

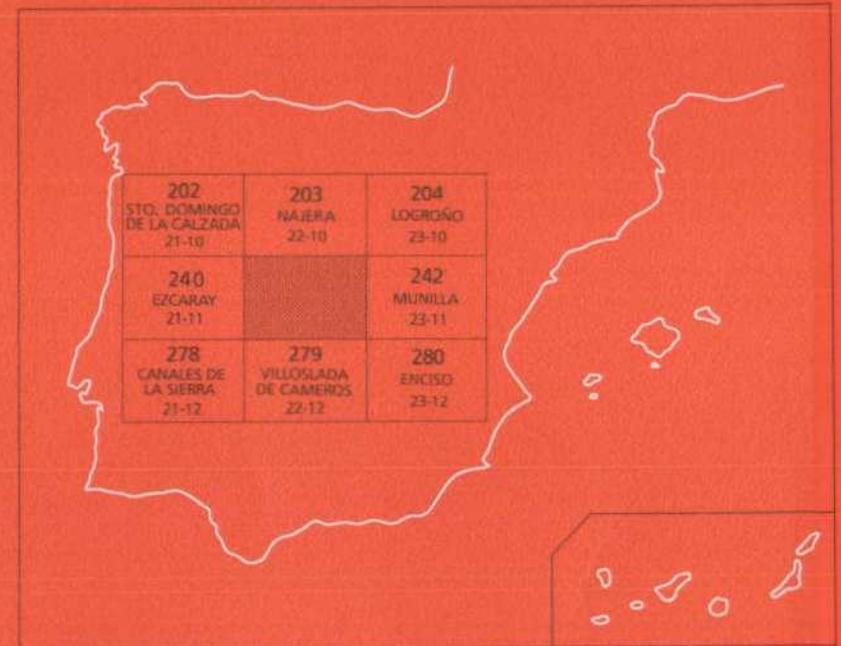


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

241
22-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición

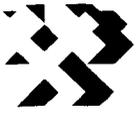


ANGUIANO



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ANGUIANO

Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: CARMAGRAF, S. A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid
Imprime: ASEINSAPRINT, S. L.

Depósito legal: M. 29.123-1990
NIPO: 232-90-005-1

La realización de esta Hoja ha correspondido a la Compañía General de Sondeos, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I.T.G.E.

Han intervenido:

- J. I. Ramírez Merino (C.G.S.): Cartografía. Geomorfología. Memoria.
- A. Olivé Davó (C.G.S.): Cartografía. Memoria. Coordinación y dirección.
- A. Hernández Samaniego (C.G.S.): Secciones estratigráficas. Sedimentología de detríticos. Memoria.
- M. Alvaro López (C.G.S.): Tectónica. Memoria.
- M. J. Aguilar (C.G.S.): Sedimentología de Laboratorio.
- J. Ramírez del Pozo (C.G.S.): Micropaleontología.
- P. Anadón (Inst. Jaime Almera): Sedimentología de yesos.
- E. Molina (Univ. Salamanca): Micromorfología de suelos.
- J. Gallardo (Univ. Autónoma Madrid): Edafología.
C.G.S.: Laboratorio.
- V. Gabaldón y A. Martín-Serrano (I.T.G.E.): Dirección y supervisión.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

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

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	10
1.1. Precámbrico y paleozoico	10
1.1.1. Formación Esquistos de Anguiano (2). Precámbrico	11
1.1.2. Formación Conglomerados de Anguiano (3). Cámbrico inferior.	12
1.1.3. Formación Areniscas y pizarras de Puntón (4). Cámbrico inferior	12
1.1.4. Formación Dolomías de Urbión (5). Cámbrico inferior-medio.	13
1.1.5. Formación Calcoesquistos de Azarulla (6). Cámbrico medio .	14
1.1.6. Formación Pizarras de Gatón (7). Cámbrico medio	14
1.1.7. Formación Areniscas de Viniegra (8). Cámbrico medio-superior.	14
1.1.8. Formación Alternancias del Najerilla (9). Cámbrico superior-Or-	
dovícico. Dique de Cuarzo (1)	15
1.1.9. Formación Areniscas de Brieva (10). Tremadoc	16
1.2. Triásico	17
1.2.1. Areniscas y conglomerados en la base (11). Facies Bunst-	
sandstein	17
1.2.2. Arcillas versicolores y yesos (12). Facies Keuper	18
1.3. Triásico superior y Jurásico	18
1.3.1. Carniolas dolomías y calizas dolomíticas (13). Rethiense-Het-	
tangiense	19
1.3.2. Calizas dolomíticas y calizas en bancos (14). Sinemuriense ...	19
1.3.3. Alternancia de margas y calizas arcillosas (15). Sinemuriense	
sup? Bajociense	19
1.3.4. Calizas tableadas y oolíticas (16). Bajociense-Calloviense in-	
ferior	21
1.3.5. Alternancia de calizas y margas oscuras (17). Calloviense	22
1.3.6. Calizas arrecifales (18). Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior .	23
1.4. Jurásico superior-Cretácico inferior	24
1.4.1. Kimmeridgiense-Berriasiense. Unidades litológicas del ciclo I	
(F. Purbeck)	25
1.4.1.1. Arcillas con niveles edáficos. Areniscas y Carbona-	
tos (19)	26

1.4.1.2.	Areniscas, limolitas y arcillas. Niveles de conglomerados (20). Portlandiense-Berriasiense	26
1.4.1.3.	Calizas y margas (21). Portlandiense-Berriasiense ...	28
1.4.1.4.	Areniscas, limolitas y arcillas (22). Berriasiense	28
1.4.1.5.	Margas, calizas y arcillas. Limolitas y areniscas intercaladas (23). Berriasiense	29
1.4.2.	Valanginiense. Unidades litológicas del ciclo II (F. Weald)	29
1.4.2.1.	Conglomerados silíceos cementados (24). Valanginiense	30
1.4.2.2.	Areniscas cuarcíticas (24). Valanginiense	30
1.4.2.3.	Arcillas rojas, limolitas y areniscas (26). Valanginiense.	30
1.4.2.4.	Areniscas, limolitas y arcillas rojas (27). Valanginiense.	30
1.4.3.	Valanginiense-Hauteriviense. Unidades litológicas del Ciclo III (F. Weald)	31
1.4.3.1.	Areniscas, limolitas, margas y calizas (28). Valanginiense superior-Hauteriviense	31
1.5.	Terciario	32
1.5.1.	Unidades litológicas de la U.T.S., núm. 2	32
1.5.1.1.	Conglomerados calcáreos (29). Areniscas, limolitas y arcillas (30). Oligoceno	32
1.5.2.	Unidades litológicas de la U.T.S., núm. 3	34
1.5.2.1.	Conglomerados poligénicos (31). Oligoceno superior. Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense)	34
1.5.2.2.	Areniscas y limolitas rojas. Niveles de conglomerados (32). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arveniense-Ageniense)	34
1.5.2.3.	Areniscas de grano fino, limolitas rojas (33). Oligoceno superior. Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense)	35
1.5.3.	Unidades litológicas de la U.T.S., núm. 4	36
1.5.3.1.	Conglomerados y areniscas (34). Areniscas ocreas y arcillas (35). Mioceno medio-superior (Orleaniense-Vallesiense)	36
1.5.4.	Unidades litológicas de la U.T.S., núm. 5	36
1.5.4.1.	Pudingas sueltas en matriz limo arcillosa (36). Mioceno superior. Plioceno inferior	36
1.6.	Cuaternario	37
1.6.1.	Gravas (27, 38 y 42). Terrazas	37
1.6.2.	Cantos con matriz limo-arcillosa (39, 40 y 41). Glacis y abanicos.	37
1.6.3.	Cantos y bloques (43). Canchales y pedreras	37
1.6.4.	Cantos con matriz limo arcillosa (44). Coluviones	38
1.6.5.	Aluviales (46) y conos de deyección (45)	38
2.	TECTONICA	38
2.1.	Tectónica regional	38

	<i>Páginas</i>
2.2. Descripción de la estructura	39
2.2.1. Zonación tectónica y dominios estructurales	39
2.2.2. Tectónica Hercínica	40
2.2.2.1. Los materiales	40
2.2.2.2. La estructura	41
2.2.2.3. Fases de deformación y metamorfismo regional ..	41
2.2.3. Tectónica Alpina	43
2.2.3.1. Período preorogénico	43
2.2.3.2. La estructura alpina	44
2.2.3.3. Interpretación general y edad de las deformaciones...	49
3. GEOMORFOLOGIA	50
4. HISTORIA GEOLOGICA	52
5. GEOLOGIA ECONOMICA	58
5.1. Minería y canteras	58
5.2. Hidrogeología	59
6. BIBLIOGRAFIA	59

Es de naturaleza transgresiva y se caracteriza por la instalación de una plataforma interna-llanura de mareas carbonatada con débil influencia terrígena sobre los ambientes continentales a transicionales de las arenas de Utrillas.

— Ciclo II: Secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turoniense. Descansa sobre la discontinuidad de techo de la secuencia anterior. Está integrada por las formaciones de Picofrentes y Muñecas y tiene su límite superior en la discontinuidad representada por la superficie ferruginosa perforada de techo de la Formación Muñecas.

Su evolución es transgresivo-regresiva, comenzando por una reestructuración o basculamiento de la plataforma que permite el avance del mar en condiciones de plataforma abierta externa, señalando el máximo transgresivo. La progradación de los depósitos bioclásticos de plataforma interna de alta energía marca el episodio regresivo.

— Ciclo III: Secuencia deposicional Senoniense. Su base la constituye la discontinuidad de techo de la Formación Muñecas, que puede abarcar un intervalo temporal Turoniense superior-Coniaciense basal. La integran las formaciones del Senoniense, estando aquí representadas las formaciones de Hortezielos y Hontoria del Pinar. El resto de las formaciones que representan el Campaniense y Maastrichtiense no están presentes. El límite superior coincidiría con el de la regresión finicretácica ausente en esta región.

En la presente zona, esta secuencia sólo está representada en su episodio transgresivo que aparece en su inicio, base de la formación de Hortezielos, como una nueva reestructuración de la plataforma a condiciones de plataforma abierta y evolucionando durante el depósito de esta unidad, con carácter levemente regresivo hacia condiciones de plataforma interna. El depósito de la Formación Hontoria del Pinar marca una nueva etapa transgresiva hacia condiciones energéticas del borde de la plataforma durante el Santoniense superior.

Aunque no afloran sedimentos del Paleoceno y Eoceno, por el conocimiento regional podemos resaltar que como consecuencia de las fases regresivas iniciadas a finales del Cretácico superior, en la mayor parte de la cuenca el Paleoceno comienza por facies no marinas, salobres o transicionales con sedimentación de dolomías. El Montiense y Thane-tiense tiene carácter marino franco con deposición de calizas y calcarenitas en un medio nerítico (40-50 m de profundidad). Existe una discordancia preluteciense. Al final del Eoceno los Montes Obarenes y la Sierra de Cantabria sufrieron ya un plegamiento relativamente intenso, con cabalgamiento hacia el Sur (Fase Pirenaica), que motivó la separación del surco oligo-mioceno del Ebro-Rioja de la depresión de Miranda-Treviño, y que tiene su reflejo en áreas próximas a nuestra zona de estudio (Cuencas de Villarcayo, Valdivielso, etc.).

Durante el Oligoceno y Neogeno tiene lugar una sedimentación de carácter continental muy subsidente en las cuencas o cubetas antes citadas (más de 3.000 metros en la Cuenca del Ebro-Rioja y más de 1.500 m en la Cuenca de Villarcayo). Se han diferenciado hasta cinco unidades tecto-sedimentarias (U.T.S.) en los sedimentos de esta edad.

Mediante su depósito se produce el relleno de la cuenca alta del Ebro (Rioja), que queda definida por la Sierra de Cantabria, al Norte, la de La Demanda, al Sur, y los relieves menos significativos de Quintanavides-Atapuerca, al Oeste, que constituyen el cierre de la misma y su límite con la cuenca terciaria del Duero.

sobre las precedentes. Comprende dos grupos de unidades litológicas. Las inferiores, de naturaleza detrítica, están formadas por areniscas y limolitas con esporádicas intercalaciones carbonatadas. Los niveles más inferiores se encuentran afectados de un metamorfismo de baja presión y alto gradiente geotérmico (100°-150 °C/km), cuyo origen se asocia a la ascensión de fluidos a través de fracturas que compartimentaban la cuenca de tipo *pull-apart*. La distribución de ambientes durante esta época estuvo condicionada por accidentes tectónicos que actuaron durante la sedimentación de este ciclo y que provocó una mayor tasa de subsidencia en la zona meridional, mientras que la reactivación en las áreas marginales provocaba un incremento progresivo de la actividad fluvial.

Las unidades superiores, de naturaleza carbonatada, proceden en parte de las anteriores por cambio lateral de facies. Están caracterizadas por calizas micríticas arenosas con estructuras tipo «slumps», deformaciones hidroplásticas y secuencias de somerización. La sedimentación tendría lugar en áreas lacustres poco profundas.

— El tercer ciclo (Valanginiense-Hauteriviense) está formado por una serie alternante de calizas micríticas y margas («Grupo Enciso»), entre las que se intercalan niveles arenosos, a veces claramente canalizados con estructuras tractivas, que se hacen más potentes y frecuentes hacia la zona occidental. Estos depósitos son debidos a procesos sedimentarios en áreas marginales o lacustres muy someras y tranquilas, posiblemente una llanura de fangos con depósitos de carbonatos en su parte distal y surcada por pequeños canales distributarios de material terrígeno.

— El cuarto ciclo (Barremiense-Aptiense), está formado por una serie detrítica en la que se puede diferenciar dos subciclos, que en conjunto representan una reactivación progresiva en el área madre. El inferior está constituido por arcillas y limolitas rojas, con capas de areniscas que pertenecen a depósitos de una llanura aluvial distal, surcada por ríos de alta sinuosidad. El superior, constituido mayoritariamente por areniscas con limolitas intercaladas y que se disponen en secuencias negativas, a cuyo techo se desarrollan costras ferruginosas y rasgos edáficos, representa en conjunto una llanura aluvial con predominio de canales de elevada sinuosidad. Estos depósitos colmatarían las zonas deprimidas de los paleorrelieves en el Aptiense.

Durante el Albiense se produce un rejuvenecimiento de los macizos emergidos (Fase Aústica), depositándose en el interior de la cuenca una importante serie terrígena, areniscas, microconglomerados y arcillas, en una amplia plataforma poco profunda de tipo marisma, con desarrollo de ríos, canales y llanuras aluviales.

Durante el Cretácico superior el régimen deposicional es marino en toda el área estudiada.

En función del estudio sedimentológico de las facies y de sus asociaciones correspondientes a las distintas formaciones descritas y de las discontinuidades existentes se pueden diferenciar tres ciclos evolutivos o secuencias deposicionales.

— Ciclo I: Secuencia deposicional Cenomaniense. Esta secuencia deposicional está integrada por la Formación de Santa María de las Hoyas; tiene su inicio durante el depósito de la Formación Utrillas, y su terminación viene marcado por la discontinuidad a techo de la misma.

de barras y canales de una plataforma interna, somera, en condiciones de alto hidrodinamismo. El miembro superior, formado por una alternancia rítmica de caliza y margas negras (Calloviense), corresponde a la sedimentación en una plataforma abierta de suave pendiente, con episodios de sedimentación en los que alternan fases activas y fases de relleno condicionado.

— La tercera secuencia deposicional del Jurásico corresponde al Malm. El límite inferior coincide con el Oolito ferruginoso de Arroyofrío (tránsito Dogger-Malm), y el superior con el inicio de aportes detríticos pertenecientes a la Facies Purbeck y originados como respuesta a las primeras fases Neokimméricas. Este gran ciclo se subdivide en dos subciclos menores. El inferior, representado por las calizas y margas negras de la Formación Calizas negras de Aldealpozo, corresponde a un ambiente de sedimentación de plataforma abierta, y relativamente profunda, que finaliza en un *hard-ground* que nos marca una discontinuidad sedimentaria. El superior, representado por una sucesión de calizas bioclásticas y fosilíferas, en ocasiones con facies bioconstruidas, corresponde a un complejo arrecifal progradante, de edificios bioconstruidos, a cuyo techo se desarrolla una costra ferruginosa que marca el episodio de interrupción y/o emersión, sobre el que sitúan las facies continentales palustres del complejo Purbeck-Weald de la Sierra de Cameros.

La reactivación tectónica que se produce en esta época ocasionaría el desarrollo de grandes áreas emergidas por una parte y cuencas muy subsidentes por otra, controladas por la actuación de fracturas tardihercínicas que conformarían una cuenca de tipo *pull-apart* como es la Cuenca de Cameros, en la Cordillera Ibérica.

En el complejo sedimentario de facies continentales del Purbeck-Weald pueden diferenciarse cuatro grandes ciclos separados por discontinuidades sedimentarias que pueden corresponder a períodos de erosión y/o no sedimentación.

— El primer ciclo (Kimmeridgiense-Berriasiense) comprende dos grupos de unidades litológicas. Las inferiores, de naturaleza detrítica, están formadas por conglomerados, areniscas y limos, que se distribuyen formando secuencias granodecrecientes, «Grupo Tera». Corresponden a depósitos medios y distales de abanicos aluviales. Los términos gruesos pertenecen a canales de baja sinuosidad y los finos a facies de llanura de inundación, con desarrollo de episodios efímeros de encharcamiento que dan lugar a nodulizaciones carbonatadas. Estas unidades detríticas están distribuidas preferentemente por la zona norte y este de Cameros.

La unidad superior es de naturaleza carbonatada, «Grupo Oncala», y procede en parte de la anterior por cambio lateral de facies. La secuencia tipo de estos depósitos está constituida en la base por depósitos en fase de sedimentación activa con niveles erosivos o canalizados y montículos de fango, seguida de una fase de acumulación con micritas tableadas. Por encima se sitúan las facies de colmatación e interrupción con laminación algal, porosidad fenestral, suelos hidromorfos, calizas palustres, brechificación, etc. Estos procesos tendrían lugar en áreas lacustres extensas y poco profundas, generalmente de baja energía.

— El segundo ciclo (Valanginiense) se inicia con una profunda reorganización de la cuenca, como consecuencia de movimientos tectónicos. Estos fenómenos determinan el que las unidades litológicas de este ciclo, «Grupo Urbión», se apoyen mediante discordancia erosiva

formación se inicia de nuevo un ciclo regresivo que culminaría con la progradación de los depósitos de *foreshore* representados por la Arenisca de Breiva, del Tremadoc.

En esta zona no se ha conservado el registro fósil correspondiente al resto del Paleozoico, como consecuencia de la actuación de las distintas fases de la orogenia hercínica.

Los relieves así formados sufrirían un desmantelamiento, originando depósitos en zonas deprimidas. Estos están representados por los conglomerados y areniscas rojas de la Facies Buntsandstein de la base del Triásico. Progresivamente se pasa a una etapa de subsidencia generalizada con sedimentación expansiva. Todo ello en relación con la distensión que adelgaza y estira la corteza. A través de las fracturas se produce la emisión de magmatismo básico. Esta etapa viene representada por la Facies Keuper con ofitas. Los sedimentos se depositaron en extensas llanuras litorales con desarrollo de lagunas efímeras salinas (*sebkhas* litorales) y sedimentación evaporítica.

El estiramiento regional se hizo todavía más importante, pasándose a un modelo definitivo de subsidencia generalizada durante el Triásico más superior y el Jurásico.

En el Jurásico se reconocen una serie de discontinuidades que conforman tres grandes secuencias deposicionales:

— La primera se inicia con la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña y finaliza con la discontinuidad (que en esta zona de la Ibérica no ha sido localizada en campo) marcada por un cambio litológico brusco, a techo de la Formación Margas y Calizas de Turmiel. Dentro de ella se reconocen otras discontinuidades de menor importancia o subciclos somerizantes. El primero está representado por la Formación Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas depositada en una plataforma interna carbonatada somera, bajo la acción del oleaje, por encima del nivel de base. Hacia el techo se produce un enriquecimiento progresivo en carbonatos que se interpreta como efecto de la progradación de las áreas más proximales dentro de la sedimentación, en el contexto de plataforma interna. El segundo subciclo se inicia con la Formación Margas grises de Cerro del Pez, que se interpreta como depositada en un ambiente protegido de plataforma carbonatada, y culmina con la Formación Calizas bioclásticas de Barahona, a cuyo techo se desarrollan superficies ferruginosas y puntos piritosos, depositadas en un contexto de plataforma abierta somera. El tercer subciclo está compuesto por la Formación Margas y calizas de Turmiel, formada en la base por un tramo preferentemente margoso y a techo por una sucesión de calizas micríticas, constituyendo en conjunto una megasecuencia somerizante, originada en un ambiente de plataforma abierta, externa, en condiciones de hidrodinamismo débil y de cierta profundidad, que evoluciona hacia condiciones más someras hacia techo.

