaico (Camara Rupelo, 1989).

Los movimientos compresivos de las fases pirenaicas, afectan a la Hoja de Herrera con componentes principales N-S y NE-SO. Estos esfuerzos se traducen en la creación de pliegues (NO-SE, ENO-ESE y E-O), y en la activación de los sistemas de accidentes NO-SE y subsistemas sintéticos asociados en forma de movimientos en dirección dextrales transpresivos y transtensivos.

En este sector Vasco-Cantábrico ocupado por la Hoja, las fracturas y pliegues tienen vergencias hacia el sur, suroeste y oeste. Los sistemas antitéticos NE-SO y asociados, tienen un movimiento sinistral y desarrollan cabalgamientos con vergencia hacia el E-SE. Al norte del Accidente del Escudo de Cabuérniga de dirección E-O, el sentido de los esfuerzos comprensivos varía, predominando las vergencias cabalgantes, en los accidentes NE-SO, hacia el NO.

En conjunto, la terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica constituye un arco estructural con vergencias radiales, que pone de manifiesto una componente de esfuerzo principal hacia el Oeste, que se descompone en componentes O, SO y S, al sur del arco, en donde se encuentra la Hoja, y O, N y NO al norte. Al Oeste, la estructuración de este arco se ve modificada por la notable influencia del rígido Macizo Paleozoico Asturiano. Los accidentes E-O (Cabuerniga, Mataporquera, etc) situados al norte de la Hoja y que afectan a este zócalo, han desarrollado importantes movimien-

tos dextrales, favorecidos por el componente de máximo esfuerzo E-O. La interferencia de las directrices alpinas, con las estructuras previas, principalmente kimméricas y aústricas, produce interferencias que explican algunas de las complicadas estructuras que jalonan la región.

Las deformaciones de directrices pirenaicas en la Hoja comienzan en el Eoceno-Oligoceno. En la Zona del Pisuerga, al noreste de la Hoja, se desarrollan pliegues y cabalgamientos que inducen la formación de pequeñas cuencas de antepais que constituyen los primeros estadios de la Cuenca del Duero. En estas áreas subsidentes se depositan sistemas de abanicos aluviales (que no se observan dentro de la Hoja) que desmantelan las estructuras previas en sus zonas de cabecera. Estas se sitúan en la proximidad del importante sistema de fracturación de Ventaniella, NO-SE, que recibe el nombre de Accidente de Becerril del Carpio. En esta fase parecen predominar las deformaciones de acortamiento compresivas, aunque los accidentes en dirección podrían también intervenir, presentando orientaciones favorables a los esfuerzos los sistemas sinestrais de orientación NE-SO, siendo menos importante el movimiento de los accidentes antitéticos NO-SE, tipo Ventaniella.

Después de la sedimentación de una intercalación carbonatada, de edad arvenniense que se observa en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, se produce una reactivación, que parece coincidir con la Fase Castellana (intra arvenniense, post-arvenniense inferior) de Perez González *et al* (1971). A continuación se produce un nuevo episodio de sedimentación clástica, de similares características a las sistemas aluviales paleógenos previos. No se aprecia además de la progradación de los nuevos depósitos clásticos, que esta fase produzca una discordancia cartográfica apreciable.

En el límite Oligoceno-Mioceno, posiblemente al comienzo del Mioceno inferior, se producen las fases más importantes de la deformación alpina con directrices pirenaicas, que afectan a la zona de estudio. Estos movimientos podrían coincidir con el período de actividad de los movimientos neocastellanos de Aguirre *et al* 1976, de edad ageniense superior, en torno al límite con el Aragoniense.

Esta deformación produce pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Sur y Suroeste, en los materiales mesozoicos, paleógenos y neógenos basales, de la Zona de La Ojeda. Al este en la Zona del Pisuerga y en el entorno del accidente de Becerril del Carpio, las estructuras previamente creadas se deforman de nuevo reapretándose.

El componente de esfuerzos máximos de esta fase corresponde a direcciones N-S y NE-SO. La intensidad de este movimiento acentúa la deformación de lineaciones como las del Accidente de Becerril. Estos movimientos podrían estar relacionadas con eventos, como la última estructuración del borde sur del Macizo Asturiano, que cabalga con vergencia sur a los sedimentos terciarios previos. Los últimos movimientos del accidente del Escudo de Cabuérniga, también con clara vergencia sur, cortan pliegues previos de orientación NO-SE formados en fases precedentes. La orientación de los esfuerzos hace predominar las deformaciones compresivas, la actuación de los accidentes dirección NO-SE no es muy importante, predominando el movimiento de sus sistemas antitéticos NE-SO.

Esta primera etapa Neocastellana, podría estar relacionada con la creación de una última cuenca sintectónica, similar a las del Eoceno-Oligoceno y previa a la estructuración neógena definitiva de la Cuenca del Duero. El relleno sedimentario de esta etapa, se observa en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda.

En las últimas etapas de afinidad Neocastellana del Mioceno inferior, la favorable orientación con respecto a estos movimientos compresivos de los sistemas de fracturación NO-SE tipo Ventaniella, ocasiona un movimiento en dirección de sentido dextral y con un carácter predominantemente transtensivo. La importancia de los desgarres dextrales se pone de manifiesto por el desplazamiento del borde sur del Macizo Asturiano en la Hoja de Guardo. Los sistemas en dirección antitéticos NE-SO de carácter sinistral, también intervienen en esta fase.

Los movimientos en la vertical, que inducen estos desgarres, propician la estructuración definitiva de la Cuenca del Duero. En los tiempos eocenos y oligocenos estaba descompuesta en cuencas intramontañosas, arrosariadas y con direcciones principales paralelas a las estructuras más importantes. Posiblemente se encontraban desconectadas unas de otras, con dimensiones deca a hectakilométricas. Las áreas centrales de la actual Cuenca del Duero, actuaron probablemente como bordes pasivos de estas áreas de depósito paleógenas, aunque cabe la posibilidad de que existan límites activos fosilizados por etapas neógenas posteriores.

La subsidencia generalizada, inducida por estas fases alpinas, con predominio de los movimientos en dirección, estructura definitivamente la gran depresión intracratónica denominada Cuenca del Duero. Durante el resto del Neógeno esta cuenca se rellena a través de las distintas etapas sedimentarias que configuran la estratigrafía del Duero.

La primera etapa sedimentaria corresponde a la megasecuencia deposicional de Dueñas, de edad Orleaniense-Astaraciense, que no aflora en el ámbito de la Hoja. Este ciclo sedimentario se ve afectado por algunos de los últimos movimientos alpinos pre-neotectónicos de edad Orleaniense.

En la base del Astaraciense se realiza una estructuración más importante, que se manifiesta por la sedimentación discordante sobre el ciclo Dueñas de la megasecuencia deposicional Astaraciense-Vallesiense, formada por materiales englobados dentro de las Facies Alar del Rey, Grijalba-Villadiego, Tierra de Campos, La Serna y Cuestas. Esta megasecuencia, se ve afectada por pequeñas interrupciones sedimentarias con posteriores entradas de materiales detríticos en la cuenca, posiblemente relacionadas con débiles pulsaciones tectónicas.

2.2. NEOTECTONICA

Durante el Vallesiense, se produce la primera reestructuración neotectónica de la Cuenca del Duero, que origina suaves ondulaciones de radios decaquilométricos y orientaciones no muy definidas, aunque probablemente su espaciado, se ve influido por el control estructural de los accidentes más importantes que configuran la cuenca. Esta

actividad intravallesiense, está relacionada con los movimientos de la Fase Ática. En la base del ciclo sedimentario que sigue a esta actividad se desarrolla una red fluvial intramiocena, que se ve influenciada por las fracturas que condicionan la deformación anterior. Estos sedimentos se depositan sobre una importante interrupción sedimentaria, relacionada con el desarrollo de una superficie de erosión intravallesiense. Sobre estas secuencias fluviales se depositan los términos de las Calizas superiores del Páramo, que no afloran en el área de la Hoja. La edad de esta megasecuencia del Páramo superior, es fundamentalmente turoliese, aunque podría llegar hasta el Plioceno.

Estos movimientos intravallesienses, están relacionados con reactivaciones en los marcos montañosos de la zona de borde de la Cordillera Cantábrica, que en la región de Herrera de Pisuerga, corresponde a la actuación del Macizo Paleozoico Asturiano (Colmenero *et al.* 1982). Estos eventos podrían estar representados en la Hoja, por los términos superiores del Abanico de Cantoral.

El contexto de la actividad ática se relaciona con las últimas fases de los movimientos alpinos a escala Ibérica que tuvieron lugar durante el Mioceno superior. La importancia de estos eventos ocasiona que constituyan el origen de una importante U.T.S. finineógena que se reconoce en todo el ámbito ibérico.

El episodio final de relleno de la Cuenca del Duero se relaciona con el final de la instalación de una superficie de erosión finineógena que arrasa al borde cantábrico.

Con posterioridad y sobre los materiales que colmatan la Cuenca, se instala otra superficie de erosión-sedimentación (Superficie del Páramo) de gran envergadura dentro de la Cuenca.

Las fases Iberomanchega I e Iberomanchega II (Aguirre *et al.*, 1976) están relacionadas, la primera con estos últimos episodios, y la segunda con un basculamiento generalizado hacia el SO y O. A partir de entonces se inicia un nuevo ciclo sedimentario (aluvial finineógeno), tras el cual se desarrolla el encajamiento cuaternario de la red fluvial, determinado por el exorreísmo que afecta a la Cuenca del Duero en estos tiempos. La captura por parte de los ríos atlánticos de la Cuenca del Duero es el mecanismo propuesto por Martín-Serrano (1988), para explicar este exorreísmo. La deformación finineógena ha podido acelerar este proceso, al modificar el nivel de base, aumentando la capacidad erosiva de la red fluvial. Además, los importantes cambios climáticos que acontecen en el límite Terciario-Cuaternario (glaciaciones) han podido influir notablemente en el desarrollo de estos últimos procesos sedimentarios y erosivos.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La Hoja, escala 1:50.000, de Herrera de Pisuergra se sitúa en el borde septentrional de la Cuenca del Duero, en su límite con la Cordillera Cantábrica, cuyos relieves más meridionales penetran en la esquina NE de la Hoja.

El relieve es accidentado en el sector perteneciente a la Cordillera para pasar, más al sur, a una morfología alomada y, al oeste, a un sistema de plataformas escalonadas definidas por los diferentes niveles de terrazas.

La altura media es de unos 1.000 m aproximadamente, situándose la cota máxima a 1.336 m en el Pico de Albacastro, cerca de la Peña del Buitre, y la mínima a 810 m en la Vega del Pisuergra, al sur de la Hoja. Otras alturas que destacan son Peña Redondilla (1.149 m) y el Alto de la Pedrera (1.075 m) todas ellas dentro del sector cantábrico.

Una de las características principales de este paisaje, mayoritariamente meseteño, es el modelado fluvial. Los principales cursos de agua son el Pisuergra y el Boedo. El primero atraviesa la mitad este de la Hoja, con dirección submeridiana y el segundo entra por la esquina NO con dirección NO-SE, hasta la localidad de Calahorra de Boedo, donde toma un rumbo N-S, desembocando en el río Valdavia en la contigua Hoja de Osorno. Otros cauces, pero de rango menor, son los arroyos de Sotillo, Cuéznago, Madre y Riofresno.

Climatológicamente tiene un clima mediterráneo continental con un régimen de humedad de tipo mediterráneo húmedo. La pluviometría media está comprendida entre 400-600 mm, aumentando considerablemente hacia el cuadrante noreste donde pueden superarse los 1.000 mm. Este hecho es debido a la presencia de las primeras estribaciones de la Cordillera Cantábrica en este sector.

El régimen térmico es templado cálido con una media anual de 12°, una máxima absoluta entre 36-37°C en verano y una mínima de -9°C en invierno.

En cuanto a la vegetación, se trata de una zona donde se desarrollan principalmente los cultivos de secano, con amplias áreas ocupadas por matorral y eriales. Solo hacia el N y NE pueden observarse algunos núcleos de quejigales (*Quercus lusitanica*) y rebollares (*Quercus pyrenaica*) y hacia el SO bosques de pinos, consecuencia de la repoblación forestal. La vegetación de ribera, fundamentalmente chopos, está presente en las márgenes de los principales ríos, donde a veces también se desarrolla una agricultura hortícola de cierto interés.

