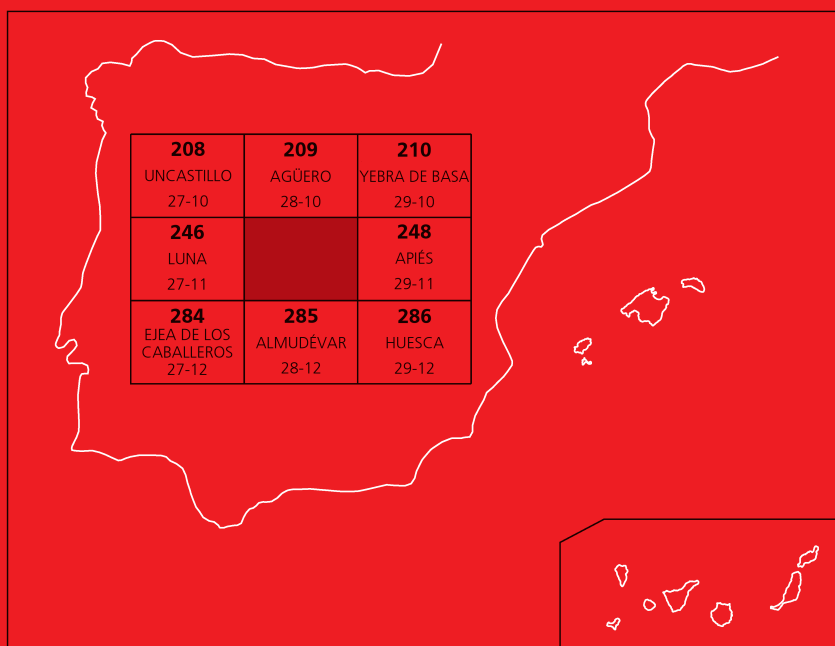




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



AYERBE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

AYERBE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-783-5
Depósito legal: M-9559-2009

Fotocomposición: Intecol S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Ayerbe-247) fueron elaboradas en el año 1992 a través de un Proyecto por Administración del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) con oficina de proyectos en Jaca (Huesca). En el año 1995 se incorporó el apartado de Hidrogeología elaborado desde la oficina de proyectos del IGME en Zaragoza. En el año 2001 se incorporó una revisión del Terciario continental de la Cuenca del Ebro, impulsada por la revisión de la Hoja colindante de Luna (Huesca) y elaborada desde la Universidad de Zaragoza.

En la elaboración de esta Hoja han intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. Sanz López (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J.M^a. García Senz (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J.M^a. Samsó Escolà (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- C. Arenas (Universidad de Zaragoza). Cartografía Geológica.
- E.A. Garrido Schneider (IGME). Hidrogeología.

Dirección y supervisión del IGME

- A. Barnolas Cortinas (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. TRIÁSICO	8
2.1.1. Lutitas versicolores con niveles de yeso (1).....	9
2.1.2. Calizas micríticas laminadas y bioturbadas. Facies Muschelkalk superior (2).....	9
2.1.3. Lutitas versicolores, yesos y limos carbonáticos. Facies Keuper. (3)	10
2.2. CRETÁCICO SUPERIOR.....	10
2.2.1. Areniscas, calizas bioclásticas y calizas micríticas. (4)	10
2.2.2. Lutitas rojas y areniscas con alguna intercalación de calizas micríticas. Facies Garumniense. (5).....	12
2.3. EOCENO	12
2.3.1. Areniscas, calizas bioclásticas y lutitas. Formación Guara (Miembro inferior) (6).....	13
2.3.2. Calizas y calcarenitas con foraminíferos. Formación Guara (Miembro medio) (7).....	13
2.3.3. Calizas con Nummulites, areniscas y limos. Formación Guara (Miembro superior) (8).....	14
2.3.4. Lutitas grises con areniscas en la base. Margas de Arguís (9).....	15
2.4. TERCIARIO CONTINENTAL. FORMACIÓN UNCASTILLO.....	15
2.4.1. Conglomerados (10, 15), areniscas, conglomerados y lutitas rojas. (11, 16).....	17
2.4.2. Areniscas en paleocanales y lutitas (12, 17).....	18
2.4.3. Lutitas versicolores con nódulos de yeso y capas delgadas de arenisca. (13)	19
2.4.4. Lutitas con paleocanales de areniscas. (14)	19
2.4.5. Conglomerados poco cementados con clastos de areniscas y calizas. Conglomerados de la Peña del Sol. (15, 18).....	20
2.4.6. Brechas calcáreas (19)	20
2.5. CUATERNARIO.....	21
2.5.1. Conglomerados polimícticos, conglomerados carbonáticos y costras carbonáticas (20).....	21
2.5.2. Conglomerados, costras carbonáticas y arenas (21).....	21
2.5.3. Conglomerados, limos con arenas y horizontes de cantos (22).....	21
3. TECTÓNICA	21