— La segunda secuencia deposicional corresponde al Dogger y está constituida por la Formación Carbonatada de Chelva, a cuyo techo queda marcada una discontinuidad con la capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío (Calloviense sup-Oxfordiense inf. ?). En la Formación Carbonatada de Chelva se diferencian tres miembros que corresponden a distintas posiciones en la cuenca. El primero, el inferior, formado por una sucesión potente de calizas micríticas (Bajociense), corresponde a depósitos de una plataforma somera, abierta, y bien comunicada y con fondo muy colonizado. El miembro medio, formado por calizas oolíticas y bioclásticas con estratificación cruzada (Bathonense), corresponde al complejo

Los niveles inferiores, por lo general, presentan un aspecto masivo; posiblemente la estratificación aparezca borrada por bioturbación. Las escasas figuras sedimentarias se reducen a *ripples* y laminación paralela con estructuras tipo *flaser* y estratificación *lensen*. También presentan inclusiones de nódulos de pirita. Las estratificaciones cruzadas sólo son patentes en algunas capas.

En los niveles superiores de la zona, los materiales forman secuencias de unos 15 a 30 m de potencia que, cuando éstas están completas, están formadas por un cuerpo arenoso inferior con estratificaciones cruzadas de surco y planar, en ocasiones de bajo ángulo, encima niveles de arena fina con estratificación *flaser*, y a techo de la secuencia fangos pizarrosos.

Estos materiales se interpretan como depósito de *shoreface-offshore* de una playa arenosa, en un contexto transgresivo continuación del iniciado con la unidad (3) descrita anteriormente.

1.1.4. Formación Dolomías de Urbión (5). Cámbrico inferior-medio

Esta unidad constituye un buen nivel guía dentro de los materiales del Cámbrico, en esta zona de la Demanda.

Aflora a lo largo de una franja estrecha que tiene un recorrido aproximadamente paralelo a la carretera que va al Monasterio de la Valvanera. También se extiende esta franja al sur de los picos del Puntón y Valdeloshaces, pero la calidad de los afloramientos es menor al encontrarse generalmente cubierto por derrubios.

Está constituida por una alternancia de dolomías y pizarras dolomíticas, bien estratificadas en la base y masivas hacia el techo. De colores gris azulado y marrón-amarillento. Tienen frecuentes mineralizaciones de siderita y calcopirita que ha sido explotada en diversas localidades. La potencia es variable, siendo de unos 50 m en el sector occidental y de unos 150 m en el oriental.

Se interpretan como depósitos de una plataforma abierta.

Respecto a la edad de la Formación, sólo se han encontrado restos indeterminables de trilobites y bivalvos en niveles margosos situados fuera de la Hoja (LOTZE, 1961), que carecen de interés bioestratigráfico. No obstante, los trilobites recogidos en la misma base de la unidad suprayacente ocupan una posición relativamente elevada dentro de la primera mitad del Cámbrico medio bajo («piso de *Acadoparadoxides*» de SDZUY) para las Dolomías de Urbión, sin descartar la localización del límite con el Cámbrico inferior (Bilbiliense) en la primera mitad de la unidad (PALACIOS, 1980). Estos argumentos permiten rechazar la equiparación estratigráfica de las Dolomías de Urbión con respecto a la Dolomía de Ribota de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, propuesta en las primeras correlaciones, ya que dicha unidad es mucho más antigua (Marianiense: Cámbrico inferior).

1.1.5. Formación Calcoesquistos de Azarulla (6). Cámbrico medio

Se apoya concordantemente sobre la unidad anterior, a la que va asociada en todos los afloramientos.

Está constituida por un nivel de calcoesquistos blanco-rosados y amarillentos, pizarras gris azuladas con nódulos calcáreos y pizarras verdosas. La potencia del tramo es de unos 30 m.

Dentro de la Hoja de Anguiano, la unidad no contiene fósiles determinables. Sin embargo, en el flanco meridional del sinclinal de la Demanda, la Formación es más potente y fosilífera, habiendo suministrado en afloramientos próximos a la Hoja numerosos trilobites junto a raros trilobitoideos (?), hyolítidos, homalozoos y braquiópodos inarticulados. La lista de trilobites identificados hasta el momento reúne 13 especies de los géneros *Paradoxides*, *Badulesia*, *Pardailhania*, *Solenopleuropsis*, *Conocoryphe*, *Ctenocephalus*, *Ellipsocephalus*?, y *Peronopsis*, que fueron citados por LOTZE (1961), JOSOPAIT y SCHMITZ (1971), LIÑAN (1978), PALACIOS (1980, 1982), y revisados parcialmente por LIÑAN y GOZALO (1986). Estos datos paleontológicos permiten asignar la unidad al Cámbrico medio («subpisos de *Badulesia*, *Pardailhania*, y *Solenopleuropsis*» según SDZUY).

1.1.6. Formación Pizarras de Gatón (7). Cámbrico medio

Las pizarras de Gatón en el corte del río Najerilla se encuentran cubiertas por derrubios, por lo que no se ha podido levantar una columna de detalle.

Esta unidad se apoya concordantemente sobre los Calcoesquistos de Azarulla, con los que forma continuación litológica a excepción de la presencia de niveles carbonatados.

Está constituida por una alternancia de pizarras grises y verdosas y areniscas limolíticas finamente estratificadas. Ocasionalmente afloran bancos masivos de areniscas.

La potencia de esta formación es de unos 200 m.

Desde el punto de vista paleontológico, la unidad sólo ha suministrado icnofósiles carentes de aplicación bioestratigráfica, entre los que PALACIOS (1980, 1982) determinó: *Planolites reticulatus* OSGOOD y *Monocraterion* sp. No obstante, la edad de la Formación corresponde con certeza al Cámbrico medio por encontrarse limitada por sendas unidades fosilíferas de esta edad.

1.1.7. Formación Areniscas de Viniegra (8). Cámbrico medio-superior

Esta formación aflora en el corte del río Najerilla, con una potencia de 320 m, y constituye en esta zona de la Demanda un buen nivel guía por formar un resalte morfológico al estar situado entre dos tramos pizarrosos.

Está formada por cuarcitas de tonos grises y pardo-amarillentos, distribuidas, bien en capas cuya potencia oscila entre 40 cm y 1 m, bien en niveles de aspecto laminado y tableado. Entre los bancos de cuarcita se encuentran intercalados tramos de pizarras negruzcas.

Al microscopio los niveles arenosos están formados por granos de cuarzo mayoritariamente

(55-70%), feldespato calco-sódico (0-10%) y micas y minerales pesados como accesorios; el cemento es silíceo y la matriz clorítica.

Entre las estructuras sedimentarias se encuentran cuerpos generados bajo condiciones de alta energía, tales como estratificación cruzada de bajo ángulo, estructuras de tipo *hummocky*, y laminaciones paralelas, siendo las formas canalizadas poco frecuentes. Asimismo se encuentra *ripples* y estratificación *flaser* asociados a cuerpos depositados en condiciones de baja energía.

Estas estructuras se ordenan en secuencias grano-crecientes, *coarsening-upwards*, formadas por dos tramos. El término inferior de la secuencia corresponde a depósitos de baja energía formados por arenas de grano fino a medio con laminación paralela, *ripples* y estructuras *flaser* en menor proporción. El término superior corresponde a depósitos de alta energía formado por bancos potentes de arena de grano medio a grueso con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, laminaciones paralelas y estructuras *hummocky*. Algunas capas tienen los techos ondulados.

Estos depósitos corresponden al *foreshore* de una playa arenosa.

En afloramientos de la unidad situados en áreas contiguas a la de la Hoja, las Areniscas de Viniegra incluyen en su mitad superior diversos niveles con braquiópodos inarticulados, icnofósiles de los morfogéneros *Planolites*, *Cruziana*, *Diplichites*, *Rusophycus*, *Bergaueria* y *Monocraterion* (ver PALACIOS, 1980, 1982), así como raros trilobites *Selenopleurina demanda* (SDZUY, 1958), *Paradoxides* sp.: (SDZUY, 1958, 1961) que permiten referir el conjunto de la unidad a la parte alta del Cámbrico medio («piso sin *Solenopleuropsidae*» de SDZUY). En cuanto al límite Cámbrico medio/Cámbrico superior, podría situarse provisionalmente tanto en techo de las Areniscas de Viniegra, como en el tercio superior de dicha unidad a partir del nivel con *Solenopleurina*.

1.1.8. Formación Alternancias del Najerilla (9). Cámbrico superior-Ordovícico. Dique de Cuarzo (1)

Esta unidad aflora en el corte de Brieva de Cameros (02), con una potencia aproximada de 700 m. Se trata de una potente serie de pizarras con intercalaciones de cuarcitas en la base, y que progresivamente se va cargando en detríticos hasta hacerse mayoritarias a techo de la unidad. Localmente se intercalan lentejones calcáreos y arenoso-calcáreos.

Los elementos detríticos comprenden cuarzo, feldespatos, micas y minerales pesados. El más importante es el cuarzo, seguido de los feldespatos. Las micas y los minerales pesados se encuentran como accesorios.

En cuanto a las estructuras sedimentarias se puede distinguir, en los tramos con predominio de finos, laminaciones paralelas, *ripples* y *lensen*. En los tramos con predominio de detríticos, *ripples*, estructuras tipo *hummocky* y estratificación *flaser*. En los bancos arenosos con cierta potencia se observan cuerpos generados bajo condiciones de alta energía con estratificaciones cruzadas, planar y de bajo ángulo y localmente, estratificaciones cruzadas de surco.

Estos materiales y estructuras se ordenan en secuencias granocrecientes (*coarsening upwards*) formadas por tres tramos. El inferior está formado por elementos finos con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino, con estructuras de laminación paralela, *ripples* y *lensen*. El tramo medio está formado por capa de arenisca con intercalaciones de finos, estratificaciones cruzadas, *ripples* y estratificación *flaser*. El tramo superior está formado por bancos potentes de areniscas con estratificaciones cruzadas planar y de bajo ángulo y *ripples*.

En la mitad inferior de la unidad, estas secuencias presentan un gran desarrollo de los tramos inferior y medio de la secuencia, mientras que en la mitad superior el mayor desarrollo corresponde a los tramos medio y superior.

Estos depósitos se interpretan como formados en la zona profunda del *shoreface* para la parte inferior de la unidad, mientras que la parte superior corresponde a la zona somera del *shoreface* e incluso a depósitos del *foreshore*, invirtiéndose el carácter transgresivo iniciado con la sedimentación de las Areniscas de Viniegra.

En cuanto a su edad, la unidad contiene diversos niveles fosilíferos de gran interés bioestratigráfico, descrito dentro de la Hoja por SOS (1936), HERNANDEZ SAMPELAYO (1942, 1949, 1950), COLCHEN y UBACGHS (1969), COLCHEN (1974); evaluados a nivel regional por SHERGOLD *et al.* (1983). Los horizontes fosilíferos más antiguos se sitúan cerca de la base de la Formación y han suministrado numerosos braquiópodos articulados (*Billingsella* cf. *lingulaeformis* NIKITIN: COLCHEN y HAVLICEK, 1968), e inarticulados, junto a algunos trilobites de afinidades asiáticas como *Langyashania*, *Maladioidella* y *aphelaspideos* y *leios-tegiidos?* indeterminados (equivalentes a los niveles de *Agraulos* y *Prochuangia* de COLCHEN: SHERGOLD *et al.*, 1983). El conjunto de estos fósiles indica una edad Cámbrico superior para el tramo basal de las Alternancias del Najerilla.

Por lo que respecta a otros niveles fosilíferos encontrados en la Formación, un horizonte situado hacia su parte media proporcionó diversos restos de trilobites (aff. *Lajishanaspis* sp., *Pagodia* (*Wittekindtia*)? sp.: equivalentes al nivel con *Chuangia* de COLCHEN), posibles equinodermos (*Oryctoconus lobatus* COLCHEN y UBAGHS), hylólitidos y algunos braquiópodos articulados e inarticulados, cuya asignación cronoestratigráfica no parece bien definida, aunque en todo caso resulta próxima al límite Cámbrico/Ordovícico. En este sentido, los niveles fosilíferos situados en el tercio superior de la unidad podrían corresponder ya al Tremadoc, habiendo suministrado restos de trilobites *Asaphina* (PALACIOS, 1980) y abundantes icnofósiles como *Planolites* y *Cruziana semiplicata* SALTER (*Cruziana origosae* HERNANDEZ SAMPELAYO, 1950) en numerosas localidades del NO de Ortigosa.

En la vertiente sur de Collado Hondo aflora un Dique de Cuarzo (1) lechoso de dirección ONO-ESE y de unos 2 km de recorrido.

1.1.9. Formación Areniscas de Brieva (10). Tremadoc

Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinal de Brieva. Ha sido estudiada con detalle en la columna de Brieva de Cameros (02), donde alcanza una potencia de 280 m sin que se llegue al techo de la formación.

Está constituida por una potente serie cuarcítica con escasas intercalaciones de pizarras negruzcas. Las cuarcitas proceden de niveles areniscos distribuidos en capas de 20 a 40 cm, de aspecto tableado y bancos de 0,50 a 2 m de potencia, a veces de aspecto masivo. Las areniscas están compuestas por cuarzo, feldespatos y micas, empastados en una matriz arcillosa y silícea.

Las estructuras más frecuentes son laminaciones paralelas y *ripples*, a veces con estratificación *flaser* en los niveles de aspectos tableados y estratificaciones cruzadas, ocasionalmente de bajo ángulo, techos ondulados y *ripples* en los bancos de mayor potencia.

Constituyen secuencias granodecrecientes (*fining upwards*) formadas en la base por el tramo de aspecto masivo con estratificaciones cruzadas y techos ondulados, y a techo de la secuencia un tramo de arenas con laminaciones paralelas y *ripples*.

Estos materiales se interpretan como depósitos de *foreshore* de una playa arenosa.

Por lo que respecta a la edad de la unidad, COLCHEN (1974) la atribuye al Ordovícico inferior (Tremadoc) gracias al hallazgo de *Cruziana* cf. *rugosa* D'ORBIGNY en el corte del río Arlanzón (hoja de Ezcaray), así como de braquiópodos articulados (*Antigonambonites* o *Tritoechia*) asociados a *Oryctoconus lobatus* COLCHEN y UBAGHS, estos últimos procedentes de niveles atribuidos a la base de la Formación en su corte tipo.

1.2. TRIASICO

Sobre el Triásico de la hoja de Anguiano y zonas próximas destacan los trabajos de COLCHEN(1974). El Triásico aparece en la facies germánica típica del Sistema Ibérico.

1.2.1. Areniscas y conglomerados en la base (11). Facies Buntsandstein

Afloran bordeando el núcleo paleozoico de la Demanda, disponiéndose discordantemente sobre cualquiera de los términos de la serie cámbrica. Se presentan, por lo general, muy cubiertos y derrubiados, lo cual dificulta extraordinariamente las observaciones estratigráficas.

Comienza la unidad por un tramo brechoide con cantos de cuarcita, cuarzo y limolitas rojo-violáceas, con un espesor estimado de unos 20-30 m. El centil de los cantos es unos 25 cm, y la moda 7-8 cm. Por encima se sitúa una serie con 80-90 m de espesor compuesta principalmente por areniscas cuarcíticas y en ocasiones micáceas de colores rojos en bancos decimétricos alternantes con niveles pelíticos que se hacen más frecuentes hacia el techo de la sucesión.

En la hoja de Anguiano no se han observado por encima del Buntsadstein los niveles calcodolomíticos correspondientes a la facies Muschelkalk, aunque no se descarta su presencia con un espesor mínimo enmascarado por lo abundantes derrubios del Alto de la Agenzana y San Cristóbal, tal y como ocurre al sur de la zona (hoja de Villoslada de Cameros).

Las estructuras sedimentarias observadas en esta unidad corresponden a cicatrices erosivas y bases canalizadas, así como una cierta granoclasificación positiva y niveles de cantos blandos en la parte conglomerática inferior, mientras que las areniscas superiores se organizan en ciclos positivos de base erosiva canalizada formada a veces por areniscas con ocasionales cantos blandos o píldoras cuarcíticas (*lag*), granoselección positiva y rellenos de estratificación cruzada planar o en surco de mediana y gran escala y/o laminación paralela.

El medio de deposición de esta unidad corresponde a áreas intermedias de un sistema de abanicos aluviales en su parte inferior que hacia arriba permiten la instauración de una llanura aluvial con desarrollo de un sistema de canales posiblemente de tipo «*braided*».

No se ha encontrado fauna en esta unidad, por lo que la atribuimos por consideraciones regionales al Triásico, sin descartar que en los niveles inferiores pueda estar representado el Pérmico.

1.2.2. Arcillas versicolores y yesos (12). Facies Keuper

Aflora esta formación en la unidad occidental de la Hoja, adosándose a la unidad número 11, así como en la parte oriental, donde actúa como nivel de despegue del cabalgamiento del Mesozoico sobre el Terciario. Generalmente se presenta muy cubierta por derrubios debido al carácter inconsistente de los materiales que lo forman.

Litológicamente está formada por arcillas y margas de colores abigarrados: verdosos, ocreos y principalmente rojos, que presentan intercalaciones frecuentes de yesos de colores grises y blancos.

La potencia del Keuper es difícil de evaluar, dadas sus características plásticas que lo hacen objeto de intensa tectonización, aunque puede cifrarse al sur de la Hoja en su espesor mínimo de unos 40 m. En la esquina NE al S de Viguera, la acumulación tectónica por efecto del cabalgamiento es considerable.

En la Hoja de Anguiano no se han reconocido intrusiones de rocas ofíticas asociadas a estos materiales, aunque sí hay constancia de ellas regionalmente.

Atribuimos el medio de deposición del Keuper a ambientes litorales de tipo *shabka* bajo condiciones hipersalinas que permitirán la deposición de evaporitas.

Dadas las características azoicas de esta unidad la asignamos al Triásico sin mayor precisión cronoestratigráfica.

1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Sobre el Triásico superior y Jurásico marino de la Hoja de Anguiano y áreas adyacentes es importante el clásico trabajo de MENSINK (1966). También COLCHEN (1974) aporta datos interesantes sobre la orla mesozoica de la Sierra de la Demanda. Recientemente, ALONSO y MAS (1988) se han ocupado del Malm de Torrecilla de Cameros.

1.3.1. Carniolas, dolomías y calizas dolomíticas (13). Rethiense-Hettangiense

Afloran dando un resalte topográfico sobre los materiales blandos de la facies Keuper, encontrándose mecanizado, por lo general, el contacto con los mismos. Son equivalentes de la Formación Brechas y Carniolas de Cortes de Tajuña definida por GOY, *et al.* (1976) para la Cordillera Ibérica.

Corresponde a un paquete de unos 100-120 m de espesor de carniolas oquerosas masivas en ocasiones brechoides, dolomías y calizas dolomíticas beige y grises groseramente cristalinas y estratificadas en bancos de orden decimétrico.

En los niveles estratificados se han reconocido laminaciones de algas, mientras que los tramos brechoides se interpretan como brechas de colapso por disolución de evaporitas.

Su deposición correspondería a una llanura de mareas hipersalina en ambientes inter a supramareales que permitirían la sedimentación de evaporitas, cuya posterior disolución condiciona la transformación en brechas de colapso.

Estos materiales presentan unas características azoicas que impiden su datación precisa. Por consideraciones regionales, atribuimos esta unidad al intervalo Rethiense-Hettangiense.

1.3.2. Calizas dolomíticas y calizas en bancos (14). Sinemuriense

Esta formación, equivalente a la Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas de GOY *et al.* (1976), afloran extensamente en la Hoja, habiéndose estudiado su parte superior en la serie de Torrecilla de Cameros.

El contacto con la unidad subyacente es gradual. Está compuesta por calizas «*mudstone-wackstone*» grises y cremas, algo dolomitizadas principalmente hacia la base, y bien estratificadas en bancos de 30 cm-1 m de espesor que en ocasiones presentan juntas margosas. Hacia techo de la formación se intercalan algunos niveles de *packstone* oolíticos y bioclásticos. Termina la unidad en un nivel de discontinuidad. El espesor total se puede cifrar en unos 70-80 m.

Como estructuras sedimentarias se han observado cuerpos de base canalizada, a veces con estructura interna de laminación cruzada planar, así como laminaciones estromatolíticas. Los niveles oolíticos presentan morfologías de tipo *sand-wave*. A techo de la sucesión existen niveles de concentración de fauna y superficies ferruginizadas.

El medio sedimentario se atribuye a una llanura de mareas carbonatada en condiciones de salinidad normal y ambientes sub a intermareales por encima del nivel de base de oleaje. La fauna que presenta esta unidad es de braquiópodos, gasterópodos, bivalvos y crinoideos. En cuanto a la microfauna, se han clasificado en el techo de la formación *Lingulina gr. pupa* (TERQ.), *Lenticulina*, *Praevidalina*, *Mayncina termieri* HERR., *Traumatoporella parvo-vesiculifera* (RAINERI) que indican una edad Sinemuriense.

1.3.3. Alternancia de margas y calizas arcillosas (15). Sinemuriense sup.? Bajociense

Se ha estudiado en la serie de Torrecilla, y en parte corresponde a la Formación Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel.