El principal núcleo urbano es Herrera de Pisuergra, situado casi en el centro de la Hoja y donde se concentra la mayor parte de la población. Le siguen en importancia Alar del Rey y otra serie de poblaciones como Sotobañados, Revilla de Collazos, La Vid de Ojeda y Calahorra de Boedo. Por último, un tercer grupo lo constituirían pequeñas localidades como Salazar de Amaya, Dehesa de Romanos, Sotovellanos, Villanuño de Valdavia, Villameril, etc., con muy pocos habitantes y, algunas de ellas, en estado de semiabandono. Casi la totalidad de los núcleos urbanos se concentran en zonas de ribera, ya sean de los grandes ríos o de los arroyos.

La red de comunicaciones es buena, estando atravesada la Hoja de norte a sur, por la carretera nacional 611 y el ferrocarril que une Madrid-Santander, vía Reinosa. Los núcleos urbanos tienen fáciles accesos entre ellos, existiendo además una amplia red de caminos y pistas forestales.

Su principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando los cultivos de cereales, sin olvidar la producción maderera. Le sigue en importancia la ganadería con 4.000-5.000 cabezas de ganado bovino.

3.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe sobre esta zona, en relación a los aspectos geomorfológicos, es bastante escasa. Algunos trabajos, de carácter regional, realizados en la primera mitad de siglo, ofrecen interés y merece la pena su mención. Estos trabajos son los debidos a E. Hernandez Pacheco (1928-1930), F. Hernandez Pacheco (1932), Sole Sabaris (1952) y Maabesoone (1959).

En las últimas décadas, y con motivo de la realización de numerosas hojas geológicas a escala 1:50.000 para el Proyecto Magna, se han multiplicado los conocimientos sobre la Cuenca del Duero. A esto hay que añadir una serie de publicaciones científicas y tesis doctorales que han contribuido sin duda a aumentar estos conocimientos. De entre todos ellos se destacan los de, Pérez González (1979), Portero y Aznar (1984), Herail (1984), Molina, Armenteros (1986) y Martín-Serrano (1988).

Por último, existe un trabajo de reciente publicación, Gracia *et al.* (1990), que se refiere concretamente al área de estudio y hojas adyacentes y que establece la relación entre las superficies de erosión neógenas de este borde de la Cuenca del Duero, y los sedimentos de la misma. También establece la presencia de una tectónica reciente, basándose sobre todo en la deformación de dichas superficies y la distribución de los depósitos asignados a la «raña».

3.3. ANALISIS MORFOLOGICO

Este capítulo consta de dos apartados: uno, dedicado al estudio morfoestructural, en el que se describe la disposición actual del relieve como consecuencia de la naturaleza de los materiales que forman el sustrato geológico y la disposición estructural de los mismos; y otro a la influencia de los procesos exógenos en el modelado, definiendo las morfologías resultantes de cada uno de estos procesos.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Como ya se ha mencionado con anterioridad, la mayor parte de la superficie de la Hoja pertenece al Dominio de la Cuenca del Duero, y sólo parte del cuadrante nororiental entra a formar parte del Dominio Cantábrico. Dentro de éste, se considera como perteneciente al sector de la Banda Plegada, en su límite con las estructuras de la denominada Plataforma Burgalesa.

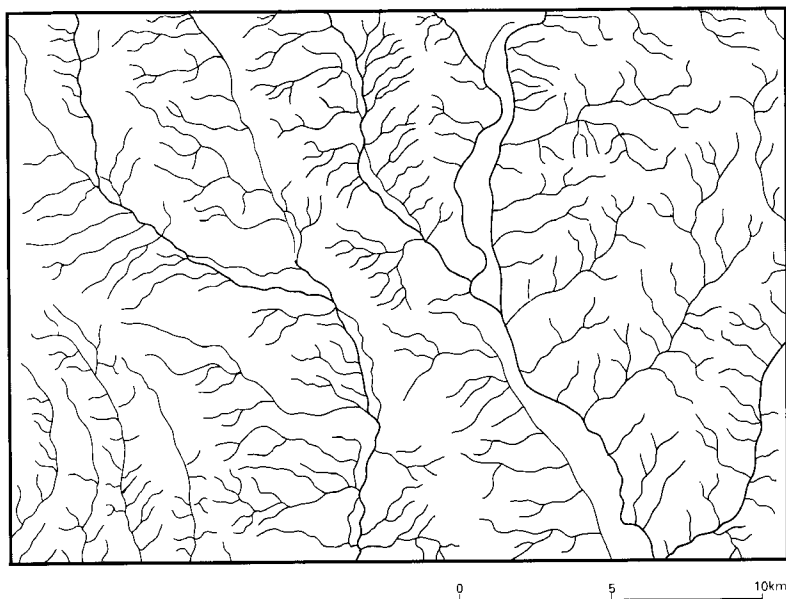


Fig. 2.- Esquema de la red de drenaje.

En el primer dominio, es decir, en el de la Cuenca del Duero, la morfología es moderadamente suave con algunas zonas alomadas, lo que responde a la actuación de los procesos de disección sobre una serie de materiales de carácter blando. Su naturaleza es lutítico-arenosa con intercalaciones conglomeráticas que aumentan su espesor y el tamaño de sus componentes hacia el sector cordillerano. La erosión resalta los niveles más competentes dando lugar a una serie de replanos escalonados en la vertiente de los valles.

Las principales venas de agua que atraviesan la Hoja son el Boedo y el Pisuerga. El primero, en la mitad occidental, deja una serie de plataformas, correspondientes a los niveles de terrazas escalonadas y dirigidas hacia el cauce actual, lo que imprime a las laderas un modelado similar al que reflejan los niveles conglomeráticos del Mioceno. El río Pisuerga, por el contrario, no ofrece un gran desarrollo de niveles fluviales dentro del ámbito de la hoja, pero si lo inicia en el borde sur, alcanzando gran extensión superficial en la Hoja de Osorno.

En el Dominio de la Cordillera Cantábrica la morfología está controlada principalmente por la diferente competencia de los materiales del substrato mesozoico y por la estructura geológica del mismo. Calizas y dolomías constituyen los niveles más duros y margas y arenas los de menor competencia. Los relieves derivados de estas litologías y de un complejo plegamiento alpino, dan como resultado relieves invertidos, cuestras, crestas, *hog back*, etc. Los relieves invertidos se manifiestan por lo general en las estructuras sinclinales, que ofrecen morfología de mesas y muelas como sucede en Peña

Redondilla y Peña del Buitre y en el Alto de Camporredondo. En este dominio, se conservan además las huellas de un arrasamiento generalizado, equivalente a la «Superficie de Erosión Fundamental» de la Cordillera Ibérica. Sobre esta superficie se elevan algunos relieves, coincidentes con los anteriormente descritos, y que corresponden a relieves residuales de la superficie. El mejor ejemplo es la Mesa de Albacastro o Peña del Buitre, en la esquina nororiental de la Hoja.

Por último, la distribución de la red de drenaje y la morfología de la misma son también un reflejo de la arquitectura estructural sobre la que se asienta como puede observarse en la Figura 2.

Se trata de una red de tipo dentrítico, con aspecto arborescente y textura media. Este tipo es característico de rocas sedimentarias más o menos homogéneas y con estratificación horizontal o subhorizontal. Se observa que muchos de los cauces se encajan según direcciones preferentes NO-SE y NE-SO. También se observan otras direcciones como N-S y E-O.

En la esquina noreste de la Hoja, dentro del dominio Cantábrico, cambia la red, asemejándose más al tipo «en reja» con un gran control estructural, debido a rocas de diferente resistencia a la erosión. Los cauces se encajan en las capas blandas mientras que las duras dan fuertes resaltes.

3.3.2. Estudio del modelado

Una vez conocidas las características morfoestructurales que condicionan la distribución de volúmenes del relieve, se describen las morfologías, tanto erosivas como de acumulación, derivadas de la actuación de los agentes externos. Las terrazas conforman en

este sentido los depósitos de mayor significación, tanto por su importancia para conocer la evolución morfológica del Cuaternario como por su desarrollo superficial. No hay que olvidar las superficies de erosión como elemento base para el estudio de la morfogénesis. Por último, otras formas como coluviones, glaciares, áreas endorreicas, etc., completan el espectro morfológico presente en el área. El conjunto de formas y elementos se agrupan según el proceso generador y se ha reconocido:

Formas fluviales.

Dentro del ámbito de la Hoja, las *terrazas* constituyen las formas más importantes y con mayor desarrollo superficial, sobre todo las que están relacionadas con los ríos Boedo y Pisuerga. En el Mapa Geomorfológico se han diferenciado todos y cada uno de los niveles presentes para estos dos cauces indicando sus respectivas cotas en relación al *thalweg* actual. En el resto de los cursos, de rango inferior, dado el menor desarrollo de terrazas se han diferenciado todos los niveles, aunque en la leyenda se consideran como un único grupo: terrazas de ríos y arroyos secundarios.

Dado que para entender mejor la evolución de los cursos de agua, hay que salirse del ámbito de la hoja, pues muchos de los niveles de terrazas se localizan en las hojas contiguas, se ha confeccionado un cuadro en el que se representan la totalidad de los niveles diferenciados para los ríos Pisuerga, Valdavia y Boedo, entre Aguilar de Campoo y Osorno.

CUADRO Nº 6

R. Pisuerga	R. Valdavia	R. Boedo
Terrazas altas:		
T1 + 140 m. (*)	T1 + 140-150 m. (*)	T0 = 150-160 m. (*)
T2 + 115 m. (*)	T2 + 115-120 m. (*)	
T3 + 110-115 m. (*)	T3 + 100-110 m. (*)	
T4 + 90-100 m. (*)	T4 + 80 m. (*)	
Terrazas medias:		
T5 + 75-80 m. (*)	T5 + 70-75 m. (*)	T1 + 60-70 m. (*)
T6 + 55-60 m. (*)	T6 + 65-70 m.	T2 + 50-60 m. (*)
T7 + 25-30 m. (*)	T7 + 55-60 m.	T3 + 30-40 m. (*)
Terrazas bajas:		
T8 + 15-20 m. (*)	T8 + 25-35 m.	T4 + 20-25 m. (*)
T9 + 7-15 m. (*)	T9 + 10-15 m.	T5 + 10-15 m. (*)
T10 + 5-7 m. (*)	T10 + 3-10 m.	T6 + 3-7 m. (*)

(*) Niveles que aparecen en la hoja de Herrera de Pisuerga.

Esta división en terrazas altas, medias, y bajas, no implica una cronología, pero si mantiene una cierta relación temporal con el Pleistoceno inferior, el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior-Holoceno.

El río Pisuerga, en su proceso de encajamiento, deja una serie de niveles de terrazas, tanto en la margen derecha como en la izquierda, siendo cartografiadas hasta un total de diez. Como puede observarse en el cuadro nº 6, los niveles más antiguos se sitúan entre +90 m y +140 m con relación al *thalweg* actual y los afloramientos más próximos al Pisuerga que constituyen los Cerros de San Cristóbal de Boedo (939 m) y El Ser (948 m), enlazan morfológicamente con la amplia plataforma que se desarrolla al oeste de la Hoja, en el paraje de El Alto de la Loma. A partir de este nivel, y hasta la llanura de inundación, se instalan las diferentes plataformas fluviales con un dispositivo morfológico, en general, de terrazas colgadas. La terraza más baja es la que alcanza mayor amplitud y da lugar a una franja paralela al curso actual, por la margen derecha hasta Herrera de Pisuerga y, por la margen izquierda, desde esta localidad hasta el límite sur de la hoja.

En cuanto al sistema fluvial del Valdavia, también desarrolla un gran número de niveles de terraza, pero como se indica en el cuadro nº 6 sólo aparecen los 5 niveles más altos, es decir desde el situado a + 140-150 m hasta el de + 70-75 m, el resto, hasta la llanura de inundación se localizan en la contigua Hoja de Osorno. El dispositivo morfológico de encajamiento más generalizado es el de terrazas colgadas. Es un hecho singular que todos estos depósitos fluviales se presenten en la margen izquierda, lo que implica una tendencia del río a desplazarse hacia el Sur, al menos hasta Osorno. A partir de esta localidad y hasta su desembocadura con el Pisuerga, la tendencia cambia en sentido contrario.

Por último, el sistema fluvial del río Boedo ocupa una parte importante de la mitad oeste de la Hoja, desarrollando terrazas comprendidas entre + 60-70 m para los niveles más altos y + 3-7 m para el más bajo, con depósitos a cotas intermedias de + 50-60 m, + 30-40 m y + 20-25 m con relación al *thalweg*. El dispositivo de encajamiento es el de terrazas colgadas salvo para el nivel inferior que aparece encajado y con escasa continuidad.