4. HISTORIA GEOLÓGICA	24
5. GEOMORFOLOGÍA	25
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	25
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	25
5.2.1. Estudio morfoestructural	25
5.2.2. Estudio del modelado	26
5.2.2.1. Laderas	26
5.2.2.2. Formas y depósitos fluviales	27
5.2.2.3. Formas y depósitos poligénicos	30
5.2.2.4. Formas antrópicas	30
5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	30
5.4. NEOTECTÓNICA.....	31
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	31
6.1. HIDROGEOLOGÍA	31
6.1.1. Climatología	31
6.1.2. Hidrología	32
6.1.3. Características hidrológicas	32
6.1.3.1. U.H. nº 18: Santo Domingo-Sierra de Guara	32
6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico del Terciario Continental	33
6.1.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario	34
6.2. RECURSOS MINERALES	35
7. BIBLIOGRAFÍA	37

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Ayerbe se sitúa en la provincia de Huesca, al NO de la capital. El borde occidental incluye el límite con la provincia de Zaragoza.

La parte occidental de la Hoja se encuentra en el límite con la comarca de Las Cinco Villas, está cruzada por el río Gállego y presenta relieves irregulares formando lomas y llanos separados por barrancos incisos. La parte oriental de la Hoja forma parte de la Sotonera del Somontano oscense, y se caracteriza por presentar un relieve llano extenso. En el margen nororiental se encuentran las estribaciones de las Sierras de Loarre y Caballera, pertenecientes a las Sierras Exteriores aragonesas con relieves más altos y abruptos.

Esta distribución coincide con la disposición humana. El área occidental está caracterizada por casas aisladas, donde se conservan pinares, mientras las primeras poblaciones se disponen a lo largo de las riberas del río Gállego. En el área oriental los pequeños núcleos habitados se distribuyen más regularmente a lo largo del somontano, con cultivos de secano y con arbolado bajo en los cerros. En las laderas de las Sierras se sitúan poblaciones con cultivos regables. Próximo a Loarre se encuentra el Castillo-abadía de Loarre (siglo XI).

El área geográfica que abarca la Hoja forma parte del margen septentrional norte de la Cuenca del Ebro, incluyendo una pequeña porción de las Sierras Exteriores aragonesas.

En las Sierras Exteriores afloran rocas con edades comprendidas entre el Triásico y el Terciario. El Triásico constituye el horizonte de despegue de las estructuras aflorantes, hecho ya citado por SELZER (1934). Es reseñable la existencia de una laguna estratigráfica entre el Triásico y el Cretácico Superior que se dispone directamente sobre el Triásico en contacto paraconforme. Esta laguna es generalizada en todas las Sierras Exteriores aunque, en la unidad de San Felices (Hoja de Agüero) no es tan amplia al estar preservado el Jurásico Inferior (COMAS-RENGIFO *et al.*, 1989). La estructura en las Sierras Exteriores está caracterizada por el desarrollo de cabalgamientos y pliegues.

En la Cuenca del Ebro las rocas aflorantes pertenecen al Terciario continental. Su disposición estructural es mayoritariamente subhorizontal y presentan a menudo un importante recubrimiento de depósitos cuaternarios asociados a los sistemas aluviales y fluviales (río Gállego y afluentes) de procedencia norte.

Una cartografía a escala 1:50.000 de la Hoja de Ayerbe fue realizada, en la primera serie del Mapa Geológico de España por ALMELA y RIOS (1950-51), donde ponen de manifiesto la existencia de cabalgamientos y su contemporaneidad con depósitos continentales considerados del Oligoceno y Mioceno. Dentro de lo que denominan Oligoceno, facies normal alta, incluyen las rocas del Somontano de Huesca.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los materiales continentales de la Cuenca del Ebro que afloran en la Hoja corresponden a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970) que es equivalente a la Formación Sariñena (QUIRANTES, 1969). En esta asignación deben incluirse también los depósitos conglomeráticos que afloran sobre las Sierras Exteriores.