Dada la relativa blandura de estos materiales, la formación se presenta generalmente muy recubierta de derrubios.

Corresponde a una monótona sucesión de margas arcillosas y calcáreas de tonos beige alternante con niveles de calizas arcillosas y calizas micríticas (*mudstone*) que se hacen más frecuentes hacia techo de la formación. La estratificación de las calizas es generalmente nodulosa u ondulada. Son frecuentes en toda la serie los nódulos piritosos. El espesor máximo en la Hoja se encuentra en Torrecilla de Cameros, donde alcanza unos 160 m.

Sedimentológicamente se organiza en secuencias marga-caliza como las representadas en la figura 1, con laminación paralela, *rills* bioclásticos y niveles de concentración de fauna. La bioturbación es constante y se presenta de forma moderada o alta. Su ambiente de deposición corresponde a una plataforma externa submareal bajo condiciones abiertas de salinidad normal, la cual evoluciona hacia condiciones más someras a techo de la unidad cartográfica.

Presenta una abundante fauna de ammonites, braquiópodos, lamelibranquios, belemnites y crinoideos. Entre los primeros se han clasificado *Liparoceras bronni* SPATH, y *Uptonia*

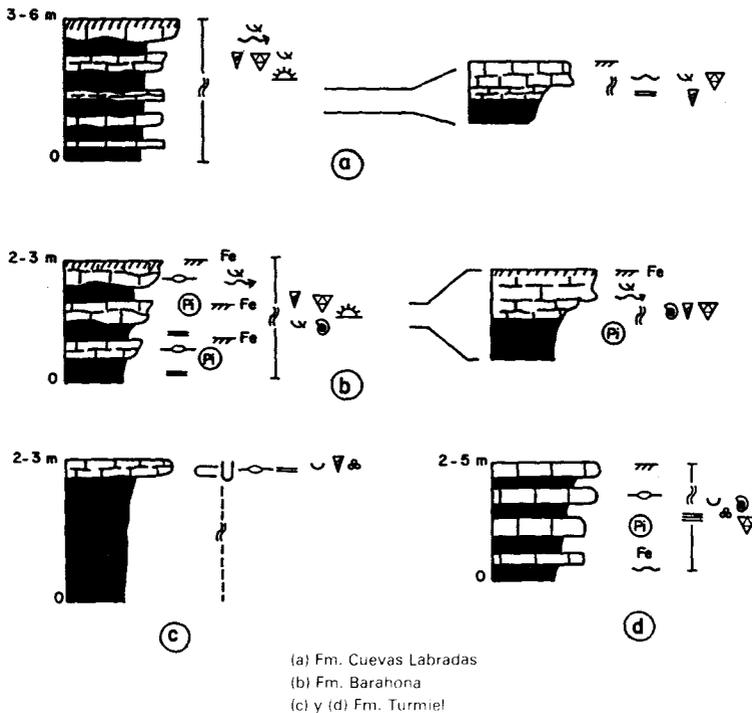


Figura 1. Secuencias tipo de la unidad cartográfica núm. 15.

jamesoni (SOW.), hacia la base del tramo, *Prodactylióceras davoesei* (SOW.), *Amalteus margaritatus* (MONT.), *Crammóceras serrense* MONESTIER y *Pleuróceras spinatum* (BRUG.), del Pliensbachiense y *Dactilióceras communen* (SOW.) y *D. crassulosum* (SOW.) del Toarciense. Entre los microfósiles, *Lingulina pupa* (TERQ.), *Marginulina prima* (D'ORB), *M. cf. elongata* (D'ORB), *Lenticulina münsteri* (ROEM.) y *Cornuspira liasina* TERQ., que indican una edad Pliensbachiense hacia el tercio inferior del tramo. Al techo de la sucesión, la asociación *Lenticulina subalata* (REUSS), *Marginulina prima* D'ORB, *Eothrix alpina* LOMB. y *Globochaete alpina* LOMB, entre otras, señalarían una edad Aalenense-Bajociense inferior como techo del tramo.

1.3.4. Calizas tableadas y oolíticas (16). Bajociense-Calloviense inf.

Aflora dando un fuerte resalte, al estar limitada a muro y techo por formaciones relativamente blandas. Corresponde, en parte, a la Formación carbonatada de Chelva de otros sectores de la Cordillera Ibérica.

Está formada por un tramo de unos 35 m en la base de calizas *mudstone-wackstone* bien estratificadas, de color negro, con juntas margosas y estratificación paralela y ondulada. Ocasionalmente se presentan con aspecto noduloso. La bioturbación está presente a lo largo de toda la sucesión con intensidad de moderada a alta.

Son frecuentes los *zoophycus* y otras pistas horizontales. Contienen algunos fragmentos bioclásticos de lamelibranchios, así como belemnites, ammonites, braquiópodos y foraminíferos.

Presentan una ordenación poco clara en sucesiones de 5 y hasta 12 m (ver Fig. 2-a), de secuencias marga-caliza, en las que las superficies de los estratos se muestran onduladas o irregulares con retoques de oleaje y se encuentran frecuentemente ferruginizadas y bioturbadas, a veces con concentración de fauna. Corresponden a depósitos en una plataforma somera abierta, bien comunicada y con el fondo muy colonizado, por encima del nivel de base del oleaje.

Sobre el tramo anterior se sitúa una sucesión con unos 150 m de calcarenitas e intraoos-paritas *grainstone* oolíticas y bioclásticas, con estratificación horizontal y cruzada planar y en surco. Se observan superficies basales irregulares, erosivas y canalizadas, *sets* tabulares con estratificación cruzada, y geometrías de barras y superficies de reactivación (ver Fig. 2-b). Internamente están presentes *ripples* simétricos. En general se trata de texturas *packstone* a *grainstone* con intraclastos, oolitos y fósiles de bivalvos, equinodermos, crinoides, belemnites, foraminíferos y algas.

Este conjunto corresponde a un apilamiento de secuencias de alta energía correspondientes a un complejo de barras y canales de una plataforma interna somera en condiciones de alto hidrodinamismo.

Entre la microfauna, se han clasificado en el tramo basal *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina münsteri* (ROEM.), *L. subalata* (REUSS), *L. quenstedti* (GUMB.) y *Astacolus tricarinella* REUSS, que indican una edad Bajociense, mientras que a techo de la

unidad, la asociación *Trocholina elongata* LEUP, *T. alpina* LEUP, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, y *Protopenelopis striata* WEYNSCH marca el Bathoniense superior Calloviense inferior.

1.3.5. Alternancia de calizas y margas oscuras (17). Calloviense

Aflora esta potente sucesión dando un relativo blando topográfico sobre el fuerte resalte de la unidad anterior. Suele presentarse bastante derrubada. Corresponde a la parte superior de la Formación carbonatada de Chelva.

Está formada por unos 170 m de alternancia rítmica de calizas y margas negras. Las calizas son micríticas, *mudstone* a *wackstone*, finamente bioclásticas y con cierto contenido en material terrígeno fino (micas). Las margas son igualmente arenosas muy finas y presentan cierta laminación. El conjunto está bien estratificado y presenta cierta tendencia a la nodulización de los niveles calcáreos. El contenido fosilífero es variado, ammonites y belemnites raros, placas de equinodermos, artejos de crinoides, fragmentos de braquiópodos y bivalvos así como foraminíferos.

Presenta una ordenación de facies bastante clara en secuencias caliza-marga correspondientes a episodios de relleno activo, y secuencias marga-caliza, más generalizadas, con superficies netas a techo correspondientes a secuencias de ralentización en la sedimentación (Fig. 2-c, d, e). Su ambiente deposicional corresponde a una plataforma abierta de suave pendiente con episodios de sedimentación en los que alternan fases activas y fases de relleno condicionado. Es importante resaltar aquí la existencia dentro de esta unidad de olistolitos de rango cartográfico formados por materiales de la unidad anterior; con un significado importante ya en el Calloviense la cuenca estaba sometida a una compartimentación tectónica activa. En el techo de la Formación se individualiza la «Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío» con un espesor de 5 m de calizas *packstone* a *grainstone* con estratificación ondulada a nodulosa y abundantes restos fósiles: ammonites, belemnites, braquiópodos, corales, bivalvos, etc. El conjunto presenta bioturbación y en su parte superior se concentran los oolitos ferruginosos con *rills* bioclásticos y superficiales de encostramiento, organizándose en una secuencia representada en la Figura 2-f.

Se interpreta como una secuencia granocreciente que refleja condiciones de somerización en el contexto general de la unidad, a la vez que constituye una importante discontinuidad sedimentaria (Calloviense sup.-Oxfordiense inf.).

Entre la fauna de ammonites de esta unidad se han clasificado en los dos tercios inferiores *Reineckeia* cf. *anceps* (REINECKE), *Kosmóceras* sp., y *Perisphinctes* sp. En la parte más superior, *Peltoceratoides athletoides* (LAHUSEN), *Pachyceras* cf. *jarryi* (DESLONG.), *Perisphinctes* sp. y *Subgrossauris* sp. Como microfauna, la parte basal de la unidad incluye *Astacolus tricarinnella* REUSS, *Cornuspira orbicula* (T. y B.), *Lenticulina münsteri* (ROEM.) y *Planularia crepidula* (F. y M.), mientras que a techo de la sucesión aparecen *Eothrix alpina* LOMB., *Textularia*, *Lenticulina*, *Ophthalmidiun*, *Dentalina* y *Quinqueloculina*.

Estas asociaciones faunísticas nos permiten datar la unidad como Calloviense.

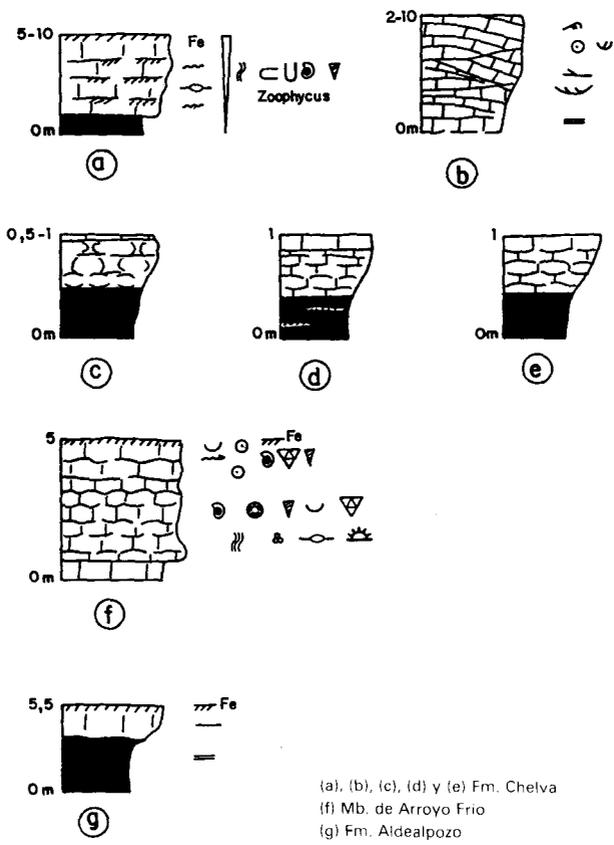


Figura 2. Secuencias tipo de las unidades cartográficas núms. 16 (a y b), 17 (c, d, e y f) y 18 (g).

1.3.6. Calizas arrecifales (18). Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior

Esta unidad corresponde, en su parte basal, a la Formación Calizas negras de Aldealpozo, y en su parte superior a la Formación Calizas con corales de Torrecilla en Cameros, ambas definidas por ALONSO y MAS (1988). Da lugar a un resalte topográfico sobre la formación anterior.

La Formación Calizas negras de Aldealpozo está constituida en la serie de Torrecilla por 13 m de calizas y margas negras, arcilloso-limosas, con estratificación horizontal, a veces nodulosa y generalmente tableada. Se ordenan en secuencias caliza-marga y marga-caliza, representadas en la Figura 2-g, y contienen braquiópodos, bivalvos, ammonites y foraminí-

feros, que permiten atribuirlos a un ambiente de plataforma relativamente profunda y abierta.

Por encima de ellas se sitúan unos 40 m de calizas bioclásticas y fosilíferas, con texturas *packstone*, *grainstone*, *floatstone* y *boundstone* con estratificación ondulada a nodulosa y a veces aspecto masivo. A techo de la formación se desarrolla una costra ferruginosa que marca un episodio de interrupción y emersión muy importante. Presentan una intensa bioturbación y corresponden a facies bioconstruidas formadas por corales planos y ramosos con importante presencia de facies bioclásticas asociadas correspondientes a los flancos de los edificios arrecifales. En el perfil de Torrecilla se identifican diversas superficies de discontinuidad que individualizan varios cuerpos o episodios arrecifales (ALONSO y MAS, 1988), con facies de núcleo y talud arrecifal?, así como de barras submareales costeras. Estos autores interpretan el conjunto como un complejo arrecifal progradante de edificios bioconstruidos con una clara disposición geométrica de *Dowulap* por el predominio del crecimiento lateral (*outbuilding*) frente al vertical (*upbuilding*).

Dentro de la Formación Aldeapozo se ha clasificado entre los ammonites al *Perisphintes plicabilis* (SOW.), y entre los foraminíferos *Ammobaculites coprolithiformis* (SCHW.), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY.), *Schuleridea sp. 1* y *Cytherella index* OERTLI que indican una edad Oxfordiense superior, mientras que en la Formación Torrecilla las especies *Nautiloculina oolítica* MOHL., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Everticyclammina virguliana* (KOECHL.), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH. y *Ophthalmidiun cf. cornuspiroides* KUBLES pertenecen al Kimmeridgiense inferior.

1.4. JURASICO SUPERIOR-CRETACICO INFERIOR

Las formaciones continentales que constituyen los últimos episodios sedimentarios del Jurásico superior (Kimmeridgiense) y que se desarrollan durante gran parte del Cretácico inferior, Facies Purbek y Weald, tienen una amplia representación dentro de las Hojas de Anguiano (22-11) y Munilla (23-11), constituyendo los afloramientos más septentrionales de la Sierra de Cameros.

Comprenden una potente sucesión de materiales detríticos y carbonatados en los que se pueden establecer superficies de discontinuidades sedimentarias que limitan cinco grandes Ciclos sedimentarios.

Su deposición tuvo lugar en una cuenca tectónicamente activa, y compartimentada por estructuras de orden menor, cuyos movimientos durante la sedimentación quedan reflejado, tanto en la variación espacial de las distintas facies sedimentarias como en los bruscos cambios de potencia que presentan.

Los primeros trabajos sobre las formaciones continentales del Cretácico inferior en esta zona corresponden a SANCHEZ LOZANO (1894) y PALACIOS (1885). En este último se propone la subdivisión en cinco grupos litológicos, de los cuales los dos inferiores corresponderían a la Formación Purbeck y los restantes a la Formación Weald.

Posteriormente SAENZ-GARCIA (1932) retoca algunos aspectos anteriormente propuestos.

Es a partir de los trabajos de BEUTHER (1965), TISCHER (1966) y KNEUPER (1967), cuando se realiza la subdivisión de la Formación Weald de la Sierra de Cameros en los grupos Tera-Oncala, Urbión, Enciso y Oliván, y su distribución en la escala estratigráfica.

Posteriormente SALOMON (1980) modifica la estratigrafía anteriormente propuesta, haciendo hincapié en los aspectos sedimentológicos y tectónicos de las unidades.

En un trabajo reciente GUIRAUD y SEURET (1985) establecen un modelo de evolución tectónica como cuenca de «*pull-apart*» y definen un nuevo esquema litoestratigráfico.

En la actualidad el Departamento de Estratigrafía de la U.C.M., bajo la dirección de la doctora ALONSO, está llevando a cabo el estudio sedimentológico regional de estas unidades. A este proyecto corresponden las publicaciones de DIAZ (1988) y CLEMENTE y ALONSO (1988).

Desde el punto de vista estructural son de interés las aportaciones de PEREZ-LORENTE (1987 y 1988).

La Cuenca de Cameros, durante el período comprendido entre el Jurásico superior y el Barremiense-Aptiense, sufre una evolución compleja provocada por distintos episodios tectónicos. Estos fenómenos quedan reflejados en los sedimentos asociados a ellos, y un estudio pormenorizado de estos factores nos va a dar las claves para su reconstrucción.

Uno de estos factores es las variaciones de potencias y la distribución geométrica de las litofacies (espectaculares en algunos casos, como se explicará posteriormente en cada apartado); otro factor importante es la presencia en determinados niveles de figuras sedimentarias tipo *Slumps*, que nos refleja la inestabilidad de la cuenca en determinadas épocas, otro son las discontinuidades sedimentarias, etc.

Cada uno de los ciclos representados en la cartografía podrían corresponder en parte a los grupos propuestos por Beuther (1965) y Tischer (1966), como Ter-Oncala, Urbión, Enciso y Oliván, aunque los límites cartográficos de cada litofacies no se corresponden con exactitud.

1.4.1. **Kimmeridgiense-Berriasiense. Unidades litológicas del ciclo I (Facies Purbeck)**

Las unidades del primer ciclo comprenden las que son conocidas en la bibliografía como «Grupo Tera», constituidas por conglomerados, areniscas y limolitas rojas, aumentando la proporción de éstas hacia el techo de la serie y las conocidas como «Grupo Oncala» que, en el ámbito de la hoja presenta dos litofacies, una predominantemente arenosa y otra carbonatada como cambio lateral al Norte.

En esta hoja se ha diferenciado también una unidad basal de carácter discontinuo que se sitúa inmediatamente encima de los relieves jurásicos y representa la transición entre los ambientes marinos y continentales, más o menos acentuados unos u otros en función de su posición respecto a los bordes en la cuenca sedimentaria.

1.4.1.1. *Arcillas con niveles edáficos. Areniscas y Carbonatos (19)* *Kimmeridgiense superior*

Sobre las calizas arrecifales de la unidad 18 se localiza de forma discontinua un tramo que puede superar los 70 m de potencia y que presenta características variables en función de su posición en la cuenca.

Corresponde al final de las condiciones de sedimentación marina y representa la transición a ambientes continentales que van a ser ya exclusivos durante el resto del Jurásico y el Cretácico inferior en la zona.

Se han reconocido dos tipos de sedimentación dentro de la unidad. En las zonas que corresponden al borde occidental de la cuenca (Torrecilla de Cameros-Ribabellosa) los materiales son claramente continentales, tratándose de sedimentos detríticos con predominio de grano fino y fragmentos de calizas, cuarzos, algún zircón y turmalina y abundante fracción limosa carbonatada. Se observan algunos niveles de paleocanales, habitualmente arenosos con estratificación cruzada y cantos blandos, así como algún tramo, poco potente, constituido por cantos, calizos angulosos a subangulosos. Es característico de esta unidad en esta zona la presencia de niveles con importantes rasgos de hidromorfismo relacionados con procesos edáficos, así como la existencia de niveles carbonatados atribuidos a costras calizas de suelos calcimorfos. El conjunto se asimila a un depósito en un área con clara influencia continental provocada por la proximidad del borde de la cuenca que, estando emergida, nutre de sedimentos la zona interna de la misma.

En el corte de Almarza se han reconocido unos 70 m de materiales atribuibles a esta unidad, pero que al estar en posiciones más internas de la cuenca presentan características más transicionales marino-continentales que en la zona anterior.

En la parte inferior se observan pequeños montículos arrecifales (*mound-reef*), alternando con niveles brechificados, margas y areniscas que constituyen complejos arrecifales mixtos.

En los niveles detríticos continentales se han determinado *Porochara* sp. *Achistochara* sp. y *Tolypella* cf. *minuta* MADL.

1.4.1.2. *Areniscas, limolitas y arcillas. Niveles de conglomerados (20)* *Portlandiense-Berriasiense.*

Corresponde al denominado «Grupo Tera» de BEUTHER y TISCHER (1966).

Se sitúa discordante, bien sobre los sedimentos de la unidad descrita en el párrafo anterior o directamente sobre los materiales jurásicos. Su estudio se ha realizado a partir del corte de Almarza.

En esta sección no se reconocen los niveles conglomeráticos silíceos, muy cementados, que en bancos bastante continuos, que suelen superar el metro de potencia, se observan en otros puntos de la Hoja.

En Almarza la unidad supera los 600 m de potencia y comienza con limolitas rojas con niveles intercalados de areniscas, que se apoyan directamente sobre los materiales descritos anteriormente, sin que se observe entre ambos una interrupción ni cambio brusco en las condiciones de sedimentación.

Teniendo en cuenta que regionalmente esta disposición se realiza mediante una discordancia erosiva, suponemos que en el corte de Almarza ocurra lo mismo, aunque con un tránsito más gradual que en otros puntos de la cuenca.

Apoya esta hipótesis el análisis sedimentológico de esta facies, que corresponden a facies transicionales marina-continentales, formadas por depósitos estuarinos con rasgos de bidireccionalidad de la corriente. La influencia continental sería dominante pero todavía con conexión libre con el mar abierto (?).

Estos materiales que constituirán el relleno de la cuenca en esta zona se situarían entre facies marinas a muro y depósitos fluviales de areniscas con estratificación cruzada, a techo.