Con relación a la terraza más alta, es decir la de + 140-150 m, que aparece dominando la zona de interfluvio entre el Valdavia y el Boedo y que forma una amplia plataforma en la mitad oeste de la Hoja, en los parajes de Alto de la Loma, Pico Rey, Loma de Matamorales y Alto del Aguilar, conviene señalar algunas particularidades. En la Hoja de Saldaña, contigua por el oeste, y Aragonés (1982) consideran estos depósitos, y otros que enrasan con ellos, como atribuibles a la «raña». Al realizar la cartografía de la Hoja de Prádanos de Ojeda, se ha observado que existen unos depósitos más altos que cierran el ciclo de sedimentación neógeno y que además retrogradan sobre el relieve mesozoico. Estos depósitos que ya indican un cierto encajamiento han sido asignados por Lopez *et al.* (1990) a la «raña». Desde este punto de vista, el afloramiento del Alto de la Loma representaría ya, el primer nivel de encajamiento claro relacionado con la red fluvial, y por tanto correspondería al primer nivel de terraza, común para el Valdavia, Boedo y Pisuerga. No se descarta, sin embargo, la primera hipótesis, pues este

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las Formaciones Superficiales son todos aquellos materiales coherentes o no, pero que han podido sufrir una consolidación posterior, y cuya génesis está relacionada con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Se trata de formaciones de edad reciente, en general cuaternarias. La característica fundamental es que se trata de unidades cartografiables, definidas por una serie de atributos como: geometría, litología, textura, consolidación, génesis. Al haber sido descritos muchos de ellos en apartados anteriores (Cuaternario y Geomorfología), se tendrán en cuenta aquí todos los relacionados con el depósito en sí, como litología, textura, consolidación y potencia. También se hará referencia a los diferentes tipos de suelos, desarrollados sobre las mismas, siempre que sean significativos.

Al igual que en otros apartados, para facilitar la descripción, las formaciones superficiales se agrupan según los diferentes sistemas morfogenéticos.

El sistema *fluvial* ofrece las terrazas como elementos más importantes y, en relación a ellas, hay que destacar que las cantometrías y espectros litológicos realizados en los niveles del Boedo y del Pisuerga (datos de la Hoja de Osorno, donde los perfiles son más completos) dan una gran homogeneidad litológica para todos ellos, apareciendo sólo pequeñas variaciones.

El Pisuerga se caracteriza por los cantos, principalmente silíceos, con porcentajes que van desde el 72 al 95% para las cuarcitas, entre 2-15% para los cuarzos, 3-10% de areniscas y 0-3% de calizas.

El Boedo tiene menor proporción de cuarzos y los cantos de caliza son inexistentes. Los datos de los espectros litológicos son: 71-88% de cuarcita, 12-28% de areniscas y 0-1% de cuarzo.

Por lo que se refiere al tamaño de los cantos existe también cierta homogeneidad, apareciendo en el Boedo los mayores porcentajes (40-50%) para el intervalo de 40-60 mm, entre el 32 y 38% para el intervalo 60-80 mm, entre el 7-15% son superiores a 80 mm y el resto inferiores a 40 mm. Todos estos datos se refieren al eje mayor (A).

Los datos que arrojan las medidas realizadas para el Pisuerga, dan tamaños algo inferiores, con una sola moda entre 40-60 mm. Los valores de las medias son los siguientes para los tres ejes (A, B, C): 45-32-20 mm para las terrazas altas, 55-38-23 mm para las medias y 52-36-22 para las bajas. El tamaño máximo observado en el campo es 160-115-66 mm.

El grado de redondeamiento para los niveles de ambos ríos es similar, variando de subangulosos a muy redondeados. Muchos de ellos están fracturados.

En cuanto al nivel superior de terraza, considerado común para varios sistemas fluviales, y que constituye la amplia plataforma desarrollada en el cuadrante SO de la hoja, se caracteriza por su naturaleza absolutamente cuarcítica. Los datos tomados en el

campo dan un porcentaje de : 94% de cantos de cuarcita, 6% de arenisca y 1% de cuarzo. Del total de los cantos medidos, el 81% se sitúa en tamaños comprendidos entre 40-80 mm, con un 4% menor de 40 mm y un 9% entre 80-100 mm.

El tamaño de los cantos es superior al resto de las terrazas, con valores de 325-220-120 mm, aumentando con la proximidad al relieve.

La matriz de todos los niveles es arenosa y en el nivel superior algunos de los cantos están arenizados. En la fracción comprendida entre 0,25-0,50 mm se han realizado los estudios sobre las fracciones pesada y ligera. Los datos aportados por las terrazas del río Boedo indican que el cuarzo constituye el mineral mayoritario con porcentajes comprendidos entre el 50-80% , con feldespatos entre 1-5,7% y chert entre 0,5-1,6%. En cuanto a los fragmentos de rocas sedimentarias los más abundantes son los que corresponden a las areniscas (9,7%-34,6% 0 y posteriormente a las arcillas (1,6-7,1%) , con mínimos porcentajes de calizas (0,5-1%). El conjunto de rocas ígneas y metamórficas se encuentran entre el 2,3 y el 8,2%.

Se puede entresacar de estos datos el hecho de la disminución de cuarzo hacia las terrazas más bajas y un aumento, por el contrario, de los granos de arenisca y arcilla (cuarcitas y pizarras).

Por lo que se refiere a los minerales pesados, el circón es el más abundante, seguido por la turmalina, el rutilo, la andalucita, el granate y la estauroлита. Con porcentajes que no superan el 2% del total de pesados, aparecen distena, apatito, esfena, epidota, broquita y anatasa.

Es frecuente observar en los niveles superiores de terrazas, en su contacto con los materiales terciarios, claros rasgos de hidromorfismo con concentraciones de óxido de Fe y Mn alrededor de los cantos. Hay también concentraciones de carbonatos que cementan localmente la matriz.

A techo se desarrollan suelos pardos y rojos cuyo grado de rubefacción está en relación directa con la edad de la terraza y por tanto con la madurez del suelo; así, las terrazas altas presentan suelos rojos fersialíticos (5YR 3/4, 7,5 YR 4/4 Y 2,5 YR para las terrazas altas, 5 YP 4/6, 10 YR 4/4 Y 2,5 YR 6/6 para las medias y 7,5 YR 4/6 Y 10 YR 3/3 O 4/4 para los niveles inferiores).

En cuanto a la red secundaria, las terrazas tienen las mismas características que las de la red principal, pero al ser cursos más jóvenes desarrollan suelos pardos y pardo rojizos (7,5 YR y 10 YR).

Los depósitos de llanura de inundación son similares por lo que a la naturaleza de los cantos se refiere, pero la matriz es más abundante y de carácter arcilloso-limoso.

Por último, dentro de las formaciones superficiales de carácter fluvial, los conos de deyección son poco importantes. Los depósitos, poco coherentes, están constituidos por arcillas y arenas con niveles de cantos. Su composición se deriva de los materiales subyacentes.

Las formas de vertiente están representadas por los coluviones, que aparecen tapizando el pie de las laderas. y dependiendo de los materiales de los que proceden se distinguen dos tipos:

- El primero, formado por gravas cuarcíticas empastadas en una matriz arenosa. Este tipo, aparece en la mitad oeste de la Hoja, sobre la Facies de la Serna.
- El segundo, constituido por arenas y fangos con cantos de cuarcita y calizas. Al proceder de la Facies Grijalba-Villadiego adquiere tonos más rojizos, al igual que esta facies. Se localiza en la mitad este de la Hoja.

Dentro del modelado poligénico, los glacia, aunque no son importantes por su desarrollo superficial, sí lo son por su depósitos. Hay que destacar los que aparecen al sur de la Hoja, en la margen derecha del Pisuerga, constituidos por 1,5 m de gravas cuarcíticas y matriz arenoso-limosa. A techo se origina un suelo rojo fersialítico del tipo 2,5 YR y 7,5 YR y localmente presentan cementaciones.

Finalmente, dentro del modelado lacustre, se incluyen todos aquellos depósitos relacionados con encharcamientos temporales instalados en la superficie de las terrazas y de los glacia, así como las áreas de mal drenaje, relacionadas con la red fluvial. Se trata de depósitos arcillosos, con algunos cantos de cuarcita dispersos y con desarrollo de suelos pardos y grises, de carácter vértico, a techo.

3.5. EVOLUCION DINAMICA.

Al abordar este capítulo, deben considerarse dos zonas diferentes: el sector de la Cordillera y el de la Cuenca del Duero. Uno y otro están íntimamente ligados, puesto que la degradación del relieve cantábrico da lugar a la sedimentación de los materiales terciarios de la cuenca.

Antes de enumerar y describir los principales elementos geomorfológicos que ayudan reconstruir la morfogénesis de esta zona, se resumen los principales rasgos de la historia tectónica, con el fin de relacionar una y otra.

En el Paleógeno, y después de la estabilidad finicretácica, se inicia la orogenia alpina, que por un lado produce la deformación de los materiales ya sedimentados, con creación de nuevos relieves y, por otro, la formación de sistemas sedimentarios (abanicos aluviales) que se depositan claramente discordantes sobre los anteriores.

Estos hechos ocurren hasta finales del Oligoceno y/o Mioceno inferior, momento en el que tiene lugar una nueva fase que configura la geometría de la Cuenca del Duero, adoptando una disposición similar a la actual. Esta arquitectura del borde cantábrico, incluidos los materiales paleógenos, es atribuible a las fases Castellana y Neocastellana.

A finales del Mioceno inferior, se inicia el último gran ciclo sedimentario de la Cuenca. Este ciclo es expansivo sobre los depósitos anteriores y su disposición horizontal y/o subhorizontal conlleva una etapa de estabilidad tectónica importante.

Los depósitos paleógenos y una parte importante de los neógenos, corresponden a grandes abanicos aluviales desarrollados en ambientes semiáridos, de ahí sus coloraciones rojizas. A partir del Astaraciense se inicia un cambio en las condiciones climáticas hacia un período de mayor humedad. El color de los sedimentos varía, haciéndose más ocre.

Ya en 1988, Martín-Serrano, para el borde noroccidental de la Cuenca (sector zamorano) diferencia unas *series Rojas* y unas *series Ocreas*, dándoles un significado climático en una variación desde la máxima aridez hasta un clima de gran humedad, pasando por etapas intermedias. Para esa zona, el cambio se produciría a finales del Mioceno inferior, mientras que en este sector del Alto Campóo y la Ojeda se produciría algo más tarde, probablemente, en el Astaraciense.

Los principales elementos geomorfológicos en el sector de la Cordillera son las superficies de erosión.

La superficie más antigua es la Superficie Somital S_1 , desarrollada en la Hoja contigua por el este de Villadiego, donde Pineda (1990) la define desarrollada sobre el conjunto mesozoico e incluso sobre los conglomerados terciarios de edad Astaraciense, y está fosilizada por depósitos vallesienses. Se sitúa entre las cotas de 1.150 y 1.363 m. La edad de la superficie, según ese autor, es Mioceno medio, pues en otros sectores de la cuenca enlaza con las calizas de la Facies Cuestas. Esta relación no es observable dentro del ámbito de la Hoja de Prádanos de Ojeda.

La superficie S_2 , más moderna, se desarrolla también sobre los materiales mesozoicos y sobre los conglomerados astaracienses, localizándose en la esquina noreste de la hoja entre las cotas de 1.100 y 950 m. Está algo deformada y se inclina suavemente hacia la cuenca.

La superficie S_3 , fuera de la hoja, alcanza un gran desarrollo y se supone equivalente a la «Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica», a la Superficie de la Meseta M_3 de Schwenzner (1937) y a la superficie B de Gladfelter (1971), consideradas como de las etapas finales del «Pontiense». Enrasa con las calizas del Páramo cuyo techo, aunque con una biestratigrafía poco clara, ha sido asignado por numerosos autores al Turolense-Plioceno inferior (Mediavilla et al., 1989; Armenteros et al. 1986).

Sobre esta superficie domina un conjunto de relieves residuales constituidos fundamentalmente por las mesas y muelas cretácicas como ocurre con la Peña del Buitre, en la esquina NE de la hoja.

Por otra parte, sobre los relieves arrasados, y cerrando el ciclo de sedimentación de la Cuenca, aparecen unos conglomerados cuarcíticos que han denominado en este trabajo como «Aluvial Finineógeno» y que se suponen equivalentes a la «raña». En la hoja de Aguilar de Campóo este «Aluvial Finineógeno» representa el último episodio sedimentario del Abanico de Cantoral. La falta de datos paleontológicos no permite asignar una edad concreta a estos materiales, pero su situación morfológica dentro de la cuenca es clara. Siguiendo las ideas de Martín-Serrano (1988) para el borde

zamorano, la «raña» constituye un paisaje maduro con un sentido morfológico, «no encajando con las pretendidas implicaciones morfotectónicas que se le atribuyen en otros lugares de la Meseta». Se trata, en resumidas cuentas, de un depósito con un significado geomorfológico concreto: el cierre de los procesos de sedimentación en la cuenca y el inicio de la disección. Como este hecho no tiene por qué ser simultáneo en todos los bordes de la cuenca, no se defiende una isocronía para el «Aluvial Finineógeno».