Posteriormente PUIGDEFÁBREGAS (1975) aportó algunas puntualizaciones generales dentro de su cartografía regional. Los trabajos de HIRST (1983), NICHOLS (1984), FRIEND *et al.*

(1986), HIRST y NICHOLS (1986) se centraron en el estudio sedimentológico de estas unidades del Mioceno, situadas al Sur de las Sierras Exteriores. A grandes rasgos, diferenciaron los sedimentos correspondientes a pequeños abanicos aluviales adosados a las Sierras y los correspondientes a dos grandes sistemas fluviales, el Sistema de Luna y el Sistema de Huesca (HIRST y NICHOLS, 1986), con morfologías de abanico con un radio de más de 40 y 60 km respectivamente. En la Hoja de Ayerbe sitúan la interdigitación entre los dos sistemas fluviales.

Los datos cronoestratigráficos existentes son escasos fuera de los referidos de forma general a las Sierras. Algunas reseñas de micromamíferos son las del yacimiento de Ayerbe (CRUSA-FONT y PONS, 1969), aunque es patente la falta de datos bioestratigráficos en los materiales de la Cuenca del Ebro que afloran en la Hoja. HOGAN (1991) realizó un perfil magnetoestratigráfico entre Concilio y Ayerbe, y para su anclaje con la escala temporal se basó en la edad de dicho yacimiento. Posteriormente estos datos han sido reinterpretados por ARENAS (1993).

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Ayerbe afloran rocas con edades del Triásico, Cretácico Superior, Eoceno, Mioceno y Cuaternario.

El Mesozoico y el Eoceno afloran exclusivamente en las Sierras Exteriores, donde existe un importante hiato que abarca el Jurásico, el Cretácico Inferior y parte del Cretácico Superior.

Los sedimentos miocenos ocupan la mayor parte de la Hoja y presentan facies continentales. Incluyen conglomerados, areniscas y lutitas y corresponden a la Formación Uncastillo definida por SOLER y PUIGDEFÁBREGAS (1970) y que, como se ha dicho anteriormente, es equivalente a la Formación Sariñena definida por QUIRANTES (1969) en áreas más orientales de la Cuenca del Ebro.

2.1. TRIÁSICO

SELZER (1934) divide las rocas triásicas de las Sierras Exteriores en margas inferiores con calizas dolomíticas y margas superiores, que asocia respectivamente al Muschelkalk y Keuper. ALMELA y RIOS (1950-51) distinguieron bajo las calizas de *Hippurites* del Cretácico Superior un Keuper con yesos, calizas fétidas del supra-Keuper y margas y calizas del Senoniense.

En la Hoja de Ayerbe, así como en la de Apiés, la sucesión del Triásico comprende lutitas versicolores y evaporitas, calizas en facies Muschelkalk y lutitas versicolores y evaporitas en facies Keuper. La primera unidad lutítico evaporítica puede corresponder, por su posición, al Muschelkalk medio. Sin embargo, según CALVET y ANGLADA (1987) en los Pirineos meridionales, incluyendo a las Sierras Marginales y Exteriores, solo existe un nivel de calizas del Muschelkalk que equivale en edad al Muschelkalk superior de Catalánides. Es posible entonces que las lutitas y yesos observados en la base de la sucesión correspondan a una repetición del Keuper.

Algunos datos apuntan también hacia esta segunda hipótesis; así, en comunicación personal de J. TORRENS (C.G.S.) (Hoja de Apiés) el análisis de palinomorfos realizado por la Dra. SOLER DE PORTA (Universidad de Barcelona) en los niveles situados aparentemente por debajo de

las calizas del Muschelkalk, en la Hoja de Apiés, indican una edad de Carniense (Keuper). Por otro lado, en sondeos de investigación de hidrocarburos de la Cuenca del Ebro, y por lo tanto en el antepaís pirenaico, que están situados en en áreas próximas (Valpalmas, Sariñena y Monzón), se reconocen series completas de materiales triásicos, con calizas del Muschelkalk inferior, margas y evaporitas del Muschelkalk medio, calizas del Muschelkalk superior y margas del Keuper. Este hecho, y dada la escasez de datos existentes, obliga a dejar abierta la primera opción, teniendo en cuenta incluso el acortamiento estructural existente entre los afloramientos triásicos de las Sierras Exteriores y los atravesados en los sondeos del antepaís del Ebro.