Los materiales situados encima (140 m) (tramo 8) están formados por una alternancia de limolitas rojas, con nodulizaciones carbonatadas dispersas, de forma arriñonadas, posiblemente removilizadas y capas de areniscas rojizas, por lo general de escasa continuidad lateral.

Las areniscas son de grano medio a grueso con pequeños cantos, de diámetro máximo 1 cm, y rellenan pequeños canales o bien se distribuyen en capas no muy potentes, pero de cierta extensión. Con cierta frecuencia aparecen niveles carbonatados oncolíticos.

Las figuras sedimentarias más frecuentes en estos materiales son bases erosivas, estratificaciones de surco y tabular, laminación paralela de alto flujo y *ripples*. Con menor frecuencia se encuentran cantos blandos y huellas de escape de fluidos. La bioturbación de los sedimentos oscila entre baja y moderada.

Estos materiales se distribuyen en secuencias granodecrecientes (*fining-upwards*), formados en la base por el relleno de un canal, por lo general de sección transversal lenticular de baja relación altura/anchura, en los que suelen existir un *lag*, a veces de cantos blandos, por encima un tramo arenoso con formas de régimen de corriente más bajo, y a techo, limos procedentes de la llanura de inundación.

Se interpreta como un sistema fluvial, localizado en zonas distales de abanicos aluviales, surcando una llanura lutítica. Las intercalaciones de niveles de calizas oncolíticas nos sugiere la proximidad a un medio lacustre, probablemente de escasa profundidad, sometido a influjos fluviales.

Por encima, los tramos 9-10-11-12 (330 m) están formados por limolitas, limos arenosos y con menor frecuencia limos carbonatados, de tonos rojizos, amarillentos y verdosos, con niveles intercalados de areniscas de grano fino, excepcionalmente de grano medio, con cantos de micritas algales, dispuestas en capas de potencia menor a 50 cm. Localmente hay nivelillos de calizas oncolíticas, así como de lignito.

Las figuras sedimentarias más frecuentes corresponden a un régimen de flujo bajo, como laminación paralela y *ripples*. Algunos niveles arenosos presentan granoselección positiva. La bioturbación oscila entre moderada y abundante.

Estos depósitos se han sedimentado en las zonas más distales de abanicos aluviales en el tránsito a facies lacustres (depósitos fluvio lacustres).

La microfauna determinada ha sido: *Cetacella* cf. *Striata* (HELM), *Cypridea* cf. *binodosa*

MARTIN, *Cypridea* cf. *granulosa* (SOWERBY) y *Clavator* sp. y en la parte más alta, además, *Perimneste* cf. *horrida* HARRIS y *Globator* sp. indicando una edad Malm superior.

1.4.1.3. Calizas y margas (21). Portlandiense-Berriasiense

Culminando la serie detrítica antes descrita se reconocen en este área una serie de unos 100 m de potencia constituida por una sucesión de margas y margas arenosas de colores diversos, predominando los grises, verdes y amarillentos, con niveles de pocos centímetros de potencia de calizas de aspecto masivo y a veces laminadas, y con pasadas de dolomías arenosas amarillentas. También se encuentran intercaladas capas centimétricas de arenisca de grano fino y arcillas rojizas.

Las estructuras sedimentarias que se observan en estos sedimentos son los *ripples* y laminaciones paralelas, que en ocasiones es de origen algal, superficies de encostramientos y huellas de desecación. La bioturbación no es muy intensa.

Estos depósitos y estructuras no se distribuyen en secuencias claramente definidas.

Todas estas características hacen pensar en depósitos lacustres someros, con una sedimentación carbonatada controlada principalmente por algas, que recibían influjos fluviales esporádicos.

Se han determinado *Darwinula leguminella* (FORBES), *D. oblonga* (ROEMER), *Theriosynoecum forbesii* (JONES), *T. striata* (MARTIN), *Cypridea altissima* MARTIN, *C. granulosa* (SOWERBY), *C. cf. breviostrata* MARTIN, *C. cf. praecursor* OERTLI, *Mantelliana cf. purbeckiensis* (FORBES), *Cetacella cf. striata* (HELM), *Lieana* cf. sp. 1 OERTLI, *Perimneste cf. horrida* HARRIS y *Globator* sp. que indican una edad Berriasiense.

1.4.1.4. Areniscas, limolitas y arcillas (22). Berriasiense

Constituye la unidad detrítica del «Grupo Oncala», y en el corte de Almarza está representada por 170 m de una alternancia de limos, arcillas y areniscas de tonos rojizos, amarillentos y verdosos, con esporádicos niveles de margas y calizas. Las areniscas en el muro y techo del tramo suelen ser de grano fino y están distribuidas en capas de pocos centímetros. En la zona media del tramo estas areniscas son de grano medio a grueso y se presentan en capas de hasta 70 cm de potencia.

Las estructuras sedimentarias representan un bajo índice energético, son *ripples* y laminaciones paralelas, con alguna superficie de encostramiento. La bioturbación es de moderada a intensa en algunos niveles.

Estos depósitos corresponden a un sistema fluvial localizado en zonas distales de abanicos aluviales con esporádicos niveles de facies lacustre-palustre a las que esta unidad pasa lateralmente.

La microfaua determinada en este tramo ha sido *Cypridea cf. praecursor* OERTLI, *Theriosynoecum striata* (MARTIN), *Damonella* sp. *Perimneste cf. horrida* HARRIS y *Globator* sp. que señalan edad Berriasiense.

1.4.1.5. *Margas, calizas y arcillas. Limolitas y areniscas intercaladas (23). Berriasiense*

Aparece como un cambio lateral hacia el norte de la unidad descrita en el apartado anterior.

Su estudio se ha realizado a partir de la sección de Almarza y de la de Muro de Cameros.

En la primera corresponde al techo de la sección donde sólo están representados unos 20 m de margas grises y gris verdosas con niveles centimétricos de areniscas y caliza. Suele presentar laminación paralela y cruzada debida a *ripples*. La bioturbación es moderada. Se interpretan como depósitos lacustres someros y se han reconocido *Fabanella polita* MARTIN, *F. ansata* MARTIN y *Montellana* sp.

La sección de Muro de Cameros contiene calizas muy finas micríticas, *mudstones*, alternando con margas y margas calcáreas que albergan pequeños lentejones arenosos.

Estos materiales se enmarcan en el muro y el techo por tramos arenosos, y se encuentran divididos en su parte superior por la presencia de un nivel arenoso con base canalizada y estructura interna de corriente. Por debajo de este nivel la sucesión es una alternancia clara de margas y calizas tableadas con estratificación irregular horizontal y laminación paralela y lentejones arenosos con estructura de corriente.

Se interpreta como depósitos en medios lacustres someros carbonatados, con entrada de material terrígeno a través de canales distribuidores que, en ocasiones, pueden constituir pequeños lóbulos deltaicos.

Se han determinado *Flabellochara grovesi* HARRIS, *Darwinula leguminella* (FORBES), *Chavator reidi* GROVES, *Cipridea praecursor* OERTLI, «*Metacypris*» *dilatata* (ANDERS), *Fabanella polita* (MARTIN), y *Damonella* («*Cypris*») *purbeckensis* (FORBES) que indican una edad Portlandiense a Berriasiense.

1.4.2. **Valanginiense. Unidades litológicas del Ciclo II (F. Weald)**

El inicio de la sedimentación de las formaciones del segundo ciclo obedece a una profunda reorganización de la cuenca como consecuencia de movimientos tectónicos, seguidos de la erosión de los relieves recién constituidos.

Estos fenómenos determinan el que las distintas unidades litológicas de este ciclo se apoyen mediante discordancia erosiva sobre las precedentes.

Los depósitos sedimentarios cartografiados en este ciclo corresponden en su mayor parte a los que en la bibliografía se conoce como «Grupo Urbión», y son de las unidades del Cretácico inferior que más cambios de facies y espesores sufren en esta zona de Cameros; así, mientras en la zona norte la potencia total de este ciclo no sobrepasa unas decenas de metros, en el borde sur de la Hoja supera los 1.500 m. La explicación de este fenómeno hay que buscarla en el importante papel juzgado por las fracturas de direcciones E-O y NO-SE, que compartimentaban la cuenca y fueron activas durante la sedimentación de estos materiales.

En la cartografía se han diferenciado cuatro unidades litológicas que se describen a continuación.

1.4.2.1. *Conglomerados silíceos cementados (24). Valanginiense*

Constituyen la base del ciclo y se sitúan discordantemente sobre los sedimentos del «Grupo Oncaña». Su potencia es variable, desde unos 80 m en el sur de la Hoja hasta llegar a desaparecer hacia el norte.

Se trata de conglomerados silíceos muy cementados que generan un importante relieve de dirección submeridiana. El tamaño de los clastos pueden alcanzar los 8-10 cm y pueden presentar intercalaciones de areniscas microconglomerados e incluso limolitas en su zona septentrional.

Su atribución cronológica se realiza por posición estratigráfica dada la ausencia de fósiles.

1.4.2.2. *Areniscas cuarcíticas (25). Valanginiense*

Sobre la unidad anterior, y en parte como cambio lateral de ella, se localiza una potente sucesión, de unos 300 m de potencia, en la que las condiciones de afloramiento no han permitido el levantamiento de una columna de detalle.

Se trata de un conjunto de areniscas cuarcíticas y cuarcitas de tonos blanquecinos, amarillentos y pardos en extensas capas en las que no se aprecia canalización, de hasta 2 m de potencia, que contienen intercalaciones de limolitas rojizas.

Aunque en esta Hoja no se ha apreciado, en zonas próximas esta unidad se encuentra metamorfizada.

GUIRAUD y SEGURET (1985) estudian las condiciones de metamorfismo de los depósitos del Jurásico superior-Cretácico inferior, y definen dos zonas de isometamorfismo, la zona de la Clorita Pirofillita y la zona de Cloritoide, que afectarían a los depósitos más meridionales de nuestra Hoja. Las características de este metamorfismo es de baja presión y alto gradiente geotérmico (100-150 °C/km). Su origen lo asocian a la ascensión de fluidos a través de fracturas que compartimentaban una cuenca de tipo *pull-apart*.

1.4.2.3. *Arcillas rojas, limolitas y areniscas (26). Valanginiense*

Corresponde a un tramo de unos 50 m de potencia, claramente reconocible morfológicamente al constituir una zona blanda intercalada en la serie.

Está formada por un conjunto predominantemente arcilloso de tonos rojos con intercalaciones de niveles limolíticos y alguna arenisca esporádica poco potente.

Se interpretan como depósitos fluviales en zonas distales o laterales del sistema, con predominio de sedimentos atribuibles a llanura de inundación.

1.4.2.4. *Areniscas, limolitas y arcillas rojas (27). Valanginiense*

Esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas, limolitas y margas, de tonalidades variadas, rojizas, verdosas, amarillentas, etc., cuya potencia estimada supera los 500 m.

Procede en parte por cambio lateral de facies de los materiales descritos en los apartados anteriores.

Las areniscas, de granulometría variada, pueden llegar a contener cantos de pocos centímetros de diámetro, fundamentalmente en las capas inferiores. Asimismo, las potencias de las capas y el carácter erosivo de las bases de éstas, son de mayor importancia en los tramos inferiores. Por el contrario, los niveles limolíticos y margosos se encuentran más desarrollados en la parte superior, donde alternan con niveles de areniscas laminadas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en las capas de areniscas son estratificaciones cruzadas de surco y planar y laminaciones de *ripples*.

Estos sedimentos presentan frecuentes huellas de deslizamiento y resedimentación.

Se interpretan como depósitos fluviales en la parte inferior del tramo, pasando a la superior a medios de transición fluvial a lagunar. En algunas zonas pueden corresponder a depósitos de talud.

1.4.3. **Valanginiense-Hauteriviense. Unidades litológicas del Ciclo III (F. Weald)**

Aflora exclusivamente en el borde suroriental de la Hoja, por lo que para su caracterización utilizaremos datos obtenidos en la vecina Hoja de Munilla.

Las unidades litológicas cartografiadas en el Ciclo III corresponden en su mayor parte a lo que en la bibliografía de la zona se denomina «Grupo Enciso».

Están constituidas fundamentalmente por margas y calizas en aparente concordancia con las unidades del Ciclo II, sobre todo con los tramos carbonatados. Sin embargo, cuando nos aproximamos hacia los bordes de la cuenca, se incorporan elementos detríticos y la discordancia entre ambos conjuntos de sedimentos se hace más patente, como ocurre en la zona oriental de Jalón de Cameros (Hoja de Munilla).

La evolución de las facies tiene una marcada orientación O-E. En los afloramientos más occidentales predominan las facies detríticas, siendo sustituidos paulatinamente hacia el Oeste por tramos carbonatados.

1.4.3.1. *Areniscas, limolitas, margas y calizas (28). Valanginiense superior-Hauteriviense*

Su potencia en la Hoja es del orden de los 100-150 m. Si bien en zonas próximas de la vecina Hoja de Munilla alcanza los 400 m.

Está constituida por areniscas gris-amarillentas, en capas de hasta 5 m de potencia, limos margosos gris negruzcos, margocalizas y calizas. Las areniscas se disponen en capas con bases erosivas y estructura interna de estratificación cruzada planar y de surco. En algunas capas presentan acreción lateral. Los limos margosos y margas suelen estar bioturbados y con costras ferruginosas. Los niveles carbonatados están, por lo general, bioturbados, con laminación paralela y *mud-craks*.

Corresponden a ambientes de sistemas fluviales medio distales con implantación esporádica de condiciones lacustres o de encharcamiento.

1.5. Terciario

El Terciario está representado por sedimentos depositados en ambiente continental en un dispositivo de abanicos aluviales que, con procedencia meridional, tienden a rellenar el surco riojano. En el borde meridional de ese surco (Hojas de Belorado, Santo Domingo de la Calzada, Nájera, Anguiano y Munilla) se han diferenciado cinco unidades tectosedimentarias U.T.S.), en el sentido de GARRIDO (1982), que quedan separadas entre sí por discontinuidades sedimentarias. En las zonas de borde, donde los sedimentos se adosan a los relieves de las Sierras de la Demanda y Cameros, éstas son claramente discordancias. Por el contrario, en zonas más internas de la Cuenca, se presentan como paraconformidades, difícilmente deducibles a nivel de afloramiento, habiendo sido habitualmente extrapoladas en función del comportamiento y evolución regional de los cuerpos sedimentarios a los que corresponden, considerados a gran escala.

La similitud de procesos generadores del depósito a lo largo del tiempo, así como la identidad de áreas suministradoras de los mismos, trae como consecuencia que sean frecuentes los sedimentos litológicamente similares, y que, sin embargo, pueden corresponder a U.T.S. distintas.

Para facilitar la comprensión del conjunto de sedimentos terciarios depositados en esta parte de la Cuenca del Ebro incluimos un gráfico en el que se señalan las distintas unidades diferenciadas en este borde meridional riojano, localizándolas en su U.T.S. correspondiente.

En este gráfico se refleja la existencia, durante el Oligoceno y Mio-Plioceno de una serie de procesos que dan lugar a la diferenciación de cinco U.T.S. correspondientes a una determinada geometría de cuenca y una distribución de facies dentro de ella característica.

En la Hoja de Anguiano se encuentran representados sedimentos correspondientes a las U.T.S. núms. 2, 3, 4 y 5, con edades posiblemente comprendidas del Oligoceno hasta el Plioceno inferior y litologías predominantemente detríticas que pasamos a describir a continuación.

1.5.1. Unidades Litológicas de la U.T.S. núm. 2

1.5.1.1. Conglomerados calcáreos (29). Areniscas, limolitas y arcillas (30). Oligoceno

Sus afloramientos se localizan en la zona de Anguiano y en el ángulo nororiental de la Hoja. Se encuentran siempre afectados por el cabalgamiento frontal de la Sierra de Demanda-Cameros, por lo que no se ha podido observar su base en ningún caso.

Su espesor puede alcanzar los 300 m visibles, y están constituidos por conglomerados de cantos calcáreos, generalmente bien cementados, depositados en potentes capas de orden

Cronol.		U.T.S.	Belorado	Santo Domingo de la Calzada	Nájera-Anguiano	Munilla
Mioceno Sup.	Plioceno inf.	1	Calizas del Puerto de la Brújula. Conglomerados areniscas y arcillas de La Pedraja.	Conglomerados de Santurdejo.	Conglomerados del Serradero.	Conglomerados de Cabimonteros.
	Turolien.					
Mioceno Med.	Olearenense-Astarcien. Vallesense	2	Calizas. Yesos. Arcillas. Conglomerados y areniscas de San Miguel del Pedroso.	Yesos y margas yesíferas. Limolitas y arcillas. Areniscas de Grañón. Areniscas y arcillas. Conglomerados de Amunartia.	Areniscas y arcillas. Conglomerados.	Conglomerados.
Mioceno Inf.	Agenciense	3	Yesos de Cerezo. Arcillas y margas. Conglomerados de Puras.	Yesos de Cerezo. Limolitas y margas yesíferas. Areniscas y arcillas. Arcillas de Viloria. Areniscas y limolitas. Conglomerados de Ojacastro.	U. de Nájera Arcillas y areniscas. Areniscas y limolitas. Conglomerados de Matute y de Islallana.	Areniscas y arcillas. Conglomerados de Islallana.
Oligoceno	Sueviense-Arvemien.	4	U. de S. Clemente Areniscas, limolitas y arcillas. Conglomerados.	U. de S. Clemente Areniscas, limolitas y arcillas.	U. de Anguiano Areniscas y arcillas. Conglomerados.	Conglomerados de Quel.
	Headontense	5				U. de Arnedo Conglomerados, areniscas y arcillas rojas.

Esquema de distribución de U.T.S. y unidades litológicas para el área meridional de La Bureba y Zona Suroccidental de La Rioja

métrico, con bases relativamente planas y gran continuidad lateral. El tamaño de los cantos es considerable, pudiendo superar los 50 cm de longitud máxima.

En el área de Anguiano pasan lateralmente con gran rapidez a un conjunto de areniscas, limolitas y arcillas (30) con muy malas condiciones de afloramiento por el intenso recubrimiento que presentan, por lo que sólo podemos señalar en este tramo la presencia de niveles más continuos de areniscas, en la zona próxima al paso a los conglomerados, con características de paleocanales.

El conjunto se interpreta como depositado por un sistema de abanicos aluviales de procedencia meridional con representación de facies proximales (29) y medias o laterales (30) del aporte principal.

1.5.2. Unidades litológicas de la U.T.S. núm. 3

1.5.2.1. *Conglomerados poligénicos (31). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense)*

Aflora esta unidad en la zona comprendida entre Anguiano y Matute, en el sector central de la Hoja, así como en el borde nororiental en Panzares.

Al igual que la unidad anterior, sobre la que descansa discordantemente, se encuentra afectada por el cabalgamiento frontal de las Sierras.

Corresponden a los sedimentos más proximales de la U.T.S. número 3 y están representadas por un potente conjunto, que puede superar los 300 m de espesor, de conglomerados compactos poligénicos, depositados en capas métricas con base relativamente plana y sin organización interna visible, excepción hecha de algunas secuencias granodecreciente hacia el techo, observables en algunos niveles.

Las capas tienen gran continuidad lateral y los cantos que pueden alcanzar tamaños de varios decímetros, se encuentran englobados en una matriz areno-limosa con cementación calcárea y de tonos rojos dominantes muy característicos.

Morfológicamente es frecuente la existencia de pináculos y torres al estilo de los «mallos» oscenses típicos. En cualquier caso el paisaje dominante en la zona de afloramiento de esta unidad se caracteriza por un relieve fuerte, con abundancia de paredes verticales, generadas a favor de diaclasas y fracturas que afectan al conjunto conglomerático.

Ante la total ausencia de fósiles en la unidad su atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica.

1.5.2.2. *Areniscas y limolitas rojas. Niveles de conglomerados (32). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense)*

Se localiza en la zona septentrional de la Hoja y corresponde a un cambio lateral de facies de la unidad anterior, perteneciendo al conjunto de la tradicionalmente denominada «Facies Nájera» en la literatura geológica.

Morfológicamente da lugar a un relieve montuoso debido a las frecuentes intercalaciones de conglomerados y areniscas resistentes a la erosión.

Su estudio y descripción se ha realizado a partir de la sección de Camprovín, localizada en la vecina Hoja de Nájera y próxima al área de estudio.

Su potencia debe superar ampliamente los 215 m medidos en dicha sección y está constituida por una alternancia de niveles conglomeráticos, de areniscas y de limolitas rojas, cuya distribución a lo largo de la columna presenta como característica una mayor presencia de niveles detríticos groseros (conglomerados y areniscas de grano grueso) en la base y de limolitas y areniscas de grano fino hacia el techo de la serie.

Los conglomerados están formados por cantos cuyo diámetro máximo oscila entre 5 y 10 cm, subangulosos a subredondeados y de naturaleza cuarcítica exclusivamente en la base, y con cierta presencia de cantos carbonatados en los niveles superiores. La matriz es arenoso-limosa rojiza.