A partir de la sedimentación de las Calizas del Páramo y del «Aluvial Finineógeno» se produce un cambio brusco en la morfogénesis y se inician los procesos de encajamiento de la red fluvial. Este cambio tiende a relacionarse con la tectónica y con el basculamiento general de la Península hacia Occidente. El autor anteriormente citado se inclina a pensar, para el borde noroccidental, en una captura por erosión remontante de la red atlántica, así puede explicar la heterocronía de la «raña» puesto que la red, en su progresión, no alcanzaría a todos los sectores de la Cuenca al mismo tiempo.

Para el sector de Aguilar de Campóo-Herrera de Pisuerga, ambas hipótesis pueden servir para explicar los procesos de incisión cuaternaria, no existiendo indicios concretos, de momento, que demuestren una u otra.

En el dominio de la Cuenca, la morfogénesis se debe fundamentalmente a los procesos de disección fluvial cuaternaria.

Los depósitos más antiguos relacionados con la disección son los que constituyen la plataforma del Alto de la Loma, en el cuadrante SO, y que aparecen dominando la divisoria entre los ríos Boedo y Valdavia. Según la cartografía geomorfológica de la Hoja de Saldaña, adyacente por el oeste, Aragonés Valls y Gutierrez Elorza (1982), atribuyen estos depósitos a la «raña». Al asignar, en este trabajo, depósitos algo más altos topográficamente a la «raña», la plataforma del Alto de la Loma representaría ya el primer nivel de encajamiento claro ligado a la red fluvial. No se descarta, sin embargo la hipótesis de dichos autores, puesto que el problema principal reside en el significado que en los diversos trabajos se asigna al concepto «raña».

Al iniciarse el ciclo erosivo, los principales sistemas fluviales arrancarían de la Cordillera Cantábrica y serían el Pisuerga, y el Valdavia, posteriormente lo haría el Boedo. En el proceso de encajamiento estos ríos desarrollan numerosos niveles de terrazas, dando lugar a una serie de plataformas escalonadas que ocupan amplios sectores de la Hoja.

La morfología disimétrica de estos valles, Boedo, Pisuerga, etc., refleja una tendencia hacia el norte y oeste que podría justificarse por una serie de accidentes del substrato que provocarían la canalización del flujo a través de líneas de debilidad.

Con posterioridad, se encajaría la red secundaria y la red menor, arroyos y barrancos, con cursos casi rectilíneos según direcciones NO-SE, NE-SO. Una serie de depósitos aluviales en la zona en la que el Boedo y el Pisuerga están más próximos, hacen pensar en una posible captura por erosión remontante en el Pleistoceno medio.

3.6. MORFODINAMICA ACTUAL

La estabilidad tectónica del área de estudio y la naturaleza de los materiales que aparecen en ella, son el motivo fundamental de la casi inexistencia de procesos geológicos recientes de gran envergadura. Sin embargo, con carácter puntual, se detectan algunas acciones actuales que pueden modificar, ligeramente, la morfología local.

La incisión en barrancos, algunas cárcavas y los procesos de ladera, tienden a rebajar el relieve de las zonas de interfluvio de cara a conseguir un mayor equilibrio.

En los cauces mayores, como el Pisuerga, hay erosión por desplazamiento lateral de la red en las zonas de meandro. Se producen socavamientos en las márgenes cóncavas con desestabilización de taludes, como ocurre en Zarzosa de Riopisuerga, al SE de Herrera de Pisuerga.

Los procesos fluviales de sedimentación actual se reconocen, en general, en los fondos de los valles con formación de conos de deyección, algunos de los cuales pueden ser funcionales estacionalmente, y zonas activas del cauce, con formación de barras.

Los procesos de ladera son casi inexistentes, pero puede señalarse una tendencia general a la regularización de vertientes en los sectores más meridionales.

Otros procesos, también de carácter puntual, son los que hacen referencia a las pequeñas áreas de mal drenaje que se forman sobre glaciares y terrazas, y que dan origen a pequeñas lagunas. Son funcionales en épocas de lluvia, produciéndose en ellas la actividad sedimentaria propia de estos medios.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los primeros procesos sedimentarios pertenecientes al Ciclo Alpino, con representación en la Hoja, corresponden a materiales predominantemente lutíticos y con términos salinos, asimilables a la Facies Keuper del Triásico superior. Se han formado en ambientes circunlitorales tipo *sabkha* costera, bajo condiciones climáticas áridas (llanuras fangosas circunlitorales a *lagoon* hipersalino costero).

Las cuencas del Triásico superior y del Jurásico inferior y medio se instalan a favor de fenómenos distensivos asociados a las aperturas del Océano Atlántico y del Thetys. Como consecuencia de ello, las cuencas son *muy* expansivas, con una relativa uniformidad de facies y potencias, sobre todo en los tiempos del Triásico superior terminal y el Lías inferior pre-sinemuriense medio.

Sobre la Facies Keuper se depositan términos carbonatados calcodolomíticos, de edad Triásico superior terminal a Sinemuriense medio. Se distinguen dos secuencias en esta unidad (las dos del Lías inferior) formadas en ambientes marinos circunlitorales y de plataforma que van desde condiciones supramareales a submareales. Durante el Sinemuriense, tras una importante interrupción sedimentaria se realiza la disgregación de la plataforma del Lías basa. Existe una cierta diacronía en este evento, iniciándose en la región a partir del Sinemuriense medio y que llega al límite con el Pliensbachense.

A continuación se forman depósitos margocalizos rítmicos, sedimentados en ambientes de plataforma abierta de muy baja energía y sedimentación restringida, con ambientes euxínicos en algunas áreas de la región. Los accidentes tardihercínicos empiezan a tener un importante control sedimentario en este período (Sinemuriense medio a límite superior del Aalenense). La subsidencia diferencial ocasiona variaciones de potencia notables en la región, aunque dentro de la Hoja no son muy marcadas. En cambio, los ambientes de sedimentación son bastante uniformes, situándose siempre en un contexto de plataforma.

Sobre la rítmica del Lías-Dogger se sitúa un conjunto predominantemente calcáreo, formado en un ambiente de plataforma exterior energética relativamente distal, con importantes episodios de colonización de esponjas que junto con otros orgánicos son retrabajados por corrientes, fundamentalmente inducidas por tormentas. La edad de esta unidad está comprendida dentro del Bajociense.

El episodio terminal de la plataforma espongiolítica no se observa en la Hoja. En la región finaliza con una importante interrupción sedimentaria, relacionada con una bajada del nivel del mar que introduce durante el Bathoniense basal términos detríticos en la plataforma.

Los últimos episodios de sedimentación marina durante el Jurásico no se observan en la Hoja, y tienen lugar durante el Bathoniense-Calloviano inferior por medio del depósito de una nueva rítmica margo-calcárea formada en un ambiente de plataforma externa con sedimentación restringida, algo más energética que la del Lías superior-Dogger.

Desde el límite Dogger-Malm y sobre todo a principios del Malm comienza a gestarse, al noroeste de la Placa Ibérica, el episodio de apertura del Golfo de Vizcaya, a partir de una unión triple con la dorsal atlántica. Las repercusiones de este evento se fueron manifestando progresivamente hacia el Este por medio de las deformaciones y ciclos sedimentarios kimméricos y neokimméricos. Los accidentes tardihercínicos son los elementos de transmisión principales de esta apertura. Estos condicionantes geodinámicos determinan los diferentes ciclos sedimentarios en Facies Purbeck y Weald, depositados en áreas próximas al norte (Hoja de Prádanos de Ojeda).

Durante el Barremiense terminal, y con más importancia durante el Aptiense y el Albiense inferior-medio, se desarrollan en la región importantes procesos tectónicos y sedimentarios, relacionados con un importante incremento de la apertura del Golfo de Vizcaya. Estos episodios urgonianos están compuestos por fases de actividad que originan importantes discordancias sobre las unidades anteriormente depositadas. Las bases de los ciclos suelen tener un predominio de sedimentos detríticos en donde son frecuentes las facies fluviales de configuraciones tipo «braided». A veces coexisten con subfacies palustres-lacustres, con subfacies lacustres y con subfacies carbonosas. Estos términos continentales son los que se encuentran representados en la Hoja. En áreas próximas al N y NE las partes altas de los ciclos están formadas por sedimentos marinos con característicos episodios de bioconstrucciones de rudistas. Durante esta época la actividad tectónica favorece la formación de intumescencias diapíricas, que en algunas zonas de la región prolongaron su actividad hasta la base del Cenomaniense.

A finales del Albiense se desarrolla la importante Fase austrica, que origina la deformación de las unidades jurásicas y cretácicas hasta entonces depositadas. A esta etapa de actividad le sigue una nueva etapa sedimentaria con predominio de términos detríticos depositados por sistemas fluviales. La configuración predominante de estos sistemas es «braided». A techo se localiza un ciclo terminal con predominio de secuencias meandri-formes. La edad de este ciclo sedimentario en Facies Utrillas es Albiense superior-Cenomaniense.

Durante el período del Cretácico superior, comprendido entre el Cenomaniense y el Campaniense, el área de la Hoja se ve afectada por nuevos episodios de sedimentación marina. Este megaciclo sedimentario está relacionado con los momentos de máxima expansión de los ambientes marinos del Golfo de Vizcaya.

Sobre la Facies Utrillas se instalan sedimentos transicionales con características inter a submareales. A veces intercalan niveles carbonosos. Se sitúan por debajo de una interrupción de edad Cenomaniense superior. Les sucede un episodio predominantemente carbonatado, formado por complejos de barras de alta energía, a veces con construcciones de rudistas, que finaliza con una importante interrupción sedimentaria intra-Coniaciense. El importante control que sobre la subsidencia todavía ejercen los accidentes de origen tardihercínico de orientación NO-SE, origina que en algunas áreas de la Hoja este episodio (primer complejo de barras del Cretácico superior) esté ausente.

Durante el Santoniense se produce el momento de mayor influencia marina durante el Cretácico superior en el área de la Hoja. Esta marcado por un predominio de la sedimentación margosa en un contexto de plataforma abierta. Estos términos, se relacionan con el segundo complejo de barras del Cretácico superior cuyo ambiente corresponde a un complejo de bancos marginales formado por «shoals». En algunas áreas se forman niveles bioconstruidos de rudistas protegidos por bancos. Este ciclo sedimentario llega hasta el Santoniense superior-Campaniense basal, desarrollando a veces un importante «hard-ground» a techo.

El tercer y último complejo de barras del Cretácico superior es algo más dolomítico que los inferiores, siendo mucho menos rico en fauna. Su contexto de formación es una plataforma somera de energía media. Su edad está comprendida dentro del Campaniense. Por encima, fuera de la Hoja, se depositan las unidades terminales cretácicas, que podrían situarse discordantes sobre esta última etapa mesozoica de sedimentación marina.

A finales del Cretácico, en el Campaniense y sobre todo a partir del Maastrichtiense comienza a instalarse en la región un régimen diferente al marino que caracterizo al Cretácico superior.

Lo acaecido en esta etapa se observa en la mitad occidental de la contigua Hoja de Prádanos de Ojeda. El contexto geodinámico de este cambio está marcado por el final de la apertura del Golfo de Vizcaya y el comienzo de las fases alpinas compresivas en sentido amplio.

En toda la región se pone de manifiesto claramente el paso de condiciones marinas a continentales mediante la instalación de ambientes muy litorales salobres restringidos, de media a baja energía, que evolucionan a depósitos continentales, a veces con formación y desarrollo de suelos. Estos ambientes presentarían, no obstante, una cierta diacronía de unas áreas a otras.

A comienzos del Paleógeno queda instalado definitivamente en la región un medio continental que va a ser la tónica general que va a caracterizar a toda la zona a lo largo del Terciario. Durante estos períodos iniciales del Terciario, la Región Cantábrica se ve afectada por el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, que inestabiliza su margen sur, incidiendo en los procesos sedimentarios de estos tiempos. Estas fases de actividad reciben el nombre de movimientos larámicos y son los responsables del inicio de la construcción de relieves y de subcuencas con subsidencias importantes, y cuya disposición y geometría difieren notablemente de la Cuenca del Duero neógena.