En la Hoja de Ayerbe los afloramientos más extensos se encuentran al Norte de Sarsamacuello, en la cabecera del arroyo Palangas y en Sierra Caballera.

2.1.1. Lutitas versicolores con niveles de yeso (1)

Está formada por lutitas de colores rojos y grises que intercalan tramos de yesos laminares. La base de la unidad no aflora y tampoco se ha observado un contacto estratigráfico con las calizas del Muschelkalk situadas por encima. Como se ha indicado anteriormente puede interpretarse como un Muschelkalk medio, que constituiría en el nivel de despegue de las láminas cabalgantes de las Sierras o como una repetición estructural de Keuper con las calizas del Muschelkalk cabalgantes.

2.1.2. Calizas micríticas laminadas y bioturbadas. Facies Muschelkalk superior (2)

Se dispone sobre la unidad anterior mediante un contacto normalmente despegado o cubierto. La sección más completa aflora en la Sierra Caballera y en su extremo oriental tiene una potencia de unos 70 m.

Está formado por tramos de calizas masivas micríticas en bancos de escala decimétrica, alternando con tramos de calizas tableadas en capas de escala decimétrica a centimétrica. Las calizas masivas son gris oscuras a gris claras o rosadas. Presentan horizontes locales milimétricos a centimétricos de acumulación de bioclastos. Son "wackestone" de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y ostrácodos. ALMELA y RIOS (1950-51) obtuvieron en Sierra Caballera gasterópodos que clasificaron como cercanos a *Omphalptychia rhenana*. Las calizas tableadas tienen láminas milimétricas que normalmente muestran una disposición horizontal o cruzada laxa. También se han observado laminaciones de origen algal y algunos niveles con base erosiva formados por 2-3 m de calizas con laminación cruzada y en surco que pasan hacia a techo a laminación horizontal con bioturbación. Los tramos de calizas laminadas se encuentran alternando a su vez, con calizas bioturbadas, diferenciándose capas con tubos milimétricos y capas con tubos de hasta 1 centímetro de diámetro, de tipo fucoide. Algunas capas bioturbadas son más arcillosas y tienden a estar nodulizadas. Estos niveles pueden estar separados por interbancos lutíticos que hacia el techo llegan a ser centimétricos. En las calizas laminadas de la Sierra Caballera se ha observado un tramo de 10 m con intercalaciones de capas decimétricas a métricas de brechas intraformacionales. Los cantos son tabulares, de 7-10 cm, diferenciándose clastos de calizas micríticas, calizas laminadas y cantos blandos.

El tránsito a la unidad suprayacente es progresivo, observándose ciclos de calizas micríticas, calizas laminadas y dolmicrita arcillosa laminada que grada a lutitas laminadas ocre y verdes.

CALVET Y ANGLADA (1987) colocan las calizas del Muschelkalk en el Pirineo dentro del Ladiniense. FRECHENGUES Y PEYBERNES (1991) colocan la base de esta unidad en el Anisiense superior-Ladiniense inferior y el techo en el Ladiniense superior-Carniense inferior.

Estas calizas son interpretadas como facies de plataforma interna, llanura mareal somera o lagoon restringido con desarrollo de estromatolitos, en una rampa carbonática poco profunda.

2.1.3. Lutitas versicolores, yesos y limos carbonáticos. Facies Keuper (3)

Se han diferenciado un tramo inferior lutítico y carbonático y un tramo superior lutítico.

El tramo inferior tiene una potencia de unos 30 m. Está formado por calizas arcillosas ocreas en capas de espesor variable, desde pocos centímetros a 3 m. Presentan laminación horizontal, reconociéndose algunas laminaciones algales y bioturbación. Contienen horizontes bioclásticos con poca continuidad lateral y espesores que oscilan entre milímetros y 10 cm. Están compuestos por bivalvos, *Myophoria* y *Posidonomya* (DALLONI, 1910), lingúlidos y algunos gasterópodos. Estas calizas alternan con niveles métricos de lutitas ocreas o verdes.

El tramo superior está compuesto por lutitas rojas, verdes y en ocasiones gris oscuras con algún nivel ocasional de yeso o de carniola. Hacia arriba se pueden diferenciar capas centimétricas intercaladas de carniolas y limos carbonáticos o incluso areniscas de grano fino. Hacia el Oeste, en la Peña del Sol, este tramo presenta una mayor abundancia de niveles de yeso, sobretodo de tipo laminar.