Los niveles de areniscas y conglomerados en la base de la sección presentan una incisión relativamente elevada y con escasa migración lateral, y corresponden a rellenos de paleocauces de escasa relación anchura/altura. Estos materiales presentan estratificaciones cruzadas de surco y planar, con huellas de cicatrices internas reflejo de su origen polifásico.

En la mitad superior predominan las alternancias de areniscas y limolitas en capas de cierta extensión lateral, con estructura interna masiva o estratificación cruzada planar y bases suavemente erosivas.

Estas características hacen pensar en facies de zonas intermedias de abanicos aluviales, con presencia de depósitos de cursos efímeros, fuertemente encajados en depósitos lutíticos de dichos abanicos (sistema *braided*), que hacia los tramos superiores evolucionan a facies de paleocanales más distales.

Por la ubicación geográfica y la evolución de facies observada en esta unidad, tanto en esta Hoja como en la de Nájera, con respecto a la descrita en el apartado anterior y la que lo será en el siguiente, puede deducirse, en líneas generales, la presencia en la zona de dos grandes sistemas deposicionales responsables de la sedimentación de estos materiales.

Ambos tienen procedencia meridional, y la mayor parte de los sedimentos depositados en la zona lo habrían sido por un sistema cuyas facies de abanico proximal se situarían en la zona de Anguiano, siendo menos importante en la Hoja la entrada localizada en Islallana. Es también observable una tendencia evolutiva de las facies que pasan, de las direcciones claramente submeridianas que presentan en las zonas más proximales, a girar en sentido NNO y NO, con drenaje coincidente, de forma aproximada, con el del valle actual del río Ebro.

1.5.2.3. *Areniscas de grano fino, limolitas y arcillas rojas (33). Oligoceno superior-Mioceno inferior (Arverniense-Ageniense)*

Corresponde a un cambio lateral de facies de la unidad anterior y, en la Hoja de Anguiano, solamente alfora en el ángulo noroccidental.

Está constituida por limolitas y arcillas rojas dominantes con alguna intercalación arenosa. Es frecuente que en las facies más finas se intercalen pequeños niveles centimétricos de yesos secundarios.

Se interpretan como depósitos de llanura de inundación probablemente laterales a la dirección principal de aporte del sistema.

1.5.3. Unidades Litológicas de la U.T.S. núm 4

1.5.3.1. *Conglomerados y areniscas (34). Areniscas ocre y arcillas (35). Mioceno medio-superior (Orleaniense-Vallesiense)*

Aflora en la región centro septentrional de la Hoja en las zonas elevadas entre Anguiano y Panzares.

Se encuentra habitualmente cubierta por derrubios de la unidad suprayacente, por lo que su observación ha sido necesariamente, fragmentaria e incompleta.

Está compuesta por unos 100-150 m de conglomerados poligénicos, poco cementados (34) con intercalaciones arenosas y que distalmente hacia el Norte pasan a areniscas de tonos ocre y amarillentos y arcillar rojas (35), con alguna pasada conglomerática.

Por consideraciones regionales podemos afirmar que se sitúa discordantemente sobre los materiales de la U.T.S. núm. 3, si bien las malas condiciones de afloramiento no posibilitan en esta zona su observación.

La unidad se interpreta como depositada por un mecanismo de abanicos aluviales correspondiendo a zonas proximales (34) o medias (35) de dichos sistemas.

La atribución cronológica, al igual que en la U.T.S. anterior, se hace por consideraciones regionales y posición estratigráfica.

1.5.4. Unidades Litológicas de la U.T.S. núm. 5

1.5.4.1. *Pudingas sueltas en matriz limo-arcillosa (36). Mioceno superior-Plioceno inferior*

Se localiza en la misma zona de la unidad anterior sobre la que reposa discordantemente

Se trata de un potente conjunto, superior a los 200 m de espesor, constituido por cantos redondeados a subredondeados empastados en una matriz limo-arenosa anaranjada y amarillenta. Los cantos, de litología heterogénea, pero con predominio de material silíceo procedente del Cretácico inferior, pueden alcanzar los 30-40 cm de longitud máxima.

El conjunto es de naturaleza incoherente, no cementado, por lo que, habitualmente, se encuentra coluvionado y derrubiado en ladera. Su observación ha sido, pues, dificultosa, limitándose a un único afloramiento en la vecina Hoja de Nájera situado al norte del vértice de Neveras, donde la existencia de un importante acarcavamiento ha permitido caracterizar la unidad.

En este tramo no es apreciable ningún tipo de organización interna, si exceptuamos algunas alineaciones de cantos que, a modo de *lags*, se intercalan en el conjunto.

La interpretación del ambiente a mecanismo generador de este depósito es problemática, siendo quizás lo más probable su atribución a la influencia de grandes abanicos de origen mixto, entre fluviales y aportes de ladera, generalizados a partir de la existencia de un escarpe, bastante continuo en este borde sur de la cuenca, lo que dificultaría su jerarquización.

Su atribución cronológica, que es incierta, se ha hecho por posición estratigráfica y correlación con eventos similares en otros puntos del borde meridional del área.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. **Gravas (37, 38 y 42). Terrazas**

Dada la angostura de los valles que disectan el relieve de las sierras son escasos los depósitos atribuibles a terrazas en el ámbito de la Hoja. En el valle del río Iregua se reconocen algunos sedimentos de esta índole y, sobre todo, al norte de Anguiano, donde el Najerilla labra su valle sobre los materiales más erosionables del Terciario. Se han podido cartografiar hasta tres niveles de terrazas escalonadas hacia el río.

Están compuestos fundamentalmente por gravas bien redondeadas empastadas en una matriz limo-arcillosa.

1.6.2. **Cantos con matriz limo-arcillosa (39, 40 y 41). Glacis y abanicos**

Al igual que el caso anterior, son escasos en el ámbito de la Hoja los depósitos atribuibles a glacis y abanicos. Más abundantes en la zona septentrional, están formados por conjuntos, ni muy potentes ni extensos, de cantos con escasa clasificación con una matriz arcillo-limosa de tonos pardos. En algún caso se ha observado la presencia de horizontes carbonatados de origen edáfico incluidos en el depósito.

1.6.3. **Cantos y bloques (43). Canchales y pedreras**

En el borde septentrional de la Hoja, en su zona oriental se localizan una serie de depósitos en las laderas de los barrancos labrados sobre los materiales incoherentes de la unidad 36 (1.5.4.1).

Están constituidos por cantos y bloques subangulosos a subredondeados que pueden alcanzar volúmenes próximos al metro cúbico. No se aprecia la existencia de matriz, aunque es posible que en la parte inferior del depósito exista algún tipo de materiales de granulometría más fina, cuya presencia no ha podido ser constatada debido a la ausencia de secciones en estos depósitos.

Su génesis, habida cuenta de la cota topográfica en la que se localizan estos materiales y de sus características, pudiera tener relación con procesos de periglacialismo comparables a formaciones tipo «río de bloques». Como apoyo de esta suposición debemos citar la existencia de procesos y depósitos glaciares y periglaciares en zonas próximas y cotas semejantes (Borde norte de la Sierra de la Demanda, entre Ezcaray y Pradoluengo.)

1.6.4. Cantos con matriz limo-arcillosa (44). Coluviones

Relativamente abundantes en el ámbito de la Hoja, sólo han sido cartografiados los más extensos e importantes. Su composición varía, lógicamente, en función del área de procedencia. Así, los situados en el Paleozoico presentan una carga dominante de cantos silíceos en matriz arcillosa, en tanto los localizados en vertientes mesozoicas tienen composición predominantemente caliza.

1.6.5. Aluviales (46) y conos de deyección (45)

A causa de la angostura de los valles, propiciada por un proceso de disección intenso así como por la naturaleza de la litología, los fondos aluviales (46) tienen escaso desarrollo. Solamente los ríos Iregua y, sobre todo, el Najerilla en su tramo más septentrional desarrollan valles más amplios en los que se localizan sedimentos aluviales compuestos de gravas, arcillas y limos.

En algunas desembocaduras de barrancos afluentes de dichos valles se han cartografiado conos de deyección (45), en general poco importantes.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Anguiano (22-11) está situada en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica, en su contacto con la Cuenca del Ebro.

La *Cordillera Ibérica* es una cadena intracratónica de doble vergencia constituida por materiales mesozoicos y terciarios con un zócalo paleozoico, deformados durante la Orogenia Alpina. Su extremidad noroccidental que constituye las Sierras de Demanda y Cameros, consiste en un núcleo de materiales paleozoicos y una cobertura mesozoica, en la que destaca el gran espesor de los materiales del Cretácico inferior, estructurados mediante pliegues y cabalgamientos de rumbo NO-SE a O-E y vergencia hacia el Norte. Su borde septentrional es un cabalgamiento, mediante el cual la Cordillera Ibérica ha sido desplazada varios kilómetros hacia el Norte sobre el Terciario de la Cuenca del Ebro.

La *Cuenca del Ebro* es una fosa rellena de sedimentos continentales terciarios con espesores de hasta 4.000 m en el sector riojano. El sustrato de los depósitos terciarios generalmente

es el Mesozoico. Las unidades terciarias inferiores están suavemente plegadas, predominando la dirección ONO-ESE. La cuenca está flanqueada por dos importantes fajas de cabalgamientos, la de las Sierras de la Demanda y de Cameros, situada al Sur y cabalgante hacia el Norte, y de la Sierra de Cantabria, situada al Norte y cabalgante hacia el Sur. En las proximidades de ambos cabalgamientos los materiales terciarios pueden estar deformados más intensamente.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

2.2.1. Zonación tectónica y dominios estructurales

En la Hoja de Anguiano se distinguen dos grandes dominios estructurales: la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro.

El *Dominio de la Cordillera Ibérica* corresponde, aproximadamente, a los dos tercios meridionales de la Hoja. Dentro de él se diferencian tres unidades estructurales: el Macizo o *Unidad de Demanda*, constituida por la extremidad oriental en núcleo de terrenos precámbricos y paleozoicos; la *Unidad de Cameros*, formada por materiales mesozoicos y especialmente cretácicos con estructuras de pliegues y cabalgamientos, y la *Unidad de Torrecilla*, que constituye la zona de enlace entre los dos primeros.

El *Dominio de la Cuenca del Ebro* ocupa el tercio septentrional de la Hoja y está formado por depósitos terciarios poco o nada deformados.

El límite entre ambos dominios discurre de Este a Oeste con un tramo zigzagueante. Generalmente es un cabalgamiento vergente hacia el Norte de la Cordillera Ibérica sobre la Cuenca del Ebro, que localmente está fosilizada por los depósitos terciarios postorogénicos.

En la configuración tectónica de las diferentes unidades estructurales ha ejercido una notable influencia, especialmente en la estructura alpina, la naturaleza y espesor de la pila sedimentaria.

Los materiales precámbricos y paleozoicos de la Sierra de la Demanda se han comportado como un *zócalo* rígido que se ha deformado fundamentalmente por fracturación. El Triásico inferior se ha deformado de manera solidaria con él, constituyendo un *tegumento*. El Triásico superior, arcilloso y evaporítico, constituye el *nivel de despegue* regional, a través del cual la cobertura se ha desolarizado del tegumento y el zócalo, deslizando y deformándose independientemente.

La cobertura jurásica y cretácica se ha deformado esencialmente mediante cizallamiento y plegamiento. Sus estructuras, asimismo, han estado fuertemente condicionadas por la composición litológica y el espesor de los materiales. Finalmente, los materiales terciarios han sido muy poco deformados, presentando exclusivamente deformaciones locales en la proximidad del cabalgamiento septentrional de la Cordillera Ibérica o estructuras de acomodación a las del sustrato mesozoico.

Desde el punto de vista de la evolución cronológica de la estructura tectónica hay que

distinguir dos grandes ciclos: el Hercínico, que comprende hasta finales del Paleozoico, y que afecta a los materiales del zócalo, y el Alpino, que abarca el Mesozoico y el Terciario.

2.2.2. Tectónica Hercínica

Aunque el afloramiento paleozoico de la Sierra de la Demanda aparece desconectado del resto del Macizo Hesperico, sus características estratigráficas y estructurales permiten relacionarlo con la Zona Asturoccidental Leonésa (Precámbrico arenoso-pelítico, serie cámbrica potente y completa con niveles carbonatados en su parte media, series clásticas de transición al Ordovícico, bajo grado metamórfico, deformación polifásica, etc.).

Aunque ha sido estudiado por varios autores (SCHRIEL, 1930, AITKEW, 1942; LOTZE, 1929, 1959; NAVARRO *et al.*, 1960) es COLCHEN, (1974) el que, en su Tesis Doctoral, ha realizado el estudio más completo y profundo de esta región.

2.2.2.1. Los materiales

Los materiales más antiguos del Macizo de la Demanda son la alternancia arenoso-pelítica que aflora al sur de Anguiano, atribuida al Precámbrico por su posición y por correlación con las «Capas del Nacea» y las «Capas de Paracuellos». Esta formación no presenta ninguna estructura tectónica que pueda interpretarse como precámbrica. Sobre la existencia o no de una discordancia Cámbrico-Precámbrico no es posible pronunciarse, ya que en todos los puntos en que este contacto es visible tiene un claro carácter tectónico, apareciendo cizallado por efecto de la diferencia de competencia entre los niveles pizarrosos y los conglomerados cuarcíticos de la base del Cámbrico.

El Paleozoico inferior está representado por una potente sucesión (más de 3.000 m) de clásticos con niveles de carbonatados en el Cámbrico medio, depositados en un ambiente de plataforma marina somera muy subsidente. Sus características invocan un contexto geodinámico de cuenca extensional, posiblemente un margen pasivo. El estudio geoquímico de los materiales volcánicos intercalados esporádicamente en la serie paleozoica fuera de la Hoja de Anguiano (COLCHEN, 1974) podrían aportar datos en este sentido.

No hay registro sedimentario, posiblemente omitido por erosión, entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero. Los afloramientos westfalienses, situados en las Hojas 1:50.000 situadas al oeste de Anguiano, corresponden a depósitos molásicos discordantes sobre los materiales del Paleozoico inferior deformados.

La constitución litológica, con notables espesores de alternancias de pizarra y cuarcita, han condicionado el estilo de las estructuras hercínicas. La deformación se ha realizado principalmente mediante plegamiento concéntrico, y aplastamiento, originando pliegues isopacos más o menos aplastados, con esquistosidad de plano axial en los niveles pelíticos. Los tramos calcáreos y pizarrosos del Cámbrico medio han constituido un nivel de despegue que en sectores más occidentales da lugar a imbricaciones mediante fallas inversas tendidas.

2.2.2.2. La estructura

La macroestructura del sector oriental de La Demanda es sencilla. Consiste en varios pliegues de desarrollo kilométrico y dirección Este-Oeste. Estos pliegues se prolongan hacia el Oeste, fuera de la Hoja, recorriendo la mayor parte del Macizo Paleozoico, al tiempo que aumenta el grado de deformación y el estilo, acusándose la vergencia hacia el Norte (COLCHEN, 1974).

En la Hoja de Anguiano estos pliegues quedan fosilizados por el Trías inferior que orla al Macizo y se estrellan contra la falla de Anguiano.

La estructura más meridional es el *Sinclinal de Brieva* (Sinclinal del Najerilla de COLCHEN). Es una estructura muy sencilla, con rumbo E-O y ligera vergencia hacia el Norte. Los repliegues secundarios son escasos y amplios, y los niveles ordovícicos ocupan su núcleo. Algunos niveles pelíticos muestran una pizarrosidad, de plano axial de pliegues menores, que en el núcleo muestra una disposición en abanico. Hacia el Norte la vergencia en este sentido se muestra más claramente, aunque la esquistosidad siempre se mantiene en posición erguida (70°-80°). No se han observado estructuras atribuibles a más de una fase de deformación, únicamente mesoestructuras asociadas como boudines y cuñas tectónicas en charnelas.

La siguiente estructura es el *anticlinal de Anguiano* (S. de Anguiano-San Millán de COLCHEN), que mantiene el mismo rumbo, aunque centúa su vergencia hacia el Norte, con un flanco septentrional más inclinado que el meridional y la esquistosidad buzando 40°-50° hacia el Sur. El núcleo del anticlinal lo ocupan los esquistos de Anguiano y los conglomerados de la base del Cámbrico, con un contacto mecanizado. Las alternancias cámbricas presentan localmente pliegues menores claramente vergentes hacia el Norte.

En los niveles pelíticos precámbricos se desarrolla una esquistosidad oblicua a la estratificación, de dirección N 80° y buzamiento 20° a 40° hacia el Sur, que está afectada por pliegues angulares con una esquistosidad de fractura de plano axial que puede evolucionar a cizallamientos inversos hacia el Norte. El rumbo de estos pliegues y esquistosidades varía entre N 60° y E-O, con planos axiales erguidos (50°-80°) buzando hacia el Sur.

Al norte del anticlinal de Anguiano aparece un pliegue sinclinal muy suave, el *sinclinal de Valdeloshaces*, definido por buzamientos bajos en ambos flancos y afectando a los niveles carbonatados del Cámbrico medio. Posiblemente se trata de un pliegue tardío, ya que cuando se pueden observar pliegues menores éstos muestran una acusada vergencia hacia el Norte, en contraste con la geometría de la macroestructura.

Completan el cuadro estructural de este sector del Macizo diversas fallas que se agrupan en familias de rumbo NO-SE, NNO-SSE y ENE-OSO. Son de recorrido kilométrico, con desplazamiento lateral y vertical. Cortan a las estructuras de plegamiento hercínicas y a veces afectan a los materiales mesozoicos. Los de rumbo ENE-OSO pueden estar instruidas por diques de cuarzo. La mayor parte de ellas deben corresponder a fracturas tardihercínicas, reactivadas posteriormente en el ciclo alpino.

2.2.2.3. Fases de deformación y metamorfismo regional

Los materiales paleozoicos precámbricos de la Hoja de Anguiano sólo muestran aspectos parciales de la deformación hercínica que no son suficientes para establecerla completamen-

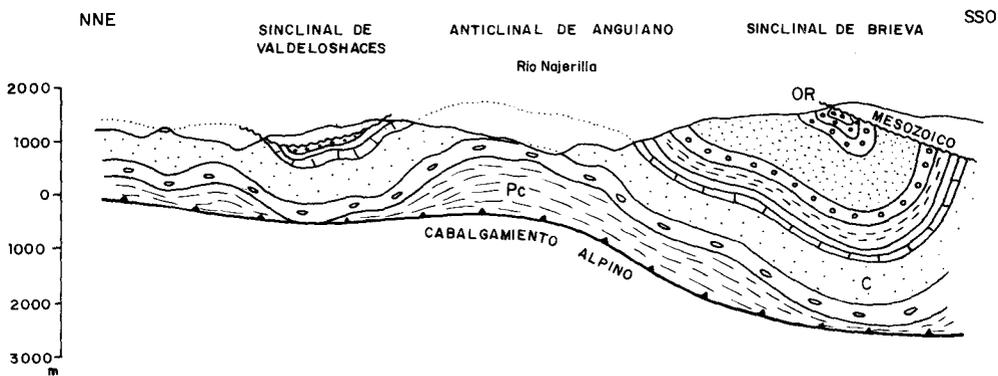


Figura 2.1. Principales estructuras de plegamiento en el Paleozoico de Anguiano.

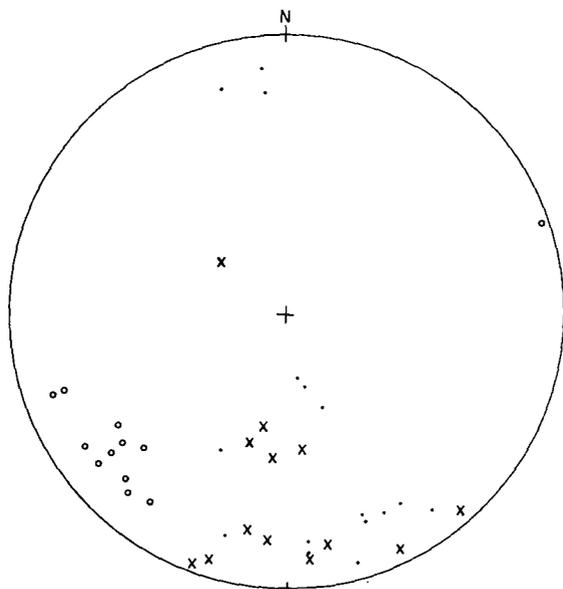


Figura 2.2. Microestructuras en los materiales Paleozoicos. Puntos: S_1 .
Cruces: S_3 . Círculos: B_3 .

te con precisión. COLCHEN (1974), estudiando la totalidad de la Sierra de la Demanda, ha establecido que la estructura hercínica se desarrolló en tres fases de deformación.

— *La primera fase* afecta a todo el macizo, originando la macroestructura visible, pliegues de rumbo N 20°-N 115°, con inmersión variable, que llevan asociada una esquistosidad de fractura S_1 que pasó a ser de flujo hacia el Oeste, hacia donde aumenta el metamorfismo, y en él se acusa la vergencia, con estructuras más inclinadas.