Durante todo el Paleógeno van instalándose en los bordes de la Cordillera Cantábrica, y a medida que se va estructurando el edificio, una orla de sistemas de abanicos aluviales que no afloran en la Hoja, con una distribución paleogeográfica localizada, al menos de forma preferente en la región, entre la zona de Guardo y Prádanos de Ojeda. Estos abanicos tienen situados sus ápices en el borde septentrional, a lo largo de una dirección E-O presentando una ligera inflexión NO-SE correspondiente al Sistema de fracturación de Ventaniella (Accidente de Becerril de Carpio), al sur de Cervera de

Pisuerga, adaptando su morfología a las direcciones estructurales mesozoicas de la orla cantábrica en este sector. Hacia el Este (sector de Villadiego), parecen recuperarse las direcciones (ONO-ESE), si bien son escasos los afloramientos de materiales paleógenos, ya que se encuentran generalmente enmascarados por los depósitos neógenos más recientes.

En general, se trata de grandes abanicos aluviales asociados a una importante subsidencia. Se desconocen las facies más distales de estos abanicos y su distribución paleogeográfica, ya que aquellas quedan soterradas bajo los materiales miocenos.

Así pues, durante todo el Paleógeno acontecen una serie de fases o momentos de deformación que tienen como consecuencia, por un lado la deformación de los materiales entonces sedimentados (estructurados por la creación de pliegues con ejes E-O ó ESE-ONO, cabalgamientos con vergencias hacia el O, SO y S y movimientos en dirección dextrales de los Sistemas de fracturación tipo Ventaniella y sinestrales de los sistemas antitéticos asociados), por otro, la creación de nuevos relieves así como de sistemas de abanicos que se depositan sucesivamente, en clara discordancia sobre los anteriores. Localmente podrían desarrollarse ambientes lacustres en zonas interabanicos como ocurre al Norte de Prádanos de Ojeda.

Estos hechos parecen acontecer hasta finales del Oligoceno y/o Mioceno inferior, momento en el que se produce una importante fase que configura la nueva geometría de la Cuenca del Duero, al menos en este sector, adoptando una disposición similar a la actual. La nueva arquitectura de los bordes del edificio cantábrico, incluidos los materiales paleógenos, es atribuida a las fases Castellana y Neocastellana. En esta estructuración, quedan reflejadas las importantes compresiones N-S, NE-SO y NO-SE que afectan a la Cordillera Cantábrica y que crean fuertes vergencias hacia el Sur y Suroeste de pliegues y fracturas previos y producen un importante desplazamiento en dirección, dextral, de los sistemas de fracturación tipo Ventaniella y sinistral en los sistemas antitéticos NE-SO asociados.

De esta forma, se inicia a finales del Mioceno inferior un nuevo ciclo sedimentario continental que va a dar lugar al inicio del relleno neógeno de la Cuenca del Duero.

El primer registro sedimentario que se tiene es en el Aragoniense superior (Astaraciense), instalándose en la región un sistema aluvial y fluvial que corresponde a la «Facies de Alar del Rey» y de «Grijalba-Villadiego», que afloran en la mitad meridional de la Hoja y se prolongan extensamente por la de Osorno hacia el centro de la Cuenca del Duero. En la zona central de la Hoja se desarrollan ambientes lacustres palustres, interdigitados con aportes de clara procedencia fluvial.

De acuerdo con los datos bibliográficos, estos materiales serían sincrónicos con los depósitos correspondientes al ciclo del «Abanico poligénico de Aviñante» (Portero *et al.* 1983), aflorantes en la Hoja de Guardo aunque se desconocen físicamente las interrelaciones entre ambos depósitos.

En el Mioceno superior se inicia otro ciclo deposicional con la instalación de un nuevo sistema fluvial con aportes procedentes del No. Este sistema da lugar a los depósitos del «Abanico de Cantoral» y sus equivalentes más distales, «Facies de la Serna».

Los depósitos de Cantoral y de la Serna se extienden por la mitad occidental de la Hoja y se encuentran relacionados con ápices de abanicos situados y enraizados al pie de los dominios y relieves paleozoicos de la Cordillera Cantábrica. Sus facies y litología tan característica ponen en evidencia un importante episodio fluvial que, con dirección general sureste, contribuye al relleno de la cuenca.

Los diferentes episodios fluviales se debieron continuar en el tiempo durante todo el Mioceno superior teniendo lugares a finales de este un último episodio de carácter retractivo, más generalizado a nivel regional, aunque poco potente (aluvial finineógeno) y que resultaría equivalente a lo que, en otras zonas, distintos autores han englobado bajo el término de «rañas». Estos depósitos tendrían su representación en la Hoja al pie de los relieves mesozoicos, en las zonas de contacto con las series terciarias detríticas de borde.

El límite Plioceno-Cuaternario resulta controvertido y difícil de delimitar en la región. Martín Serrano (1988), en la zona occidental zamorana de la Cuenca del Duero, plantea ya esta problemática cronológica en relación con los episodios sedimentarios que caracterizan a las denominadas «series ocre», los depósitos tipo «raña» y los sistemas de terrazas fluviales desarrollados posteriormente. Para dicho autor la sedimentación de las «rañas» en las diferentes cuencas continentales y en particular de la Submeseta Norte estaría en relación con el paso en la cuenca de un régimen endorreico típico del Mioceno, a otro exorreico, así como con el inicio de la formación de la red fluvial que va a caracterizar al Cuaternario. Así pues, la «raña» tendría un sentido morfológico más que cronológico y la edad de sus depósitos dependería de la evolución regional de la Cuenca del Duero y del sector a estudiar.

De todo ello se deduce lo problemático que resultan en la actualidad las dataciones de los sistemas fluviales que parecen cerrar el ciclo mioceno y de los que definen el nuevo ciclo fluvial cuaternario, convencionalmente fijado en el Pleistoceno inferior.

Durante el Pleistoceno, ya en el Cuaternario, se inicia la formación de una red fluvial actual desarrollándose extensas plataformas de «canturrales» cuarcíticos que configuran importantes replanos sobre los materiales neógenos, caracterizándose así los diferentes niveles de terrazas de la red de drenaje. Estas características son observables en toda la Hoja y fundamentalmente en la mitad occidental para los depósitos más antiguos y en las proximidades de los valles del Pisuerga y Boedo para los más modernos.

La evolución de la región durante el Holoceno aparece reflejada en los depósitos más recientes de la red fluvial y en los procesos morfodinámicos, cuyas características se describen en el apartado de Geomorfología.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

Del total de 37 indicios que han sido reconocidos, ocho presentan actividad (mediana o grande), correspondiendo a graveras en las que se obtienen áridos naturales, principalmente para su coyuntural aprovechamiento en la mejora de la carretera N-611. Excepto un anecdótico punto con enriquecimiento ferrífero los restantes corresponden a rocas industriales (arcillas, arenas y gravas).

5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

5.1.1.1. Aspectos generales e historia minera

No existen indicios puntuales o regionales que incluyan concentraciones minerales destacables.

5.1.1.2. Tipos de mineralizaciones

Un pequeño enriquecimiento supergénico de óxidos e hidróxidos de hierro, asociado a una zona de fractura, encaja en calizas jurásicas bajo su contacto con la suprayacente Facies Utrillas, en las inmediaciones de la carretera de Rebolledillo de la Orden. Hace unos treinta años fue investigado con un pocillo.

5.1.2. Minerales energéticos

Sin destacables labores de exploración, y menos aun de explotación, se desarrollan niveles centimétricos de lignitos y arcillas carbonosas en las areniscas y lutitas cenomanienses previas a las biocalcareniticas y calizas de carácter marino, así como entre los conglomerados, areniscas y lutitas aptienses-albienses.

5.1.3. Rocas industriales

5.1.3.1. Aspectos generales e históricos

Los aprovechamientos industriales quedan actualmente circunscritos a los áridos naturales obtenidos principalmente en las graveras de las terrazas aluviales del río Pisuerga (Herrera de Pisuerga, Alar del Rey, etc.).

La extracción se realiza con excavadoras en graveras con tamaño de 100-200 m en cada lado del polígono, y 3,5 m de profundidad. El tratamiento suele consistir en su clasificación para la obtención de tamaños válidos para emplearse en la base de carreteras, hormigones y productos para la construcción. Se trata de una actividad extractora y clasificadora establecida con carácter continuo, pero sometida a gran variación en función de su dependencia con el mercado local y regional; actualmente con intenso desarrollo asociado principalmente a la mejora del trazado y firme de la carretera N-611.

Pequeña extensión han alcanzado los areneros establecidos en torno a canales terciarios o a la Facies Utrillas. Su extracción se realizaba puntualmente, con aprovechamiento para material de construcción y distribución local.

Las arcillas comunes no son aprovechadas actualmente. Para la elaboración de productos cerámicos (tejas y ladrillos) se obtuvieron, hasta hace 20-30 años, pequeñas cantidades de arcillas en Priorato y San Martín del Monte, y fue más importante su explotación (y más modernizada la elaboración) en Herrera de Pisuerga. Pequeña importancia como indicio minero, pero con gran difusión, al establecerse en la mayoría de los núcleos urbanos para su aprovechamiento local, tuvieron hasta hace 30 años las arcilleras desarrolladas para la obtención de adobes

5.1.3.2. *Descripción de los materiales*

Arcillas:

El mayor aprovechamiento se ha realizado, y podría seguir siéndolo, en las lutitas rojas de la Facies Grijalba-Villadiego, como se constata en las inmediaciones de Herrera de Pisuerga, y en caso menor en las lutitas ocre de la Facies de la Serna en San Martín del Monte. La primera facies se corresponde con arcillas margosas (con 20% de calcita que ocasionalmente llega al 30% o pasa a ser marga), con 15-20% de cuarzo y 55-75% de filosilicatos; estos están constituidos en su mayor parte (50-80%) por illita, siendo destacable el contenido en caolinita (15-20% como porcentaje más frecuente). Las arcillas de la Facies de La Serna, y equivalentemente la de Facies Cantoral, apenas tienen carácter margoso (0-7% de calcita), alcanzan proporciones similares a las anteriores en cuarzo (frecuentemente 12-20%) y su contenido en filosilicatos es algo mayor (75-90%); estos están formados mayoritariamente por illita (75-80%) con manifiesto carácter caolinitico (15-20%). Estas características las hacen válidas en reservas económicas y calidad mineralógica para su utilización en la obtención de materiales cerámicos de cocción roja aptos para la construcción, con el condicionante de la presencia de calcita en la tipología margosa de algunas de ellas (Facies Grijalba-Villadiego).

Cabe destacar en los filosilicatos de la Facies Grijalba-Villadiego la presencia frecuente, aunque no permanente, de esmectita (25-35%).

Arenas:

Los canales arenosos de las Facies Grijalba-Villadiego y Cantoral suelen ser métricos y su distribución es discontinua, lo que condiciona notablemente el poder alcanzar cubaciones importantes, aprovechándose en pequeñas explotaciones con carácter muy local y utilización no permanente.

En la Facies Grijalba-Villadiego (40-70%), feldespato (3-11%), carbonatos (5-35%) y arallitas (0,5-1%) la fracción ligera, que constituye casi todo el total, está formada por cuarzo. La fracción pesada (aproximadamente 0,2% del total) incluye preferentemente circón (25-55%) y turmalina (20-50%), con mucho menor contenido en estauroлита (0,5-6%), granate (1-5%) y biotita (0,5-4%).

La Facies de la Serna también está formada casi en su totalidad por fracción ligera (dominantemente comprendida en la granulometría 0,25-0,50 mm. con 30-60%). Esta fracción tiene 30-56% de cuarzo, 0,5-3% de feldespato, hasta 5% de carbonatos y 5-20% de arcillas, mientras que en la fracción pesada domina el circón (25-70%) y turma-

lina (15-30%), siendo menos frecuentes rutilo (5-14%), bitotita (1-2,5%) y moscovita (hasta 3%). Muy similar es la Facies Cantoral, aunque en esta última es mayor el contenido en cuarzo (40-80%), manteniéndose la proporción de feldespato y carbonatos y disminuyendo las arcillas (3-15%); con una fracción pesada, también muy poco abundante, en la que aumenta el porcentaje en circón (45-75%), rutilo (7-12%) y biotita (2-4%), se mantiene el de turmalina y disminuye el de moscovita.

En conjunto se trata de unidades arenosas-cuarzosas, diversamente enriquecidas en carbonatos en la Facies Grijalba-Villadiego, y en arcillas las dos restantes. Incluyen una discreta compactación y no presentan interés económico los minerales pesados.

Las arenas de la Facies Utrillas incluyen un pequeño retazo del ángulo Ne de la Hoja, con grandes potencias que permiten cubriciones importantes. Dominantemente comprenden la fracción 0,25 a 1,5 mm, con intercalaciones conglomeráticas y microconglomeráticas. Tienen carácter cuarzoso (del orden del 60%), no superando el feldespato potásico el 30%. Se encuentran a veces algo caolinizadas y no presentan interés económico los minerales pesados.

Gravas:

Los materiales de la Facies Grijalba-Villadiego han sido frecuentemente aprovechados en pequeñas graveras, con niveles métricos y poca continuidad. Se trata de arenas y arcillas en proporción muy variable, con cantos redondeados (y subredondeados) de cuarcita y caliza, de moda centimétrica y centil de unos 25 cm, en general poco cementados.

Los conglomerados de la Facies Cantoral, extraídos en pequeñas graveras, tienen una potencia de 1,5-3 m y distribución lentejonar. Se trata de cantos cuarcíticos de 5-10 m, redondeados, con alta proporción de arenas y arcillas rojas.

En las terrazas del río Boedo y su afluente el arroyo de Sotillo, se ha implantado alguna gravera que ha aprovechado los 4-6 m más superficiales, aunque la potencia de las gravas es bastante mayor y su continuidad es grande. Se trata de gravas discretamente cementadas, con cantos cuarcíticos (3-8 cm de media y 15 cm de centil) redondeados, en matriz arcillosa y arenosa.

Aprovechando las gravas de naturaleza cuarcítica (3-10 cm de media y 25 cm de centil) y algo caliza (hasta 5%), con cantos redondeados y matriz arcillosa y arenosa, se establecen las principales graveras de la zona en las terrazas del río Pisuegra. La potencia de estos materiales supera los 4-6 m aprovechados en superficie, y la extensión de estas litologías es grande con relativa homogeneidad.

Muy puntualmente se extrajeron gravas en glaciares, con potencia métrica, composición cuarcítica, y matriz arenosa y arcillosa.

En resumen, se ofrecen muy grandes posibilidades de gravas en el ámbito de la Hoja, especialmente en las terrazas del río Pisuegra y menos en el río Boedo. Su composición

es cuarcítica, aunque en el río Pisuerga incluyen algunos cantos calizos, con matriz (30-60%) aarenosa y arcillosa. De la importancia de esta potencialidad dan cuenta las plantas de selección existentes, con lavado y molienda, y en las cuales se puede superar el tratamiento de 1.000 t/día.

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. Hidrología

La Hoja de Herrera de Pisuerga se sitúa en la zona Norte de la Cuenca del Duero.

El clima predominante es Mediterráneo templado, siendo su régimen de humedad, además, del tipo Mediterráneo seco.

La temperatura media anual es de 11°C, llegando a ser la temperatura máxima de 20°C y la mínima de 2,5°C.

La precipitación media anual es de 650 mm, para el período de 1940-85 (Plan Hidrológico del Duero).

La evapotranspiración potencial es de 700 mm.

La Hoja, pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Duero, en su totalidad. La red fluvial está compuesta principalmente por el río Pisuerga, y dos de sus afluentes más importantes son: el río Burejo y Boedo.

Además de esta red natural, existe una red artificial de canales, que se derivan del río Pisuerga, y que constituyen parte de la infraestructura hidráulica de la zona. Con estos dos canales (Canal de Castilla y Canal del Pisuerga) es posible el aprovechamiento de parte del agua del río para riego.

Según la Zonificación hidrológica del Plan Hidrológico del Duero (P.H.D.) la Hoja comprende parte de la Zona II, y éste, a su vez, parte de la Cuenca nº 9 (río Burejo).

Esta cuenca nº 9 tienen una aportación anual de 76 hm³/a, una demanda por uso urbano de 0,64 hm³/a, y agrícola 8,67 hm³/a. Estas necesidades se cubren con un 83% de agua superficial.

La otra cuenca que queda dentro de la Hoja es la Cuenca nº 8 (río Pisuerga). (Ver Figura nº 5.1).

La aportación anual es 567 hm³/a en toda la cuenca, y la demanda por uso urbano es 1,52 hm³/a, y para uso agrícola de 8,67 hm³/a. Siendo cubiertas, ambas demandas, por un 99% del agua superficial que circula por la zona.

Respecto a la calidad química de las aguas superficiales, el río Pisuerga, según el P.H.D., se puede calificar de buena.

5.2.2. Hidrogeología

La Hoja de Herrera de Pisuegra hidrogeológicamente comprende parte del S.A. nº 8 o Terciario Detrítico Central de la Cuenca del Duero, y en la zona más nororiental una pequeña parte del S.A. nº 9 o Unidad Kárstica del Norte de Burgos (ver figura nº 5.2).

Descripción de dichos acuíferos:

Sistema Acuífero Nº 9.

Litológicamente se caracteriza por tener materiales mesozoicos. Destacan entre ellos, niveles calcáreos y margosos del Cretácico Superior y algunos del Jurásico Inferior.

Además hay materiales atribuidos a las Facies Weald y Utrillas del Cretácico Inferior. Los niveles que funcionan mejor como acuíferos son los calcáreos, ya que, en este caso, los materiales detríticos no tienen una permeabilidad tan notable.

Sistemas Acuífero Nº 8.

Los materiales terciarios que forman parte del S.A. Nº 8, en la Hoja, pertenecen a la Región de la Ibérica (una de las cinco zonas en las que se subdivide el S.A. Nº 8 o Acuífero Detrítico Central del Duero).

Litológicamente, tiene un carácter fundamentalmente detrítico, con disposición de lentes finos entre material más grueso, de permeabilidad media, permitiendo los primeros la recarga diferida de los segundos. Además, al tratarse de detríticos de borde en contacto con materiales cretácicos, existen también aquí otros puntos de recarga.

El nivel piezométrico de los acuíferos de más de 100 m de profundidad, oscila entre 875 y 925 m.s.n.m., siendo algunos sondeos surgentes.

Los recursos se utilizan para abastecimiento urbano y particular, principalmente.

Respecto a la calidad química de las aguas subterráneas, aunque no hay muchos datos recientes, se pueden clasificar como bicarbonatadas cálcico-magnésicas y concretamente son aptas para el consumo, ya que el Residuo Seco no supera nunca los 500 mg/l.

En cuanto a otros materiales que pueden ser acuífero, hay que destacar las terrazas y aluviales cuaternarios, que tienen gran desarrollo en el río Pisuegra, y algo menos en el Boedo y Burejo. Estos niveles, son de poca potencia y a veces, las terrazas están colgadas y por tanto desconectadas de la red, por lo que tienen un bajo interés. No así las terrazas conectadas con el río, que tienen importancia a nivel local.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS GENERALES.

Se ha realizado una síntesis donde se exponen las características geotécnicas de los materiales que constituyen la Hoja de Herrera de Pisuegra (cuadro de síntesis geotécnica adjunto). Se presenta un Mapa de síntesis geotécnica a escala 1:100.000 en Documentación Complementaria.

Esta síntesis trata de recoger una información complementaria al Mapa Geológico Nacional, que pueda simplificar los futuros estudios geotécnicos.

La superficie de la Hoja se ha dividido en Areas, y posteriormente cada Area en Zonas. El criterio seguido para la división de estas Areas ha sido fundamentalmente geológico, entendido como una síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrogeológicos que, analizados en conjunto, dan a cada zona una homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Se describe la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, y por último, se valora cualitativamente la capacidad de cargamedia del terreno. Todas estas definiciones son orientativas por lo que deben utilizarse a nivel de estudio informativo y/o anteproyecto.

5.3.1. División en Areas y Zonas geotécnicas. Características generales

En el esquema de síntesis se presentan, cinco Areas (I, II, III, IV y V), que se definen de la siguiente manera:

- | | |
|-----------------|---|
| Area I | Materiales triásicos. |
| Area II. | Materiales jurásicos. |
| Area III | Corresponde a los materiales cretácicos. |
| Area IV | Comprende los materiales terciarios. |
| Area V | Incluye todos los depósitos cuaternarios. |

Cada Zona agrupa a las siguientes unidades cartográficas del Mapa Geológico Nacional:

- | | |
|-------------------------------|--|
| Zona I₁ | Son arcillas rojas y yesos correspondientes a la Facies Keuper. Unidad cartográfica: 1. |
| Zona II₁ | Materiales jurásicos (Lías). Son calizas, dolomías y alternancia de margocalizas. Unidades cartográficas: 2,3 y 4. |
| Zona III₁ | Son materiales correspondientes al Cretácico, formados por arenas pardas y blancas, con arcillas y conglomerados. Unidades cartográficas: 5, 6 y 7. |
| Zona III₂ | Se han agrupado materiales que correponden al Cretácico superior, constituidos por calizas grises y dolomías. Unidades cartográficas: 8, 9, 11, 12 y 14. |
| Zona III_{1/2} | De la misma edad que los materiales anteriores, se han agrupado las litologías margosas. Unidades cartográficas: 10 y 13. |
| Zona IV₁ | Materiales del Mioceno medio, constituidos por brechas y conglomerados calcáreos. Unidades cartográficas: 15 y 16. |

- Zona IV₂** Se han agrupado las litologías constituidas por lutitas rojas con paleocanales, igualmente atribuidas al Mioceno medio. Unidad cartográfica: 17.
- Zona IV₃** Constituida por materiales carbonatados principalmente, se trata de margas blancas, margocalizas blandas y lutitas rojas. Igualmente correspondientes al Mioceno medio. Unidad cartográfica: 18.
- Zona IV₄** Materiales correspondientes al Mioceno superior-Plioceno, constituidos por gravas, conglomerados y arcillas ocreas. Unidades cartográficas 19, 20, 21 y 22.

Las siguientes zonas, están constituidas por materiales cuaternarios.

- Zona V₁** Corresponde a los niveles de terrazas. Son gravas, arenas y arcillas. Unidades cartográficas: 23,24,25 y 26.
- Zona V₂** Se han agrupado las litologías, ligadas a depósitos de gravedad, como son los glaciés, coluviones y conos de deyección. Son arcillas, limos, arenas y cantos. Unidades cartográficas: 27, 30 y 31.
- Zona V₃** Corresponde a la llanura aluvial, fondos de valle y áreas endorreicas. Son arenas, arcillas y cantos. Unidades cartográficas: 28, 29 y 32.

5.3.2. Estudio de las áreas y zonas

5.3.2.1. *Area I*

ZONA I₁

– Características litológicas.

Está compuesta mayoritariamente por materiales lutítico-arcillosos, de color rojo con algunos niveles verdosos, y yesos dispersos. Son materiales detríticos de la Facies Keuper.

– Características geotécnicas

Son materiales impermeables, siendo su drenaje totalmente por escorrentía superficial.

Las arcillas se excavan con facilidad, no así los yesos que ofrecen mayor dificultad al ripado. Se trata de una zona que presenta numerosos condicionantes geotécnicos.

El principal de ellos, es debido a la facilidad de los yesos a disolverse, provocando cavidades y hundimientos.

Otro condicionante importante es la alta agresividad el terreno y naturalmente de las aguas que circulen por él, por este motivo deberán tomarse medidas anticorrosivas en los materiales de construcción que se utilicen en las construcciones.

Los niveles arcillosos presentarán asientos importantes y probable expansividad.

La capacidad de carga es variable en función de que el sustrato de cimentación esté constituido por yesos o arcillas. En general se puede catalogar a la zona con una capacidad de carga entre media y baja.

5.3.2.2. *Area II*

ZONA II₁

– Características litológicas

Se han agrupado los materiales carbonatados del Lías, formados por calizas, dolomías y alternancia de margocalizas. En el relieve destacan de manera notable las calizas y dolomías, que son las más abundantes.

– Características geotécnicas

Su permeabilidad varía entre permeable y semipermeable, siendo importante la permeabilidad secundaria por fisuración.

El drenaje se efectúa por infiltración y naturalmente por escorrentía superficial.

Generalmente son materiales no ripables, necesiéndose el uso de explosivos para su excavación; si bien en zonas donde predominan las margocalizas se podrán extraer con pala mecánica.

La capacidad de carga es alta-media, no obstante en zonas muy diaclasadas y karstificadas se pueden presentar problemas de capacidad de carga.

Los condicionantes geotécnicos, que presentan estos materiales están relacionados con el alto grado de diaclasado y karstificación que puede provocar inestabilidades en taludes y hundimientos en cimentaciones.

5.3.2.3. *Area II*

ZONA III₁

– Características litológicas.

Se han agrupado las arenas pardas y blancas con intercalaciones arcillosas, pertenecientes a la Facies Utrillas, así como unos niveles de conglomerados atribuidos al Cretácico inferior.

– Características geotécnicas.

Son permeables, siendo el drenaje por infiltración. Presenta una excavabilidad fácil y una capacidad de carga media-baja.