— *La segunda fase* sólo se manifiesta localmente, produciendo el rejuego de las estructuras de primera fase, una esquistosidad grosera S_2 que deforma a S_1 , y el desarrollo de superficies de cabalgamiento deca a kilométricas subparalelas a los planos axiales de los pliegues B_1 .

— La tercera fase también tiene un desarrollo local, con pliegues angulares erguidos de rumbo N 110° y N 145°, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación que deforma a las esquistosidades previas. Asimismo, en algunos sectores aparecen *kink-bands* tardíos en relación con grandes fallas.

El metamorfismo regional es de bajo grado, no pasando de la zona de la biotita, donde alcanza su máxima intensidad. La recristalización metamórfica tuvo lugar durante el final de la primera fase y en la interfase 1-2 (COLCHEN, 1974). Posteriormente, durante la tercera fase de deformación se produjo una segunda etapa de metamorfismo con formación de sericita y clorita a favor de S_3 .

La edad de la deformación hercínica no puede fijarse con precisión por falta de argumentos estratigráficos. Las tres fases son anteriores al Westfaliense B estudiado por COLCHEN en el sector occidental de la Sierra.

2.2.3. Tectónica Alpina

El ciclo alpino, que abarca desde el inicio del Mesozoico hasta la actualidad, comprende dos períodos de tiempo durante los cuales el ambiente geodinámico se caracteriza por unas condiciones muy diferentes.

2.2.3.1. Período preorogénico

Abarca un lapso de tiempo dilatado (unos 180 m.a.), desde el comienzo del Mesozoico hasta finales del Cretácico, durante el cual la placa ibérica estuvo sometida a un régimen de tectónica extensorial, con creación de cuencas sedimentarias. Se distinguen dos etapas:

a) *Etapla aulacogénica*.—El modelo de tipo aulacógeno de la evolución de la Cordillera Ibérica definido inicialmente por ALVARO *et al.* (1979) es aplicable al menos para el ciclo Triásico-Jurásico superior (ALVARO, 1988). La evolución del aulacógeno muestra tres etapas:

1. Etapa de graben, que corresponde al Triásico inferior y medio, caracterizada por una tectónica de bloques que controla la formación de altos y fosas que se rellenan de clásticos y carbonatos en ambiente continental y marino somero. Su configuración está controlada por la trama de fallas tardihercínicas del zócalo paleozoico. La zona de la Sierra de la Demanda corresponde a una zona de alto relativo.

2. Etapa de transición, de un mecanismo de subsidencia tectónica a otro de subsidencia por contracción termal de la litosfera. Tiene lugar durante el Triás superior, con deposición de series rojas y evaporitas. El estiramiento cortical permite efusiones de tipo fisural de basaltos alcalinos caracterizados como típicos de un ambiente *rifting* intraplaca (LAGO *et al.*, 1988) a finales del Triásico.

3. Etapa de flexura. Comprende el Jurásico inferior y medio. Durante el Jurásico superior se perturba esta evolución. La subsidencia térmica controla esta etapa, instalándose en la región una extensa plataforma carbonatada con subsidencia decreciente y controlada por las variaciones eustáticas. La tendencia general somerizante de las secuencias del Dogger probablemente son el reflejo de la ralentización de la subsidencia térmica. Durante el Malm tiene lugar una reactivación de las condiciones tectónicas extensionales, que produce episodios alternativos de aceleración-ralentización de la subsidencia, premonitorios de los acontecimientos eocretácicos. Localmente se produce elevación de bloques que se manifiesta por la entrada de terrígenos en la plataforma carbonatada y el emplazamiento de olistolitos en la ritmita de Malm.

b) *La distensión cretácica*. A partir del Jurásico superior hay una importante reactivación de la tectónica extensional que está relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya y la deriva antihoraria de la Placa Ibérica. Este proceso geodinámico también tiene dos etapas, una de *rifting* y otra subsecuente de subsidencia termal. La primera se manifestó como una tectónica de bloques, que por un lado produjo la emersión de grandes áreas de plataforma marina de la Península Ibérica, al mismo tiempo que se creaban cuencas locales muy subsidentes, controlada por la actuación de fracturas tardihercínicas con componentes de desgarres que determinaban la ubicación y desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart*, como son las cuencas de Cameros y del Mastrazgo en la Cordillera Ibérica.

El sector SE de la Hoja de Anguiano corresponde a un borde de la cuenca Eocretácica de Cameros. Esta cuenca ha sido interpretada [GUIRAUD y SEURET (1985)] como una cuenca *pull-apart* aislada, controlada por fallas de desgarres dextrales NE-SO que originaron la apertura y hundimiento de una fosa romboidal mediante fallas normales NO-SE. Este proceso tuvo lugar durante el Malm y el Cretácico inferior, y se produjo mediante el hundimiento progresivo hacia el NE, con importante acumulación de terrígenos progradantes en esta dirección.

El adelgazamiento cortical local fue de tal magnitud que el incremento de flujo térmico produjo metamorfismo de los sedimentos más profundos, alcanzándose la zona del cloritoide ($T \geq 420^\circ$, $P = 1-3 \text{ Kb.}$).

Hacia el Albiense, la subsidencia tectónica se ralentiza y el enfriamiento listoférico cambia la modalidad de la subsidencia, que se realiza por contracción termal. Estas condiciones se mantienen durante el Cretácico superior, instalándose una extensa plataforma carbonática cuyos sedimentos no se conservan en el marco de la Hoja estudiada, aunque se conocen en zonas próximas.

2.2.3.2. *La estructura alpina*

A partir de finales del Cretácico tiene lugar la inversión tectónica de toda la región. Cesan las condiciones distensivas y se pasa a un régimen de tectónica compresiva que se mantiene

hasta el Mioceno superior, provocando la emersión y deformación tanto del zócalo Paleozoico como de la pila sedimentaria Mesozoica. La Cordillera Ibérica se estructura como una cadena de pliegues y cabalgamientos de doble vergencia, que en su borde septentrional, donde se ubica la Hoja de Anguiano, cabalga sobre la Depresión de La Rioja su cuenca de antepaís septentrional, que se rellena de terrígenos continentales procedentes de la denudación de los relieves orogénicos.

En el *dominio de la Cordillera Ibérica* que comprende la Hoja de Anguiano se pueden diferenciar cuatro unidades estructurales:

1. *El frente de cabalgamiento sobre la cuenca del Ebro.* Es una franja de pocos kilómetros de anchura y gran complejidad estructural, que recorre la Hoja de Oeste a Este con un trazado zigzagueante mediante segmentos de rumbo NE-SO y NO-SE.

En la zona occidental tiene dirección NO-SE y consiste en una banda de materiales Mesozoicos de 0,5 a 2 km, que cabalga sobre el Terciario, y a su vez es cabalgada por el Paleozoico de la Sierra de la Demanda. Al oeste de Tobia, el Mesozoico cabalgante consiste principalmente en Keuper y Lías inferior con una estructura interna de dúplex. Al sur de Tobia, el Cerro Peñalba pertenece al bloque superior del dúplex, y muestra una espectacular estructura interna por cizallamiento frontal del bloque cabalgante. Más al SE, en la zona de Anguiano, los materiales mesozoicos cabalgan en posición invertida. La superficie de cabalgamiento frontal sobre el Terciario buza de manera variable entre 20° y 60°, mientras que el cabalgamiento del Paleozoico, con algunas pinzaduras de Buntsandstein, aparece verticalizado, buzando 60°-80° hacia el SO. En todo este segmento la geometría de cabalgamiento muestra una situación de rampa frontal del bloque cabalgado y rellano del bloque cabalgante. Los conglomerados terciarios están subhorizontales o buzando menos de 30° hacia el Norte, aunque pueden aparecer muy deformados en la proximidad del cabalgamiento, con desarrollo local de esquistosidad de cizalla.

En la zona de Morro Gimeno y el vértice Muélago, el cabalgamiento experimenta una rápida inflexión hacia el Este, adoptando un rumbo NE-SO. En este sector el cabalgamiento adopta una posición bastante tendida, buzando suavemente hacia el SE, y es paralelo a las capas de ambos bloques (posición de rellano de techo y de muro). El bloque cabalgante está constituido por materiales jurásicos. En el cabalgado la falla afecta a los depósitos de la unidad del Mioceno medio-superior, mientras que en segmento anterior afectaba a las unidades del Oligoceno y del Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Hacia el Norte, el cabalgamiento es fosilizado por los depósitos postorogénicos de la unidad terciaria del Mioceno superior-Plioceno inferior, en la prolongación de la cuerda de Serradero. Aquí el cabalgamiento sufre una nueva inflexión, adoptando un trazado cartográfico SE-NO a medida que desciende hacia el río Iregua, en una situación de rampa de bloque cabalgado, pues corta a las diversas unidades terciarias. A partir del Iregua, y hasta el borde oriental de la Hoja, recupera de nuevo la dirección NE-SO, ahora con un trazado muy festoneado.

En este tramo el cabalgamiento es muy tendido, con situación de rellano en ambos bloques. La parte inferior del bloque cabalgante es un potente tramo de margas y yesos del Keuper,

que aumenta de espesor hacia el Este y sustenta al resto de la serie Mesozoica. En el bloque cabalgado afloran las unidades oligocena y oligocena superior-Miocena inferior.

El análisis detallado del cabalgamiento frontal excede de los objetivos de esta Memoria. No obstante, sí es interesante señalar su importancia regional y la magnitud del desplazamiento. En la vecina Hoja de Ezcaray (21-11), el sondeo petrolero Demanda-1 emboquilla Precámbrico, y tras atravesar el Mesozoico invertido, penetra de nuevo en el Terciario hasta cerca de 5.000 m de profundidad. Los sondeos «riojas» situados al Norte encuentran el zócalo Mesozoico autóctono a profundidades de 3.000 a 3.800 m, y las campañas sísmicas realizadas en la prospección de hidrocarburos indican que la Sierra de Cameros cabalga sobre materiales terciarios hasta, al menos, el paralelo meridional de la Hoja. Con estos datos es posible reconstruir la geometría del cabalgamiento hacia el Sur, y estimar que su raíz debe situarse a unos 25-35 km al sur de su frente septentrional, por lo que tanto la Sierra de la Demanda como la de Cameros deben considerarse mantos de cabalgamientos alóctonos. El cabalgamiento basal en el sector oriental de la Hoja es el Keuper, mientras que en la Sierra de la Demanda es muy probable que esté constituido por los esquistos de Anguiano.

2. *La extremidad oriental del Macizo de la Demanda.* Ocupa una zona triangular en la parte occidental de la Hoja. Su estructura alpina consiste en un gran pliegue de fondo de rumbo casi E-O, con sus bordes oriental y meridional orlados por el tegumento Triásico.

El meridional es un monoclin al suave, mientras que el oriental cabalga ligeramente sobre los materiales Jurásicos. El borde septentrional es un cabalgamiento sobre el Mesozoico, descrito anteriormente. En la zona de Valdeloshaces-Arroyo Tobia han quedado preservados algunos afloramientos triásicos a favor de una suave estructura sinclinal.

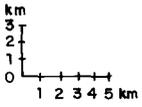
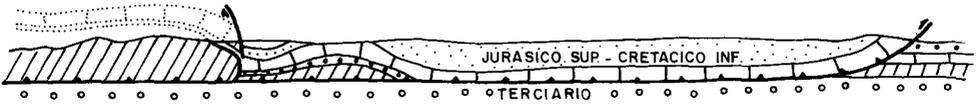
3. *El sinclinal wealdense de Laguna de Cameros.* Está situado en la esquina SE de la Hoja, y corresponde al borde occidental de la cuenca de Cameros. Es una estructura sinclinal muy suave de rumbo NO-SE que alberga en su núcleo la potente serie del Purbeck-Weald.

4. *La unidad de Torrecilla en Cameros-Ortigosa.* Se aplica esta denominación a la franja del territorio alargada en dirección NNE-SSO que se encuentra situada entre las dos unidades descritas anteriormente. Está constituida principalmente por materiales jurásicos plegados e imbricados según dirección NNE-SSO a N-S, con vergencia NO. Las estructuras de plegamiento más destacables son: el Sinclinal de Nieva-El Rasillo, con su núcleo ocupado por facies *Purbeck-Weald* y depósitos terciarios cabalgados en su flanco occidental por el Macizo de Demanda, el anticlinal de Pradillo, de geometría domática y el anticlinal Cocucha. Hacia la periferia de la unidad aparecen cabalgamientos vergentes hacia la cuenca de la Rioja, que adaptan su diseño al del cabalgamiento frontal. La fracturación es intensa, predominando las fallas de rumbo NE-SO con buzamientos altos y diseño anastomosado que sugiere un funcionamiento en régimen de desgarre.

En conjunto, toda esta unidad se interpreta como situada sobre una rampa lateral del bloque cabalgante, en la que el cabalgamiento basal ascendería desde los niveles del Paleozoico-Precámbrico hasta el Keuper. La orientación NNE-SSO de las estructuras de este sector indica, posiblemente, la dirección de transporte del bloque cabalgante.

O

E



KEUPER Y JURASICO MARINO

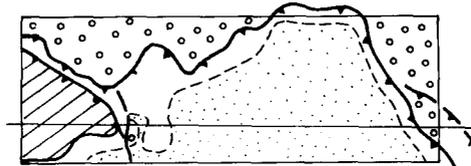
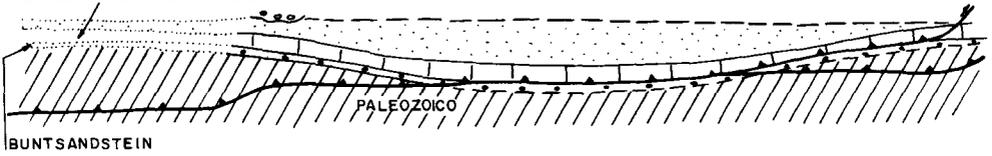


Figura 2.3. Esquema mostrando las relaciones entre las Unidades de la Demanda y de Cameros, y la génesis de la rampa lateral de Torrecilla-Ortigosa.

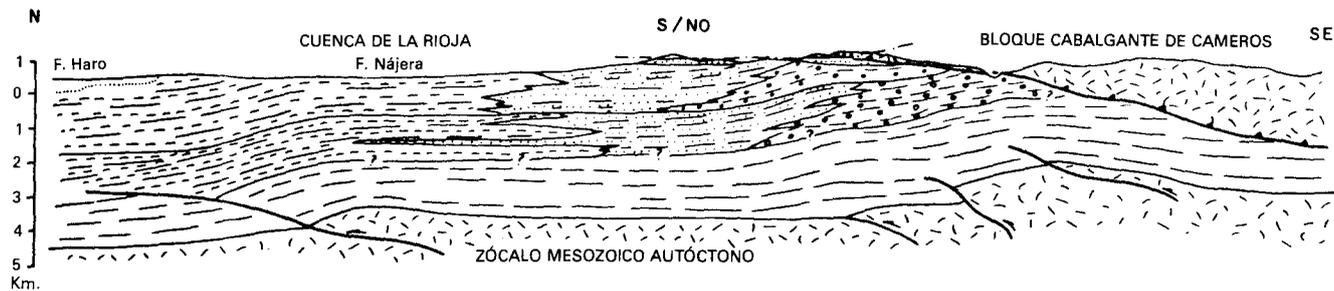


Figura 2.4. Corte estructural que muestra la parte frontal de la Unidad cabalgante de Cameros, la organización interna y estructura de la cuenca de antepaís y las estructuras del zócalo de la cuenca.

El Dominio de la Cuenca Terciaria de La Rioja. Se extiende por el tercio septentrional de la Hoja. Corresponde a la cuenca de antepaís frontal del alóctono Ibérico. Está ocupado por unos 2.000 a 4.000 m de clásticos continentales terciarios que se han acumulado en un área con fuerte subsidencia, inducida por el apilamiento de los cabalgamientos meridionales. A su vez, el relleno progresivo ha facilitado que el alóctono se transportara hacia el Norte, desplazándose sobre los productos de su erosión.

En superficie, la estructura de los materiales terciarios es muy sencilla, pues aparecen en disposición subhorizontal o buzando suavemente hacia el Norte. Localmente muestra flexiones con inclinaciones que llegan a los 30°.

La información del subsuelo permite precisar mejor su estructura interna. Por una parte, las diferentes secuencias deposicionales terciarias, que están separadas por discontinuidades que reflejan los momentos de reactivación tectónica del alóctono, pueden presentar discordancia angulares en la parte proximal al cabalgamiento, que hacia el Norte pasan a paraconformidades. Asimismo, las facies más gruesas de cada secuencia onlapan sobre las facies más distales de la anterior. Esta «progradación» de las facies continentales hacia el Norte es el reflejo del desplazamiento progresivo del alóctono en esa dirección.

La información de subsuelo muestra, además, la existencia de cabalgamientos en el sustrato mesozoico del Terciario, vergentes hacia el Norte, que han originado pliegues de acomodación en los depósitos cenozoicos, cuyo reflejo superficial son las flexuras mencionadas anteriormente.

Estas estructuras son relativamente tardías, pues parecen deformar a todos los depósitos terciarios, excepto al Mioceno superior-Plioceno inferior, que es claramente postorogénico y fosiliza al frente cabalgante de Cameros.

2.2.3.3. Interpretación general y edad de las deformaciones

La reconstrucción geométrica de la estructura del borde Norte de las Sierras de Demanda y Cameros, auxiliadas de los datos del subsuelo, permite poner en evidencia que este sector de la Cordillera Ibérica ha experimentado una traslación hacia el Norte de decenas de kilómetros, y que la falla septentrional no es una inversa de gran ángulo, como propugnaban todos los autores anteriores (NAVARRO *et al.*, 1960, COLCHEN, 1974, etc.), sino que en profundidad se tiende y cobija a los depósitos terciarios de la cuenca del Ebro.

Esta, en su sector riojano, es una cuenca típica de antepaís, con la peculiaridad de tener dos frentes cabalgantes (C. Ibérica y C. Cantábrica), rellena de depósitos continentales sinorogénicos.

Su subsidencia ha sido inducida por la sobrecarga tectónica en sus márgenes. La magnitud de la subsidencia da idea de la importancia de los bloques cabalgantes.

El paso de la Unidad de Demanda, con núcleo paleozoico, a la Unidad de Cameros, exclusivamente mesozoica, se realiza mediante una rampa lateral en el bloque cabalgante, identificable en la zona de Torrecilla en Cameros. Este dispositivo ha estado preconfigurado

por la arquitectura preorogénica de los materiales (potente serie mesozoica en Camero-Alto paleogeográfico en Demanda) y por la posición de los niveles de despegue (esquistos de Anguiano-Keuper).

El registro sedimentario en la cuenca indica que la actividad orogénica compresiva se remonta al menos al Eoceno superior-Oligoceno inferior, y se mantiene constante hasta el Mioceno medio-superior. Los momentos de mayor aceleración en el desplazamiento del bloque cabalgante y rejuvenecimiento del relieve han quedado impresos en el registro sedimentario como discontinuidades, que por su posición estratigráfica son correlacionables con las de otros puntos de la Cordillera Ibérica (Eoceno superior; Oligoceno medio superior; Intraoligoceno superior; Mioceno inferior-medio e Intramioceno superior, si las correlaciones con yacimientos y niveles datados son correctas). Por el momento no es posible establecer de una manera precisa la secuencia de cabalgamiento, aunque de la geometría global del sistema y de sus relaciones con la sedimentación parece deducirse una secuencia de bloque inferior. Los cabalgamientos más recientes serán, por tanto, los que afectan a la cobertera mesozoica autóctona del sustrato de la cuenca de La Rioja, que inducen deformaciones por acomodación en los depósitos terciarios suprayacentes.

3. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Anguiano, situada en la intersección de dos macizos orográficos de la entidad de las Sierras de Demanda y de Cameros, presenta unas características fisiográficas de acentuado relieve, con cotas que van desde los 1.761 m en el vértice San Cristóbal hasta los 560 m en los valles del Najerilla e Iregua.

La red hidrográfica está constituida principalmente por ambos ríos con sus correspondientes tributarios, sometidos a activos procesos de *incisión lineal*. Estos *barrancos de incisión lineal* a menudo, y principalmente en las áreas paleozoicas y mesozoicas de la Hoja, presentan un control estructural, disponiéndose los barrancos, bien paralelos, bien ortogonales a las direcciones de las capas. Sobre materiales más o menos incoherentes (arcillas y yesos del Keuper, conglomerados terciarios) se instalan *cárcavas*, normalmente con pequeño desarrollo.

Sólo en los cursos fluviales principales el ensanchamiento del cauce ha permitido la deposición, en tiempos cuaternarios, de *terrazas*. Mientras que en el río Iregua se conservan principalmente las *terrazas* bajas y medias, en el Najerilla, y a partir del estrechamiento que origina la orla jurásica de la Demanda a la altura de Anguiano se desarrolla un sistema más completo, con tres terrazas y un nivel inferior más encajado atribuible a una *llanura de inundación*. Digno de remarcar es la existencia alrededor del Cerro de la Mesa del Castillo de un meandro abandonado a nivel de la *terrazza* baja, parcialmente relleno por un *cono de deyección* de los que son frecuentes en la desembocadura de los barrancos laterales a los ríos principales. En ocasiones, estos *conos de deyección*, al no poder ser evacuados por completo, obligan al río a modificar su curso trazando un meandro.