El condicionante geotécnico más relevante en estos materiales es su fácil erosionabilidad, así como la posibilidad de presentar asientos diferenciales.

ZONA III₂

– Características litológicas.

Se trata de un conjunto de materiales carbonatados del Cretácico superior. Son calizas grises, dolomías y biocalcarenitas, que resaltan en el relieve originando las mesas o loras que forman el paisaje de la región.

– Características geotécnicas.

Presentan una permeabilidad alta, principalmente por fisuración, siendo el drenaje mayoritariamente por infiltración.

No son ripables, siendo necesario para su excavación la utilización de explosivos.

La capacidad de carga es alta. No obstante, en áreas muy karstificadas y diaclasadas se pueden plantear problemas, principalmente por hundimientos.

ZONA III_{1/2}

– Características litológicas.

Se han agrupado materiales de naturaleza margosa. Son margas grises, ocre, verdosas y blancas, muy características en el terreno.

– Características geotécnicas.

En general se trata de una formación impermeable, siendo el drenaje por escorrentía superficial.

Su ripabilidad es muy variable, aunque en general se excavan con facilidad.

Su capacidad de carga se puede definir como media, siendo los condicionantes geotécnicos más importantes, la fácil erosionabilidad que presentan. Este motivo origina en los taludes un progresivo deterioro de los mismos.

5.3.2.4. Area IV

ZONA IV₁

– Características litológicas.

Corresponde a un conjunto de materiales conglomeráticos de origen calcáreo y silíceo, con alto grado de cementación. Igualmente, aparecen pequeños niveles de arcillas rojas.

– Características geotécnicas.

Son materiales con un alto grado de cementación, esto provoca que sean prácticamente impermeables, si bien pueden presentar una cierta permeabilidad de carácter secundario a través de fracturas.

El drenaje se efectúa principalmente por escorrentía superficial. Su ripabilidad es nula, y su capacidad de carga principalmente alta.

Este tipo de materiales no presenta unos condicionantes geotécnicos específicos, solamente puede presentar cierta dificultad el carácter errático de los materiales, lo que provoca una heterogeneidad geotécnica en el terreno.

ZONA IV₂.

– Características litológicas.

Son depósitos constituidos por arcillas rojas con niveles de paleocanales discontinuos de conglomerados y areniscas.

Estos conglomerados son poligénicos, de espesor métrico, fundamentalmente calizos y silíceos, con matriz arenosa y cemento calcáreo. Los materiales arcillosos son de tonos rojos, con un componente de illita mayoritario.

– Características geotécnicas.

En general se consideran impermeables, y el drenaje se efectúa en su totalidad por escorrentía superficial.

Presentan una fácil excavabilidad, a excepción de los canales, y su capacidad de carga varía entre media y baja.

Los condicionantes geotécnicos que se presentan en la zona son: la fácil erosionabilidad de las arcillas, y la posibilidad de que aparezcan problemas en las cimentaciones por asentamientos diferenciales.

ZONA IV₃.

– Características litológicas.

Son margas blancas, margocalizas blancas y calizas grises, correspondientes al techo del Mioceno medio.

– Características geotécnicas.

Se consideran impermeables, siendo el drenaje por escorrentía superficial. En general pueden considerarse ripables, con una capacidad de carga media-baja.

Los condicionantes geotécnicos más importantes son la fácil alteración y erosionabilidad de las margas. Igualmente en las zonas con pendientes moderadas e importantes se pueden producir movimientos de reptación.

ZONA IV₄.

– Características litológicas.

Se han agrupado materiales detríticos constituidos, principalmente, por gravas y conglomerados silíceos con intercalaciones arcillosas, de edad atribuida al Mioceno superior-Plioceno. Suelen presentar una escasa compactación.

– *Características geotécnicas.*

La permeabilidad será variable entre permeable y semipermeable, según abunde la fracción granular o arcillosa. El drenaje se efectuará por infiltración más escorrentía superficial.

Se excavan con facilidad y presentan una capacidad de carga variable entre media y baja.

La escasa compactación de los materiales, y la posibilidad de que aparezcan asientos diferenciales, constituyen los condicionantes geotécnicos más importantes.

5.3.2.5. **Area V**

Se distribuyen por toda la Hoja, formando terrazas, coluviones, glaciares y aluviales.

ZONA V₁.

– *Características litológicas.*

Es una zona formada exclusivamente por depósitos de terraza fluviales, constituidos por gravas, arenas y arcillas. Aparecen en las vertientes de los ríos Pisuegra, Boedo y Valdavia. En esta zona se han incluido las tobas y travertinos, si bien en esta síntesis, no tienen representación cartográfica.

– *Características geotécnicas.*

Son permeables por porosidad intergranular, efectuándose el drenaje por infiltración. Se excavan sin problemas con pala mecánica. No obstante, en algún punto se pueden presentar zonas más cementadas que provoquen que el ripado sea más dificultoso.

La capacidad de carga es media, condicionando el tipo de cimentación al espesor de la terrazas.

Pueden aparecer varios condicionantes geotécnicos como son: la posibilidad de asientos diferenciales, y problemas de agotamiento en excavaciones, debido a la presencia del nivel freático a escasa profundidad.

ZONA V₂.

– *Características litológicas.*

Se han agrupado todos los depósitos que forman los glaciares, coluviones y conos de deyección. Se localizan tapizando laderas y fondos de valle.

Están constituidos mayoritariamente por arcillas, limos, arenas y cantos, en general poco coherentes.

– *Características geotécnicas.*

Las características hidrogeológicas varían entre permeables y semipermeables, efectuándose el drenaje por escorrentía superficial más infiltración.

Son depósitos que se excavan fácilmente. La capacidad de carga es variable entre media y baja.

Los condicionantes geotécnicos que presentan estos depósitos están relacionados con las pendientes que forman, ya que se pueden producir deslizamientos. Igualmente existe la posibilidad de que existan acuíferos colgados.

ZONA V₃.

– Características litológicas.

Ocupan los fondos de los barrancos y las llanuras aluviales. Son generalmente arenas, arcillas y cantos. Litológicamente se asimilan a los depósitos de terrazas, si bien en los fondos de valle la matriz es más abundante y la granulometría más fina. Igualmente se han incluido en esta zona pequeñas áreas donde el drenaje es deficiente.

– Características geotécnicas.

Son materiales permeables y semipermeables, efectuándose el drenaje por escorrentía superficial más infiltración. De fácil ripabilidad, la capacidad de carga es baja y muy baja.

Normalmente, el nivel freático se encuentra a escasa profundidad. Ello puede provocar problemas de agotamiento e inestabilidad de las paredes en las excavaciones que lo afecten.

Al ser depósitos poco consolidados, las estructuras que se cimenten sobre ellos pueden sufrir asentamientos importantes.

Por último, son zonas con riesgo de inundación.

LEYENDA

LEYENDA

AREA	ZONA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD		CARACTERISTICAS GEOTECNICAS	
V	V ₃	28, 29 y 32	CUATERNARIO	HOLOCENO	L: Llanura de inundación y fondos de valle. Arena, arcillas y cantos. P: p D: i+e Q: b - m.b Rp: r R: Problemas de inundación. N. Freático alto. Problema de agotamiento en zanjas y excavaciones diferenciales. Facasa compactación.	
	V ₂	27, 30 y 31		PLEIS-HOLO	L: Glacis, coluviones y conos. Arcillas. Limos, arenas y cantos. P: p-ap D: i+e Rp: r Q: m -b R: Posibilidad de niveles colgados de agua. En pendientes moderadas. posibilidad de deslizamientos.	
	V ₁	23, 24, 25 y 26		PLEISTOCENO	L: Terrazas. Gravas, arenas y arcillas. P: p D: i Rp: r Q: m R: Posibilidad de asentamientos diferenciales. Nivel freático alto. Problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones.	
IV	IV ₄	19, 20, 21 y 22	TERCIARIO	PLIOCENO	L: Gravas, conglomerados y arcillas ocreas. P: p+ep D: i+e Rp: r Q: m -b R: Escasa compactación. Posibilidad de asentamientos diferenciales.	
	IV ₃	18		MIOCENO	SUPERIOR	L: Margas blancas, margocalizas blancas y calizas grises. P: i D: e Rp: r Q: m-b R: Fácil erosionabilidad. Posibilidad de movimientos de reptación.
	IV ₂	17			MEDIO	L: Lutitas rojas con paleocanales. P: i D: e Rp: r Q: m-b R: Fácil erosionabilidad. Posibles niveles expansivos.
	IV ₁	15 y 16				L: Brechas y conglomerados calcáreos. P: i (ap. por fracturación) D: e Rp: n.r Q: a-m R: No se aprecian condicionantes geotécnicos específicos.
III	III ₂	10 y 13	CRETACICO	SUPERIOR	J: Margas. P: i D: e Rp: r Q: m R: Fácil erosionabilidad.	
	III ₂	8, 9, 11, 12 y 14			L: Calizas grises y dolomías. P: p D: i Rp: n.r Q: a R: Posibles hundimientos en áreas carstificadas.	
	III ₁	5, 6 y 7		INFERIOR	L: Arenas pardas y blancas y conglomerados con arcillas. P: p D: i Rp: r Q: m-b R: Asientos diferenciales, fácil erosionabilidad.	
II	II ₁	2, 3 y 4	JURASICO	LIAS	INFERIOR	L: Calizas, dolomías y alternancia de margocalizas. P: p-ap D: i+e Rp: n.r Q: a-m R: Alto diaclasado, fracturación y carstificación.
I	I ₁	1	TRIASICO		L: Arcillas rojas y yesos. F. Keuper. P: i D: e Rp: r-nr. Q: m-b R: Agresividad, hundimiento por disolución y niveles expansivos.	

6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO (P.I.G.)

En la Hoja de Herrera de Pisuergra se han inventariado y catalogado siete Puntos de Interés Geológico (P.I.G.), habiéndose seleccionado y desarrollado cuatro de ellos.

No se han observado lugares que precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural.

6.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS.

La relación de los puntos inventariados es la siguiente:

- Mesa de Albacastro y valle de Salazar de Amaya.
- Sección del Cretácico de Rebolledillo de la Orden.
- «Facies Grijalba-Villadiego» en Alar del Rey.
- Cerro Oteralbo.
- «Facies de la Serna» al Norte de Hinojosa de Boedo.
- Sección del Mioceno en Olea de Boedo.
- Terrazas del Río Boedo.
- Curso medio del río Pisuergra.

6.2. TESTIFICACION DE LA METODOLOGIA.

La testificación realizada de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la realación de puntos seleccionados e inventariados refleja con cierta exactitud las características geológicas y geomorfológicas de la Hoja, ya que los puntos inventariados tienen como interés principal:

- | | |
|-------------------|-----|
| - Geomorfológico | 25% |
| - Sedimentológico | 50% |
| - Estratigráfico | 25% |

En el siguiente cuadro se exponen los diferentes puntos inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

INTERES PRINCIPAL	DENOMINACION DEL PUNTO
Estratigráfico:	Mesa de Albacastro y valle de Salazar de Amaya. Cerro Oteralbo.
Sedimentológico:	Sección el Cretácico de Rebolledillo de la Orden. «Facies Grijalba-Villadiego» en Alar del Rey. «Facies de la Serna» al norte de Hinojosa de Boedo. Sección del Mioceno al norte del río Boedo.
Geomorfológico:	Terrazas del río Boedo. Curso medio del río Pisuergra.

Todos estos puntos se han clasificado, además de por su contenido e interés principal, de acuerdo con su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como por su repercusión dentro del ámbito local, regional, etc.

Por último, se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), existe para su consulta un informe más amplio con descripciones y documentación gráficas de los puntos inventariados y seleccionados.

7. BIBLIOGRAFIA

- AEROSERVICE LTD (1967). Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000. Inst. Nacional de Colonización e Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trabajos Neógenos-Cuaternario*, 6: 7-29.
- ALBERDI, M. T., LOPEZ, 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.
- ALMELA, D. A.; ALVARADO, D. A.; BADILLO, D. L. (1956). Explicación de la Hoja nº 133, Prádanos de Ojeda (Palencia). Mapa Geol. España 1/50.000, IGME, nº 265, H.
- ALONSO GAVILAN, G., ARMENTEROS ARMENTEROS, I., DABRIO GONZALEZ, C.J. y MEDIAVILLA LOPEZ, R.M. (1987). Depósitos lacustres terciarios de la cuenca del Duero (España). *Studia Geológica Salmantica*, 1: XXIV: 3-47.
- ALVARADO, M. M. (1983). Evolución de la Placa Ibérica. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, 1:21-54.
- ALVAREZ SIERRA, M.A., GARCIA MORENO, E. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1985). Biostratigraphy and paleoecological interpretation of Middle-Upper Miocene successions in continental sediments of the Duero basin, Northern Spain. *Abstract VIII Congress of the RCMNS, Budapest, 1985*: 56-67.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. and VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14. 172-177.
- ARAGONES, E. (1982). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Memoria de la Hoja 16-09 (Saldaña). IGME. Minist. de Industria. Madrid.
- ARAGONES, E. (1978). Informe sedimentológico sobre las Hojas geológicas MAGNA de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. IGME. Inédito.
- ARMENTEROS, I. (1986). *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero*. Ed. de la Dip. de Salamanca. Serie Castilla y León. 470 pp.
- ARMENTEROS, I.; GONZALEZ, J.A.; CIVIS, J. Y DABRIO, C. (1986). El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: Nuevos Datos Paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Estudia Geológica Salmantica*, 22: 277-291.
- BOILLOT, G., AUXIETRE, J.L., DUNAND, J.P., DUPEUBLE, P.A. y MAUFFRET, A., (1979). «The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene». In: M. Talvani, W. Mayet and W.B.F. Ryan (eds) *Deep sea Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. M. Ewing Series, Washington D.C. Amer. Geophys. Union. 3: 138-153.

- BRAGA, J.C.; COMAS RENGIFO, M. J.; GOYA, RIVAS P. y YEBENES, A. (1988) El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander) *III Coloquio de Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de España. Instituto de Estudios riojanos, 1988*, 13.
- CAMARA RUPELO, P. (1989). La terminación estructural occidental de la cuenca vasco-cantábrica. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (A.G.G.E.P.). *Libro Homenaje a Rafael Soler*: 27-35.
- CARBALLEIRA, J. (1969). El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Breviora Geológica Asturica*. Universidad de Oviedo. Año XIII (1969), 4.
- CARRERAS, F. (1978). Mapa geológico de España E. 1:50.000. Memoria de la Hoja 16-10 (Carrión de los Condes) IGME. Minist. de Industria.
- CIRY, R. (1939). Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bul. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74: 504.
- COLMENERO, J. R.; MANJON, M; GARCIA RAMOS, J. C. Y VARGAS, I. (1982). Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N. de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros*, IGME, 6 (1): 185-196.
- CORRALES, I., CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL. C. y ARMENTEROS, I. (1978): Las facies miocenas del sector sur de la Cuenca del Duero. *Pub. Dpto. Estratigrafía, Universidad de Salamanca*, 9, 7-15.
- CRUSAFONT, M.y VILLALTA, J.F. (1954). Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. *Tomo extr. de la Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 215-227.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960). Sobre la caracterización del Vallesien. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, 60, 109-126.
- DEL OLMO SANZ, A. y MARTINEZ-SALANOVA SANCHEZ, J. (1989). El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y área próximas de las Cuencas del Duero y Tajo. *Studia Geológica Salmanticensis*, 5: 55-69.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers. Cantabrian mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Medel*, 41; 83-151.
- FEUILLE, P. y RAT, P. (1971). «Structures et paléogeographies Pyrénéo. Cantabriques». *Publ. Inst. Fr. du. Pet., Col. coloc. y sem.* 22 (2) 1: 48.
- FLOQUET (1982). El Cretácico superior. El Cretácico en España. Universidad Complutense de Madrid, C.S.I.C. 387-453.
- FLOQUET, M. Y LACHKAR (1979). Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et premières descriptions de mégaspores dans le Cénomanién supérieur en Espagne du Nord. *Reveu de micropaléontologie*, 22 (3): 134-155.

- FLOQUET, M ; ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982). El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid.
- FREYET, P. (1973). Petrography and paleoenvironment of continental carbonates with particular reference to the U. Cretaceous and L. Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology*, 10: 25-60.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). Tectónica sinsedimentaria en el Aptiense y Albiense de la región Vascocantábrica occidental. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 23-26.
- GARCIA MORENO, E. (1988). The Miocene rodent biostratigraphy of the Duero basin (Spain): a proposition for a new Aragonian/Vallesian limit. *Paleontologia i Evolució*, 22:103-112.
- GARCIA RAMOS, J.C.; COLMENERO, J. R.; MANJON, M. y VARGAS, I. (1982). Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros*, IGME 6 (1): 275-289.
- GONZALEZ, A.; PARDO, G. Y VILLENA, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. II Congreso de Geología de España S.G.E. Granada, 1: 175-184.
- GLADFELTER, B.G., (1971). *Meseta and Campiña Landforms in Central Spain*. Univ. Chicago. Dep. Geogr. Research Paper, 130: 204 pp.
- GRACIA PRIETO, F. J.; NOZAL MARTIN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P. F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde Ne de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7: 38-40.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Mem. Com. Inv. Paleont. Prehist. J.A.E.J.C.* 37.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica*, 5: 75.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1930). Sobre la extensión del Neógeno en el Norte de la alta planicie de Castilla la Vieja. *Bol R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 30.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932). Tres ciclos de erosión geológica en las sierra orientales de la Cordillera Central. *Bol. R.Soc. Hist. Nat.*, 32: 456-460.
- HERAIL, G. (1984). *Geomorphologie et géologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de L'Espagne*. Ed.du CNRS, 506 p.
- IGME (1970). Mapa Geológico de España a E. 1:200.000, 1ª serie. Burgos (nº 20). Ministerio de Industria.
- IGME (1970). Mapa Geológico de España a E. 1:200.000, 1ª serie. Reinosa (nº 20). Ministerio de Industria.

- IGME (1973). Mapa Metalogenético de España a E. 1:200.000, 1ª serie. Burgos (nº 20). Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IGME (1973). Mapa Metalogenético de España a E. 1:200.000, 1º serie. Reinosa (nº 20). Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IGME (1976). Mapa Rocas Industriales a E. 1:200.000, Reinosa (nº 20). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IGME (1976). Mapa Rocas Industriales a E. 1:200.000, 1º serie. Burgos (nº 20). Servicio Publicaciones del Ministerio de Industria.
- LOPEZ MARTINEZ, N., SESE BENITO, C. y SANZ GARCIA, J. L. (1977). La microfauna (Rodentia, Insectivora, Lagomorpha y Reptilia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 8: 47-73.
- LOPEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAANS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SAN-
TIESEBAN, C. y TORRES, T. (1985). Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *VIII th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Symposium on Late Cenozoic Mineral Resources. Hungarian Geological Survey. Abstracts.*, LXX: 383-391.
- LOPEZ MARTINEZ, N., GARCIA MORENO, E., ALVAREZ SIERRA, M.A. (1986). Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, XXII: 191-212.
- LOPEZ, N.; GARCIA E. y ALVAREZ, M.A. (1986). Paleontología y bioestratigrafía (micro-mamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Estudia Geológica Salmantinensia*, XXII, 191-212.
- LOPEZ MARTINEZ N. y SANCHIZ, F. de B. (1982). Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: listas faunísticas preliminares e implicaciones bioestratigráficas y paleofisiográficas. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, *Temas Geológico Mineros*. IGME, 6 (1): 341-553.
- MABESOONE, J. M. (1959). Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Bassin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24: 21-180.
- MABESOONE, J. M. (1961). La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (Provincia de Palencia). *Estudios Geol.*, 17 (2): 101-130.
- MANJON RUBIO, M. (1969). El Terciario de Herrera de Pisuerga. Tesis de Licenciatura Univ. Oviedo (inédito).

- MANJON, M.; COLMENERO, J. R.; G. RAMOS, C. y VARGAS, I. (1979). Génesis y distribución espacial de los abanicos aluviales silicioclásticos del Terciario Superior en el borde N de la Cuenca del Duero (León-Palencia), 1ª Reun. Geol. Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros IGME* (1982), 6 (1): 357-370.
- MANJON, M.; RAMOS, L. C.; COLMENERO, J. R. y VARGAS, I. (1979). Procedencia, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neógeno del borde N de la Cuenca del Duero. 1ª Reun. Geol. Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros. IGME*. (1982), 6 (1): 373-388.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la Región Occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Herpérico*. Inst. De Estudios Zamoranos «Florián de Ocampo». Dip. Zamora, 311 pp.
- MARTIN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las series ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmantica*, 5: 239-252.
- MEDIAVILLA, R.M. (1986-87). Sedimentología de los yesos del Sector Central de la Cuenca del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22 (1): 35-44.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J. (1986). La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero. (Prov. de Palencia). *Studia Geologica Salmantica*, 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: 187-195.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C.J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmantica*, 5: 273-291.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C.J. (1989). Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tariego (Unidad 4. Neógeno de la Depresión del Duero). *Studia Geologica Salmantica*, 5: 293-310.
- MELENDEZ, A., PARDO, G., PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1979). Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, *Temas Geológico Mineros, IGME* (1982) 6 (2): 415-429.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmantica*, 22: 293-307.
- OLIVE DAVO, A.; PORTERO GARCIA, J. M.; del OLMO ZAMORA, P.; ARAGONES VALLS, E.; CARRERAS SUAREZ, F.; MOLINA E.; GUTIERREZ ELORZA (1979). El sistema de terrazas del río Carrión. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros, IGME* (1982), 6 (2): 451-463.

- OLMO, P. DEL, y PORTERO, J.M. (1982). Hoja MAGNA de Dueñas (nº 311). IGME.
- ORDÓÑEZ, S y GARCIA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio de las facies detríticas del Terciario Continental del Sector oriental de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 32: 179-88.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos Neógeno Cuaternario*, 9: 19-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral Editorial de la Univ. Complutense de Madrid. 787 pp.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN PEREZ, M. (1971). Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira. *Congreso Hispano-Luso-Americano Geol. Econ. Madrid-Lisboa*, 1: 367-376.
- PORTERO GARCIA, J. M., OLMO ZAMORA, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y VARGAS ALONSO, I. (1979). Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, *Temas Geológico Mineros, IGME* (1982), 6 (1): 11-37.
- PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P. y OLIVE, A. (1983). El Neógeno de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. «Geología de España». *Tomo II Libro Jubilar J.M. RIOS*, IGME, 2: 494-501.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el sistema central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *1er Congreso Español de Geología*, 3, pág. 253-263.
- POZO, M.; CARAMES, M. y FONOLLA, F. (1984). Estudio mineralógico, geoquímico y paleontológico de los materiales de transición de facies fluviales a evaporíticas en el sector central de la Cuenca del Duero. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, V, (II): 95-113.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S. y VALLES, J. C. (1988). El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía el Jurásico de España*. Instituto de Estudio Riojanos, 13: 95-114.
- QUESADA, S.; PUJALTE, V.; ROBLES, S.; VICNETE, J. C. (1990). Las Formaciones espongiolíticas del Dogger de la región Vasco-Cantábrica. Características y posibilidades petrolíferas. *Geogaceta*, 7: 26-28.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969). Síntesis estratigráfica y micropaleontología de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España, 68 pp. (Cepssa).
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2: 491-508.

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. y Min de España*, 78 (3 vol.): 357 pp.
- ROBLES, S.; PUJALTE V. y VALLES, J.C. (1988). Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Instituto de Estudios Riojanos y Cuad. Geol. Iber.*, 13: 185-198.
- ROYO GOMEZ, J. (1926). Terciario continental de Burgos. *XIV Congr. Int. Madrid. 1926. Exc. A-6*, pp. 67.
- ROYO GOMEZ, J. (1926). Tectónica del Terciario continental ibérico. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, XLVII : 131-168.
- SANCHEZ BENAVIDES, F.J.; DABRIO, C.J. Y CIVIS, J. (1989). Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Noreste de la Depresión del Duero). *Studia geologica Salmanticensia*, 5: 311-331.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). Planteamiento provisional de la distribución de facies de la Cuenca del Duero. Proyecto MAGNA. IGME (Inédito).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; PAVON MAYORAL, I.; GARCIA ARGÜESO, J. M.; MANJON, M. y COLMENERO, J. R. (1975). Mapa Geológico de España. E 1.50.000. 2ª serie. Astudillo (237). IGME. Minist. de Industria. Madrid.
- SERRANO OÑATE, A. MARTINEZ DEL OLMO, W. y CAMARA RUPELO, P. (1989). Diapirismo del Triás salino en el dominio Cantabro-Navarro. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (A.G.E.P.). *Libro Homenaje a Rafael Soler*.
- SEVILLA GARCIA, P. (1988). Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español. *Paleontología i Evolució*, 22: 113-233.
- SOLE SABARIS, L. (1952). España. Geografía Física I. «Geografía de España y Portugal» de M. DE TERRAN, Ed. Montaner y Simón, S.A.; pp. 1-500.
- SCHWENZNER, J.E. (1986). *Zur Morphologie des zentral spanischen Hochlandes. Geog. Abh.*, 3 (10): 128 pp.