Otras formas de modelado deposicional con un desarrollo relativo en la Hoja de Anguiano son los sistemas de *abanicos aluviales*, de los cuales permanecen tres niveles. El más inferior

ANGUIANO

241
22-11

MAPA GEOMORFOLÓGICO

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- Líneas de capa dura
- Fallas con expresión morfológica
- Cuestas y «Hog-backs»
- Cuestas y «Hog-backs» con indicación de buzamiento
- Chevrons

FORMAS CÁRSTICAS

- Dolinas y uvales
- Lapiaz sobre yesos

MODELADO FLUVIAL

- Valle de fondo plano
- Barranco de incisión lineal
- Cárcavas
- Collado de divergencia fluvial

SUPERFICIE DE EROSIÓN

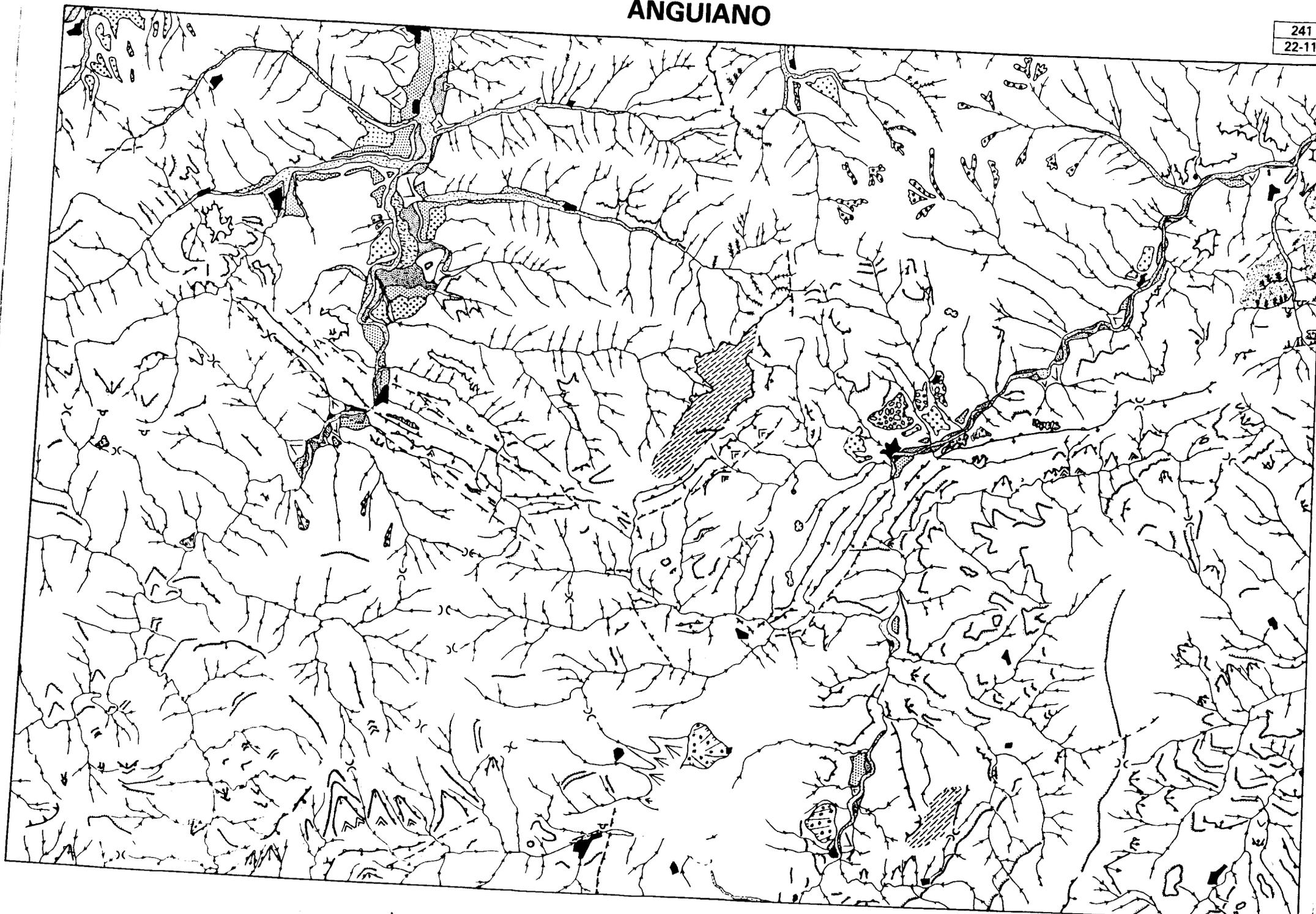
- Superficie de erosión con desarrollo de carstificación

MODELADOS DEPOSICIONALES

- Conos de deyección
- Coluviones con predominio de bloques
- Mangas de piedra (caudales)
- Llanura de inundación
- Terraza 1
- Terraza 2
- Terraza 3
- Abanico aluvial 2
- Abanico aluvial 3
- Abanico aluvial 4

OTRAS FORMAS

- Escarpes > 100 m.
- Escarpes < 100 m.
- Crestas
- Núcleos urbanos
- Canteras



presenta una continuidad topográfica con la *Terraza 2* en el río Najerilla. Están formados por depósitos de cantos principalmente cuarcíticos embebidos en una matriz limo-arenosa eventualmente cementada por carbonato cálcico, y los atribuimos a sistemas de *abanicos aluviales*, dado que presentan evidencias de que en su génesis han participado corrientes tractivas de cierta entidad. Adquieren su mayor desarrollo en la esquina noroccidental (río Cárdenas) y en los alrededores de Torrecilla de Cameros.

La regulación de vertientes es muy intensa en toda la Hoja, particularmente en los sectores ocupados por las series conglomeráticas terciarias poco coherentes. En la cartografía se han representado los *coluviones con predominio de bloques* en los puntos donde el proceso es más relevante, asociados tanto a los relieves cuarcíticos en el Paleozoico, como a las barras de calizas jurásicas y a las pudingas neógenas antedichas.

En el sector de la Sierra de Serradero y en cotas comprendidas entre los 1.400 y 1.200 m se desarrollan *mangas de piedra*, correspondientes a coladas de bloques y cantos heredados del sustrato terciario sin apenas matriz, y que ocupan las cabeceras de los arroyos. La erosión remontante de los mismos excava a su pie, generalmente, una cárcava o escalón topográfico de pendiente pronunciada cuyo retroceso paulatinamente va desmontando las *mangas de piedra*. Su génesis corresponde a etapas periglaciares.

Se han diferenciado en la cartografía una serie de modelados estructurales entre los que cabe destacar las *líneas de capa dura*, *cuestas* y *hog-backs* principalmente existentes en materiales paleozoicos y mesozoicos. *Cuestas* y *hog-backs* caracterizan particularmente la orla jurásica que rodea tanto la terminación oriental de la Sierra de la Demanda como la parte noroccidental de la de Cameros. Frecuentemente en los dorsos de las mismas se desarrollan *chevrons*.

También se han resaltado en el mapa las *fallas con expresión morfológica* de mayor importancia.

Al E de Torrecilla de Cameros se sitúa una *superficie de erosión con desarrollo de carstificación*. Ocupa la zona del vértice Gamellones, a una altura cercana a los 1.400 m. Esta superficie decapita las capas jurásicas sobre las que se instala, desarrollando sobre ellas un numeroso sistema de *dolinas* y *uvalas* de formas elipsoideas con el diámetro mayor en sentido SO-NE. El tamaño de las mismas no excede algunas decenas de metros. Al N del pueblo de Gallinero de Cameros, en el Alto de Peñamilanos, se sitúa otra pequeña superficie asimilable a la anterior, aunque ésta no se encuentra tapizada de depresiones cársticas.

En el resto de la Hoja se han señalado las *dolinas* y *uvalas* formadas a expensas de los materiales carbonatados del Jurásico marino. Al sur de Viguera se ha cartografiado, asimismo, las zonas de *lapiaz sobre yesos* asociadas al Keuper.

La cartografía también recoge los *escarpes* y *crestas*, generalmente con un control estructural, asociados a niveles competentes de cuarcitas paleozoicas, calizas jurásicas o conglomerados terciarios bien cementados. Por su espectacularidad paisajística merecen resaltarse las típicas formas de «mallos» de los conglomerados de borde de la facies Nájera en el valle del Iregua, particularmente en el Cerro del Castillo de Viguera.

Por último, se han señalado en el mapa las principales formas de modelado autrópico, como son los *núcleos urbanos* y las *canteras*.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Para describir la historia geológica de la Hoja se tendrán en cuenta los datos obtenidos en la realización de Hojas próximas (también estudiadas por C.G.S.), los disponibles en la bibliografía regional y la información obtenida en los sondeos petrolíferos.

De esta manera procederemos a efectuar una descripción de la historia regional de esta parte de la Cordillera Ibérica, particularizando los detalles que afecten a los materiales aflorantes en el área ocupada por la Hoja.

El escaso desarrollo de la Formación Esquistos de Anguiano del Precámbrico no permite precisar suficientemente la historia de este período. No obstante, regionalmente no parece que haya habido plegamientos importantes entre el Precámbrico y el Cámbrico, sino solamente movimientos epirogénicos de gran radio de curvatura.

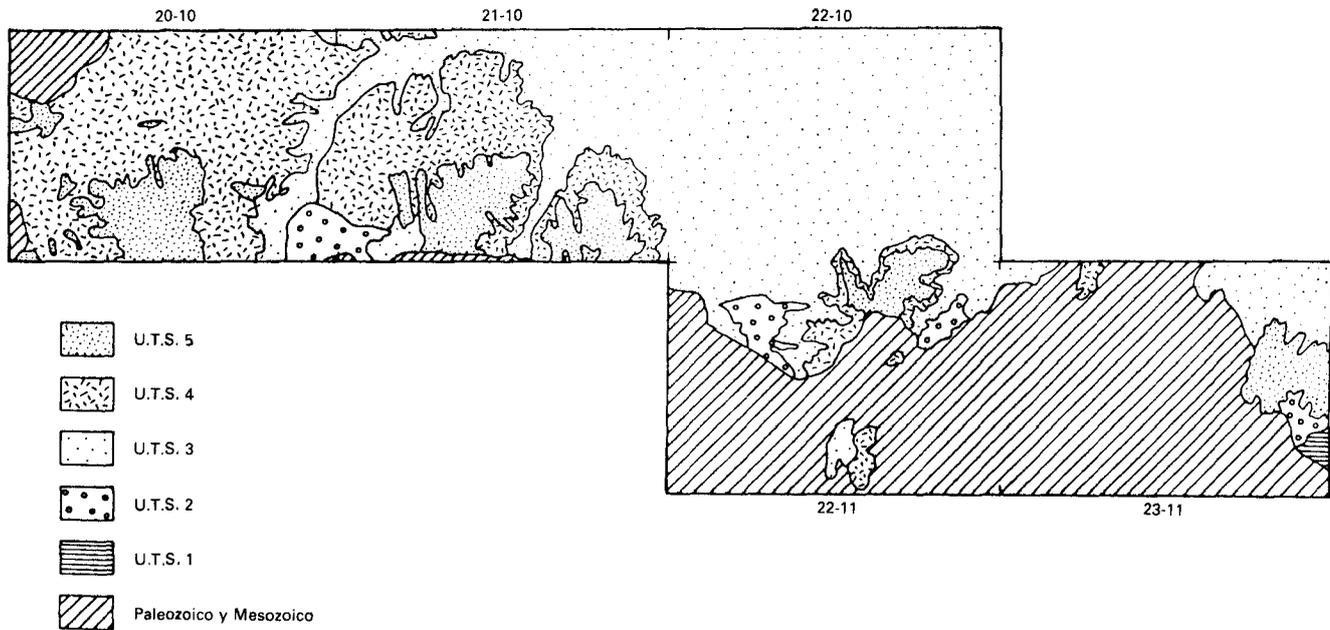
En el Cámbrico inferior se inicia un gran ciclo sedimentario que se extiende hasta el Cámbrico medio, con la deposición de los Conglomerados de Anguiano, en un ambiente de playa conglomerática desarrollada en un contexto transgresivo y de subsidencia generalizado. Durante esta etapa se reconocen depósitos de *foreshore* y *shoreface*.

Este aporte clástico tan generalizado en la Cordillera Ibérica está en relación con la degradación de un relieve importante, que por las direcciones de los aportes se situaría hacia el Este. El área fuente de estos materiales podría proceder de lo que se ha dado en denominar «Macizo del Ebro».

El carácter transgresivo del primer ciclo continúa durante el resto del Cámbrico inferior y parte del Cámbrico medio depositándose las formaciones Areniscas y Pizarras del Puntón y Dolomías de Urbión, en las que se reconocen depósitos de *shoreface-offshores* y de plataforma abierta, respectivamente. La sedimentación de los calcoesquistos de Azarrulla, tras el hundimiento de la Cuenca, marca el final del primer ciclo y la inversión del carácter transgresivo que había caracterizado a este período.

El segundo ciclo, que se extiende desde el Cámbrico medio hasta el Tremadoc, aparece subdividido a su vez en dos ciclos menores. El primer subciclo se inicia con la sedimentación de la Formación Pizarras de Gatón, a la que sucede posteriormente la Formación Areniscas de Vinegra, describiendo en conjunto un ciclo regresivo, y representando ambientes de *shoreface* y *foreshores* de una playa arenoso-lutítica. Esta fase regresiva del Cámbrico medio-superior se pone de manifiesto por la presencia de megasecuencias negativas descritas en el apartado de Estratigrafía.

El segundo subciclo se inicia con el hundimiento progresivo de la cuenca, pasándose de ambientes de *foreshore* representados por las Areniscas de Vinegra a los de *shoreface* de las Alternancias del Najerilla, alcanzándose durante la sedimentación de estas últimas la mayor profundidad durante el Cámbrico superior. Posiblemente en el techo de esta última



Esquema de distribución gográfica de las U.T.S. del Terciario para el área meridional de La Bureda y Zona Suroccidental de La Rioja

Con este dispositivo paleogeográfico comienza el desmantelamiento de los marcos montuosos, cuya primera evidencia en la zona corresponde a los sedimentos de la U.T.S. núm 1, que aflora exclusivamente en el borde suroriental de la Hoja de Munilla, en las proximidades de Arnedo.

Las otras cuatro U.T.S. reconocidas en la zona correspondiente a aportes predominantemente meridionales, aunque los relieves menores situados a occidente también proveen de materiales a la cuenca, si bien en mucha menor medida.

La evolución de facies observadas en las U.T.S. núms. 3 y 4 señala la procedencia claramente meridional de los abanicos, pero con tendencia a evolucionar en las unidades medio-distales hacia el Este. La abundante presencia de facies evaporíticas en la zona más occidental (Hoja de Belorado), la interpretamos como generada a partir de aportes excepcionales relacionados con dichos abanicos, que al no ser capaces de evacuar por sus cauces normales la totalidad del agua existente, propiciaban la existencia de desbordamientos. Parte de ellos se dirigían hacia el Oeste, donde al no existir drenaje posible, por la presencia de los relieves occidentales antes citados, se producía un encharcamiento más o menos temporal que provocaba la sedimentación de las facies evaporíticas.

En el momento de la deposición de la quinta U.T.S., también con procedencia meridional, dichos relieves se encontraban ya tan degradados que posibilitan en esta zona occidental la comunicación entre las actuales cuencas del Ebro y Duero.

El Plioceno más alto parece estar representado en la mayor parte del área estudiada por alteraciones edáficas que afectan a los materiales existentes, y solamente en la Hoja de Nájera se han reconocido sedimentos tipo raña.

Durante el Cuaternario impera un modelado de disección al que se asocian depósitos propios de él, glaciares, terrazas y abanicos.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS.

En los materiales de la Formación Dolomías de Urbión se localizan algunas exploraciones mineras de pequeña entidad actualmente abandonadas.

Beneficiaban material de hierro para cuyo origen se manejan dos interpretaciones: o bien se trataba de mineralizaciones primarias o bien estarían asociadas a fracturas que actuarían como zonas de descompresión. En ellas los fluidos procedentes del metamorfismo depositarían mineral previamente disuelto de la mineralización primaria y en zonas no muy alejadas de ésta. También asociado a estas fracturas se han observado indicios de cobre.

En cuanto a canteras, aparte de pequeñas explotaciones que se han utilizado ocasionalmente, en calizas jurásicas, sólo debe citarse la explotación de los yesos asociados al Keuper en la zona de Viguera, que son aprovechadas para la construcción.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Las posibilidades acuíferas en el área del dominio paleozoico son muy escasas dada la naturaleza litológica de los materiales existentes, así como su intensa litificación.

En cuanto al conjunto de sedimentos jurásicos, su naturaleza carbonatada dominante, así como el intenso grado de tectonización que presentan, las convierte en objetivo interesante susceptible de albergar acuíferos importantes por disolución y fisuración.

Los materiales del Cretácico inferior pueden presentar localmente zonas interesantes, dada la amplitud de su área de recarga, cuando las intercalaciones detríticas sean abundantes y posean una permeabilidad adecuada.

Por último, en el ámbito del Terciario, los conglomerados calcáreos del Oligoceno representan un acuífero potencial de interés, si bien su área de recarga no es muy grande. Sin embargo, la posibilidad de que ese acuífero estuviera en algún punto conectado con el del Jurásico aumenta notablemente su interés.

El resto de unidades terciarias presenta unas posibilidades más reducidas dada la mayor heterogeneidad de su facies, si bien en las áreas con abundancia de intercalaciones de areniscas y conglomerados sería posible suponer la existencia de acuíferos, aunque no excesivamente importantes.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, A. y MAS, R. (1988): «El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria)». *III Col. Est. Paleog. Jurásico España*. Logroño. Libro de Resúmenes, págs. 5-8
- ALVAREZ SIERRA, M. A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J. I.; LÓPEZ, N., y SACRISTÁN, M. A. (1987): «Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain». *Münchuer Geowiss. Abh.*, b.10, págs. 43-48.
- BEUTMER, A. (1965): «Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten)». *Beih. Geol. Jb.*, 44, págs 103-121.
- BOQUERA, J.; GIL SERRANO, G., y ZUBIETA, J. M. (1978): «Mapas y Memoria de la hoja geológica número 240 (Ezcaray). MAGNA». *IGME*, págs. 1-50.
- CÁMARA, P. y DURÁNTEZ, O. (1981): «Mapa y Memoria de la Hoja geológica 1:50.000 núm. 280 (Enciso) MAGNA». *IGME*, págs 1-27.
- CÁMARA, P. y DURÁNTEZ, O. (1982): «Mapa y Memoria de la Hoja geológica 1:50.000 núm 279 (Villoslada de Cameros). MAGNA». *IGME*, págs.1-38.
- CASTIELLA, J. (1975): «Mapas y Memoria de la hoja geológica 1:50.000 núm. 204 (Logroño), MAGNA». *IGME*, págs. 1-21.
- CASTIELLA, J.; SOLE, J., y VILLALOBOS, L. (1975): «Mapa y Memoria geológica de la hoja 1:50.000 núm. 243 (Calahorra) MAGNA». *IGME*, págs. 1-27.

- CLEMENTE, P., y ALONSO, A. (1988): «Estratigrafía del Cretácico inferior en la Sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de Cameros, Prov. Soria. Sedimentología de la unidad basal». *II Congr. Esp. Geol.*, 1, págs 63-65.
- COLCHEN, M. (1974): «Géologie de la Sierra de La Demanda (Burgos-Logroño) Espagne». *Memoria IGME* núm. 85, págs. 1-436.
- COLCHEN, M., y HALVKICEK, V. (1968): «Le niveau à *Billingsella* cf. *lingulaeformis* NIKITIN, du Cambrien de la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 10, págs. 133-137.
- COLCHEN, M., y UBAGHS, G. P. (1969): Sur les restes d'Echinodermes (?) du Cambro-Ordovicien de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 11, págs. 649-654.
- CRUSAFONT, M.; TROYOLS, J., y RIBA, O. (1966): «Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja». *Not. y Con. IGME*, 90, págs. 53-76.
- DÍAZ, E. (1988): «El Cretácico inferior del sector de Jubera (Norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja): Relación entre tectónica y sedimentación». *II Cong. Esp. Geol.* V. 1, págs 67-70.
- GARRIDO, A. (1982): «Cuencas sedimentarias: análisis tectosedimentario». *Curso Explor. Explot. Hidrocarb. (SICUE)*, págs. 1-27.
- GIL SERRANO, G.; ZUBIETA, J. M., y BOQUERA, J. (1976): «Mapa y Memoria de la hoja geológica número 239 (Pradoluengo) MAGNA». *IGME*, págs. 1-48.
- GONZALO MORENO, A. (1981): «El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural». *Bibl. Temas Riojanos*, Inst. Estudios Riojanos, págs. 1-508.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J., y YÉBENES, A. (1976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas». *Est. Geol.*, 32, págs. 391-423.
- GOY, A., y SUÁREZ VEGA, J. C. (1984): «El Jurásico». *Libro Jubilar J.M. Ríos*, VII, págs. 62-79.
- GUIRAUD, M., y SEURET, M. (1985): «A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain)». *Bull. Soc. Econ. Paleon. Miner.* 37, págs. 159-175.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1949): «Criaderos de mineral de hierro de la Sierra de La Demanda. (Burgos-Logroño)». *Rev. R. Acad. Cienc. Ex. Fis. y Nat.* Madrid, 9, págs. 1-51.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1971): «Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 21, Logroño». *Inst. Geol. Min. Esp.*, págs. 1-30.
- JEREZ, L., y ESNAOLA, T. (1969): «Estudio geológico de la provincia de Logroño». *IGME* (inédito), 4 volúmenes.
- JOSAPAIT, V., y SCHMITZ, T. (1969): Beitrag zur stratigraphie im Unter und Mittelkambrium der Sierra de la Demanda (NE Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 19, págs. 85-99.

- KNEUPER-HAACK, F. (1965): «Ostracoden aus dem Wealdem der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten)». *Beih. geol. Jb.*, 44, págs. 165-209.
- LIÑÁN, E. (1978): «*Reiojaia perezii*, un nuevo trilobitoideo del Cámbrico medio de la Sierra de la Demanda (España)». *Est. Geol.*, 34, págs. 319-321.
- LIÑÁN, E., y GONZALO, R. (1986): «Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica)». *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 2, págs. 1-104.
- LOTZE, F. (1961): «Teil 1: Stratigraphie. LN LOTZE, F., y SDZUY? K., Das kambrium Spaniens». *Abh Akad. Eiss. Lit. math. Naturw. Kl.*, 1961 (6), págs. 285-498.
- MAS, R., y ALONSO, A. (1988): «El complejo recifal progradante de Torrecilla de Cameros (Kimmeridgiense inferior)». *III Col. Estr. Pelog. Jurásico España*. Libro excursiones, págs. 315-329.
- MENDUÍÑA, J.; ORDÓÑEZ, S., y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1984): «Geografía del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (provincia de Burgos)». *Bol. Geol. Min. T. Min.*, 95-I, págs. 33-51.
- MENSINK, H. (1965): «Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien)», *Beih. geol. Jb.*, 44 págs. 55-102.
- NAVARRO, A.; VILLALÓN, C., y TRIGUEROS, E. (1960): «Explicación de la hoja geológica número 241 (Anguiano)». *IGME*, Madrid, págs. 1-79.
- PALACIOS MEDRANO, T. (1980): «Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Paleozoico inferior de la Sierra de la Demanda (La Rioja). *Est. Geol.* 36, págs. 413-419.
- PALACIOS MEDRANO, T. (1982): «El Cámbrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla (Sierra de la Demanda, Logroño). Trilobites e ichnofósiles». *Publ. Inst. Est. Riojanos* (Ser. Bibliot. Temas Riojanos), págs. 1-86.
- PALACIOS, P., y SÁNCHEZ LOZANO, R. (1895): «La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño». *Bol. Com. Mapa Geol. España*. 12, págs. 109-140.
- PÉREZ LORENTE, F. (1987): «La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja)». *Bol. Geol. Min. T.* 98-IV, págs. 484-492.
- PORTERO, J. M.; HERNÁNDEZ, A.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1978): «Mapa y Memoria de la Hoja geológica 1:50.000, núm. 168 (Briviesca) MAGNA». *IGME*. págs. 1-36.
- PORTERO, J. M.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y AGUILAR, M. J. (1979): «Mapa y Memoria geológica de la Hoja núm. 170 (Haro) MAGNA». *IGME*, págs. 1-43.
- RAMBAUD, F. (1960): «La falla inversa del borde Norte de la Sierra de la Demanda en el cerro Peñalba (Logroño)». *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.* págs. 238-298.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969): «Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España». *CIEPSA*. págs. 1-68.
- RIBA, O. (1954): «El Terciario continental de La Rioja Alta y de La Bureba». *CIEPSA* (inédito), págs. 1-76.

- RIBA, O. (1955): «Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de La Demanda y Cameros». *Not. y Com. IGME*, 39, págs. 39-50.
- RIBA, O. (1957): «Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del Valle del Ebro». *CIEPSA* (inédito), págs. 1-33.
- RIBA, O. (1964): «Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra». *XX Cong. Geograf. Int.*, págs 127-138.
- RINCÓN, R.; VILAS, L.; ARIAS, C.; GARCÍA QUINTANA, A.; MAS, J. R., ALONSO, A., y MELÉNDEZ, N. (1984): «El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la meseta». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 2, págs. 79-103.
- SÁENZ GARCÍA, G. (1932): «Notas para el estudio de la facies Wealdica Española». *Asoc. Esp. Prog. Ciencias*, págs. 54-76.
- SALOMÓN, J. (1982): «Les formations continentales du Jurassique superieur-Cretacé inferieur en Espagne du Nord (Chaîne Cantabrique et NO Iberique)». *Mem. Geol. Univ. Dijon.*, 6, págs. 1-228.
- SALOMÓN, J. (1982): «El Cretácico inferior de Cameros-Castilla». *El Cretácico de España* Univ. Compl. Madrid, págs. 345-387,
- SÁNCHEZ LOZANO, R. (1894): «Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño». *Mem. Mapa. Geol. España*. Madrid.
- SCHRIEL, W. (1945): «La Sierra de la Demanda y los montes Obarenses». *Inst Juan Sebastián Elcano*. C.S.I.C., Madrid.
- SDZUY, K. (1958): Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 39 (3-4), págs. 235-253.
- SDZUY, K. (1961): Tel II: Trilobiten. In LORZE, F., y SDZUY, K., Das Kambrium Spaniens. *Abh. Akad. Wiss. Lit. math. naturw. K. L. 1961* (7), págs. 501-594. *Ibíd.*, 1961 (8), págs. 597-693.
- SHERGOLD, J. H.; LIÑÁN, E., y PALACIOS, T. (1983): Late Cambrian trilobites from the Najerilla Formation, North-Eastern, Spain. *Palontology*, 26 (11), págs. 71-92.
- SOS, V. (1936): Sobre unos moldes de braquiópodos paleozoicos de la Sierra de Cameros (Logroño). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, págs. 14-16.
- TISCHER, G. (1965): «Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der Ostlichen Sierra de los Cameros in den nord-westlichen Iberischen Ketten (Spanien)». *Berh. geol. Jb.*, 44, págs. 123-164.
- ZAMARREÑO, I. (1983): «El Cámbrico del Macizo Ibérico». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 1, págs. 117-191.

Addenda bibliográfico

- AITKEN, R. (1932): «Datos geológicos sobre el Norte de la Demanda». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 82, pag. 309.

formación se inicia de nuevo un ciclo regresivo que culminaría con la progradación de los depósitos de *foreshore* representados por la Arenisca de Brieva, del Tremadoc.

En esta zona no se ha conservado el registro fósil correspondiente al resto del Paleozoico, como consecuencia de la actuación de las distintas fases de la orogenia hercínica.

Los relieves así formados sufrirían un desmantelamiento, originando depósitos en zonas deprimidas. Estos están representados por los conglomerados y areniscas rojas de la Facies Buntsandstein de la base del Triásico. Progresivamente se pasa a una etapa de subsidencia generalizada con sedimentación expansiva. Todo ello en relación con la distensión que adelgaza y estira la corteza. A través de las fracturas se produce la emisión de magmatismo básico. Esta etapa viene representada por la Facies Keuper con ofitas. Los sedimentos se depositaron en extensas llanuras litorales con desarrollo de lagunas efímeras salinas (*sebkhas* litorales) y sedimentación evaporítica.

El estiramiento regional se hizo todavía más importante, pasándose a un modelo definitivo de subsidencia generalizada durante el Triásico más superior y el Jurásico.

En el Jurásico se reconocen una serie de discontinuidades que conforman tres grandes secuencias deposicionales:

— La primera se inicia con la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña y finaliza con la discontinuidad (que en esta zona de la Ibérica no ha sido localizada en campo) marcada por un cambio litológico brusco, a techo de la Formación Margas y Calizas de Turmiel. Dentro de ella se reconocen otras discontinuidades de menor importancia o subciclos somerizantes. El primero está representado por la Formación Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas depositada en una plataforma interna carbonatada somera, bajo la acción del oleaje, por encima del nivel de base. Hacia el techo se produce un enriquecimiento progresivo en carbonatos que se interpreta como efecto de la progradación de las áreas más proximales dentro de la sedimentación, en el contexto de plataforma interna. El segundo subciclo se inicia con la Formación Margas grises de Cerro del Pez, que se interpreta como depositada en un ambiente protegido de plataforma carbonatada, y culmina con la Formación Calizas bioclásticas de Barahona, a cuyo techo se desarrollan superficies ferruginosas y puntos piritosos, depositadas en un contexto de plataforma abierta somera. El tercer subciclo está compuesto por la Formación Margas y calizas de Turmiel, formada en la base por un tramo preferentemente margoso y a techo por una sucesión de calizas micríticas, constituyendo en conjunto una megasecuencia somerizante, originada en un ambiente de plataforma abierta, externa, en condiciones de hidrodinamismo débil y de cierta profundidad, que evoluciona hacia condiciones más someras hacia techo.

— La segunda secuencia deposicional corresponde al Dogger y está constituida por la Formación Carbonatada de Chelva, a cuyo techo queda marcada una discontinuidad con la capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío (Calloviense sup-Oxfordiense inf. ?). En la Formación Carbonatada de Chelva se diferencian tres miembros que corresponden a distintas posiciones en la cuenca. El primero, el inferior, formado por una sucesión potente de calizas micríticas (Bajociense), corresponde a depósitos de una plataforma somera, abierta, y bien comunicada y con fondo muy colonizado. El miembro medio, formado por calizas oolíticas y bioclásticas con estratificación cruzada (Bathonense), corresponde al complejo

de barras y canales de una plataforma interna, somera, en condiciones de alto hidrodinamismo. El miembro superior, formado por una alternancia rítmica de caliza y margas negras (Calloviense), corresponde a la sedimentación en una plataforma abierta de suave pendiente, con episodios de sedimentación en los que alternan fases activas y fases de relleno condicionado.

— La tercera secuencia deposicional del Jurásico corresponde al Malm. El límite inferior coincide con el Oolito ferruginoso de Arroyofrío (tránsito Dogger-Malm), y el superior con el inicio de aportes detríticos pertenecientes a la Facies Purbeck y originados como respuesta a las primeras fases Neokiméricas. Este gran ciclo se subdivide en dos subciclos menores. El inferior, representado por las calizas y margas negras de la Formación Calizas negras de Aldealpozo, corresponde a un ambiente de sedimentación de plataforma abierta, y relativamente profunda, que finaliza en un *hard-ground* que nos marca una discontinuidad sedimentaria. El superior, representado por una sucesión de calizas bioclásticas y fosilíferas, en ocasiones con facies bioconstruidas, corresponde a un complejo arrecifal progradante, de edificios bioconstruidos, a cuyo techo se desarrolla una costra ferruginosa que marca el episodio de interrupción y/o emersión, sobre el que sitúan las facies continentales palustres del complejo Purbeck-Weald de la Sierra de Cameros.

La reactivación tectónica que se produce en esta época ocasionaría el desarrollo de grandes áreas emergidas por una parte y cuencas muy subsidentes por otra, controladas por la actuación de fracturas tardihercínicas que conformarían una cuenca de tipo *pull-apart* como es la Cuenca de Cameros, en la Cordillera Ibérica.

En el complejo sedimentario de facies continentales del Purbeck-Weald pueden diferenciarse cuatro grandes ciclos separados por discontinuidades sedimentarias que pueden corresponder a períodos de erosión y/o no sedimentación.

— El primer ciclo (Kimmeridgiense-Berriasiense) comprende dos grupos de unidades litológicas. Las inferiores, de naturaleza detrítica, están formadas por conglomerados, areniscas y limos, que se distribuyen formando secuencias granodecrecientes, «Grupo Tera». Corresponden a depósitos medios y distales de abanicos aluviales. Los términos gruesos pertenecen a canales de baja sinuosidad y los finos a facies de llanura de inundación, con desarrollo de episodios efímeros de encharcamiento que dan lugar a nodulizaciones carbonatadas. Estas unidades detríticas están distribuidas preferentemente por la zona norte y este de Cameros.

La unidad superior es de naturaleza carbonatada, «Grupo Oncala», y procede en parte de la anterior por cambio lateral de facies. La secuencia tipo de estos depósitos está constituida en la base por depósitos en fase de sedimentación activa con niveles erosivos o canalizados y montículos de fango, seguida de una fase de acumulación con micritas tableadas. Por encima se sitúan las facies de colmatación e interrupción con laminación algal, porosidad fenestral, suelos hidromorfos, calizas palustres, brechificación, etc. Estos procesos tendrían lugar en áreas lacustres extensas y poco profundas, generalmente de baja energía.

— El segundo ciclo (Valanginiense) se inicia con una profunda reorganización de la cuenca, como consecuencia de movimientos tectónicos. Estos fenómenos determinan el que las unidades litológicas de este ciclo, «Grupo Urbión», se apoyen mediante discordancia erosiva

sobre las precedentes. Comprende dos grupos de unidades litológicas. Las inferiores, de naturaleza detrítica, están formadas por areniscas y limolitas con esporádicas intercalaciones carbonatadas. Los niveles más inferiores se encuentran afectados de un metamorfismo de baja presión y alto gradiente geotérmico (100°-150 °C/km), cuyo origen se asocia a la ascensión de fluidos a través de fracturas que compartimentaban la cuenca de tipo *pull-apart*. La distribución de ambientes durante esta época estuvo condicionada por accidentes tectónicos que actuaron durante la sedimentación de este ciclo y que provocó una mayor tasa de subsidencia en la zona meridional, mientras que la reactivación en las áreas marginales provocaba un incremento progresivo de la actividad fluvial.

Las unidades superiores, de naturaleza carbonatada, proceden en parte de las anteriores por cambio lateral de facies. Están caracterizadas por calizas micríticas arenosas con estructuras tipo «slumps», deformaciones hidroplásticas y secuencias de somerización. La sedimentación tendría lugar en áreas lacustres poco profundas.

— El tercer ciclo (Valanginiense-Hauteriviense) está formado por una serie alternante de calizas micríticas y margas («Grupo Enciso»), entre las que se intercalan niveles arenosos, a veces claramente canalizados con estructuras tractivas, que se hacen más potentes y frecuentes hacia la zona occidental. Estos depósitos son debidos a procesos sedimentarios en áreas marginales o lacustres muy someras y tranquilas, posiblemente una llanura de fangos con depósitos de carbonatos en su parte distal y surcada por pequeños canales distributarios de material terrígeno.

— El cuarto ciclo (Barremiense-Aptiense), está formado por una serie detrítica en la que se puede diferenciar dos subciclos, que en conjunto representan una reactivación progresiva en el área madre. El inferior está constituido por arcillas y limolitas rojas, con capas de areniscas que pertenecen a depósitos de una llanura aluvial distal, surcada por ríos de alta sinuosidad. El superior, constituido mayoritariamente por areniscas con limolitas intercaladas y que se disponen en secuencias negativas, a cuyo techo se desarrollan costras ferruginosas y rasgos edáficos, representa en conjunto una llanura aluvial con predominio de canales de elevada sinuosidad. Estos depósitos colmatarían las zonas deprimidas de los paleorrelieves en el Aptiense.

Durante el Albiense se produce un rejuvenecimiento de los macizos emergidos (Fase Aústica), depositándose en el interior de la cuenca una importante serie terrígena, areniscas, microconglomerados y arcillas, en una amplia plataforma poco profunda de tipo marisma, con desarrollo de ríos, canales y llanuras aluviales.

Durante el Cretácico superior el régimen deposicional es marino en toda el área estudiada.

En función del estudio sedimentológico de las facies y de sus asociaciones correspondientes a las distintas formaciones descritas y de las discontinuidades existentes se pueden diferenciar tres ciclos evolutivos o secuencias deposicionales.

— Ciclo I: Secuencia deposicional Cenomaniense. Esta secuencia deposicional está integrada por la Formación de Santa María de las Hoyas; tiene su inicio durante el depósito de la Formación Utrillas, y su terminación viene marcado por la discontinuidad a techo de la misma.

Es de naturaleza transgresiva y se caracteriza por la instalación de una plataforma interna-llanura de mareas carbonatada con débil influencia terrígena sobre los ambientes continentales a transicionales de las arenas de Utrillas.

— Ciclo II: Secuencia deposicional Cenomaniense superior-Turoniense. Descansa sobre la discontinuidad de techo de la secuencia anterior. Está integrada por las formaciones de Picofrentes y Muñecas y tiene su límite superior en la discontinuidad representada por la superficie ferruginosa perforada de techo de la Formación Muñecas.

Su evolución es transgresivo-regresiva, comenzando por una reestructuración o basculamiento de la plataforma que permite el avance del mar en condiciones de plataforma abierta externa, señalando el máximo transgresivo. La progradación de los depósitos bioclásticos de plataforma interna de alta energía marca el episodio regresivo.

— Ciclo III: Secuencia deposicional Senoniense. Su base la constituye la discontinuidad de techo de la Formación Muñecas, que puede abarcar un intervalo temporal Turoniense superior-Coniaciense basal. La integran las formaciones del Senoniense, estando aquí representadas las formaciones de Hortezueros y Hontoria del Pinar. El resto de las formaciones que representan el Campaniense y Maastrichtiense no están presentes. El límite superior coincidiría con el de la regresión finicretácica ausente en esta región.

En la presente zona, esta secuencia sólo está representada en su episodio transgresivo que aparece en su inicio, base de la formación de Hortezueros, como una nueva reestructuración de la plataforma a condiciones de plataforma abierta y evolucionando durante el depósito de esta unidad, con carácter levemente regresivo hacia condiciones de plataforma interna. El depósito de la Formación Hontoria del Pinar marca una nueva etapa transgresiva hacia condiciones energéticas del borde de la plataforma durante el Santoniense superior.

Aunque no afloran sedimentos del Paleoceno y Eoceno, por el conocimiento regional podemos resaltar que como consecuencia de las fases regresivas iniciadas a finales del Cretácico superior, en la mayor parte de la cuenca el Paleoceno comienza por facies no marinas, salobres o transicionales con sedimentación de dolomías. El Montiense y Thanetiense tiene carácter marino franco con deposición de calizas y calcarenitas en un medio nerítico (40-50 m de profundidad). Existe una discordancia preluteciense. Al final del Eoceno los Montes Obarenes y la Sierra de Cantabria sufrieron ya un plegamiento relativamente intenso, con cabalgamiento hacia el Sur (Fase Pirenaica), que motivó la separación del surco oligo-mioceno del Ebro-Rioja de la depresión de Miranda-Treviño, y que tiene su reflejo en áreas próximas a nuestra zona de estudio (Cuencas de Villarcayo, Valdivielso, etc.).

Durante el Oligoceno y Neogeno tiene lugar una sedimentación de carácter continental muy subsidente en las cuencas o cubetas antes citadas (más de 3.000 metros en la Cuenca del Ebro-Rioja y más de 1.500 m en la Cuenca de Villarcayo). Se han diferenciado hasta cinco unidades tecto-sedimentarias (U.T.S.) en los sedimentos de esta edad.

Mediante su depósito se produce el relleno de la cuenca alta del Ebro (Rioja), que queda definida por la Sierra de Cantabria, al Norte, la de La Demanda, al Sur, y los relieves menos significativos de Quintanavides-Atapuerca, al Oeste, que constituyen el cierre de la misma y su límite con la cuenca terciaria del Duero.

- AITKEN, R. (1942): «La Sierra de la Demanda (Burgos, Spain): note of the tectonics of the northern margin». *Geol. Mag.*, 79, págs. 34-48.
- ALVARO, M. (1987): «La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico». *Geogaceta* 3, págs. 34-37.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica por la Cadena Celtibérica». *Acta Geol. Hisp.* 14, págs. 174-177.
- LAGO, M., POCOVÍ, A., BASTIDA, J., y AMIGO, J. M. (1988): «Geochemical features of alkoline magmatism in the Triassic-Liasic boundary of the Iberian Chain». *II Congr. Esp. Geol.* 2, págs. 31-34.
- LOTZE, F. (1929): «Stratigraphie und Tektonik der Keltiberischen Gaundgebirgen (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss., Göttingen, Math, phys. Kl., W.F.*, 14, Beitr. Geol. Westl. Mediterrangebiet, Nr. 3. Berlín.
- LOTZE, F. (1939): «Zur tektonik der östlichen Sierra de la Demanda (Kurzere Mitteleinlungen zur Geologie Spanien II)». *Neues Pb. Geol. Palaöntol., Monatsh, Dtsch.*, 79, págs. 385-391.