Las facies evolucionan desde la unidad anterior a depósitos de ambiente inter-supramareal y depósitos de llanura fangosa con desarrollo ocasional de lagunas salinas.

2.2. CRETÁCICO SUPERIOR

El Cretácico Superior de las Sierras Exteriores se encuentra paraconforme sobre el Triásico, salvo en los afloramientos más occidentales, donde se ha descrito un Jurásico inferior (COMAS-RENGIFO *et al.*, 1989).

Hemos incluido las rocas en Facies Garumniense en este apartado a pesar de que pueden representar parte del Paleógeno.

2.2.1. Areniscas, calizas bioclásticas y calizas micríticas (4)

Esta unidad cartográfica comprende dos tramos predominantemente calizos:

Tramo inferior

Se corresponde con la Formación Areniscas, calizas arenosas y calizas con rudistas de Salinas de Jaca (ARQUED *et al.*, 1986). Los afloramientos más completos se hallan a lo largo de la Sierra Caballera y la Peña del Sol. En esta última localidad forman el escarpe inferior de coloración ocre. Su espesor es de 55-65 m.

Este tramo yace sobre el Keuper por un contacto que normalmente está cubierto o fallado. El contacto estratigráfico puede observarse en la pista que sube a la Ermita de Marcuello,

donde dos metros de lutitas ocre y verdes con intercalaciones delgadas de arenisca se disponen sobre las arcillas rojas del Keuper. Por encima de este tramo se sitúan las facies más características de la unidad que corresponden a areniscas y microconglomerados ocre. Están formadas por arenas de tamaño medio y grueso con pasadas de grava de 2-5 mm de diámetro, organizadas en "sets" de hasta 50 cm de espesor con estratificación cruzada planar, a menudo de elevado ángulo. Entre las areniscas se encuentran intercalaciones de calizas arenosas y calizas bioclásticas con fragmentos de briozoos y rudistas, que se van haciendo dominantes hacia arriba de la serie. Esta sucesión presenta varios suelos endurecidos ferruginosos.

Aproximadamente a 25-30 m de la base se encuentran las primeras bioconstrucciones, formadas por "floatstones" de rudistas con matriz de textura "wackestone" e intercalaciones más limosas. Estas facies son cubiertas por calizas bioclásticas formadas por fragmentos de briozoarios, rudistas y foraminíferos, alternando calizas margosas, calizas "packstones" e incluso "grainstones" con estratificación cruzada. Localmente puede intercalarse algún suelo endurecido poco desarrollado.

Los últimos 15 m de este tramo inferior muestran una secuencia de somerización. Se inicia por un delgado banco bioconstruido (1-2 m) formado por un nivel de corales al que se superpone un nivel de rudistas. El grueso de la sucesión está compuesta por calizas micríticas con miliólidos y en menor proporción gasterópodos y fragmentos de rudistas. Finalmente el techo de la secuencia termina con arenas muy finas y calizas limosas con rizocreciones. Posiblemente el techo de este tramo se correlaciona con el suelo endurecido que se desarrolla sobre una serie de calizas micríticas someras en las proximidades del Cerro Malacastro (Hoja de Agüero).

Las arenas basales son interpretadas como barras de "shoreface", que retrabajan materiales deltaicos o aluviales en un contexto transgresivo. Estos cuerpos son progresivamente sustituidos por facies de rampa interna o "lagoon" con biostromas de rudistas y depósitos retrabajados de bioclastos y foraminíferos. La escasa potencia y el desarrollo de suelos endurecidos locales es indicativa de una sucesión condensada. El tramo termina con una somerización marcada por el desarrollo de paleosuelos en facies de "marsh" o un suelo endurecido.

Se le atribuye una edad Santoniense por correlación con la serie del desfiladero de Nuevo (Hoja de Apiés), donde MOLINA (1986) cita una asociación de foraminíferos con *Lacazina elongata*. DALLONI (1910) cita entre Loarre y Rasal faunas de rudistas del Santoniense (*Biradiolites angulosus* y *Sphaerulites sauvagesi*), aunque las determinaciones son dudosas. No existen determinaciones que aseguren una edad Campaniense para la parte alta de esta sucesión, aunque SOUQUET (1967) argumenta que una parte de las calizas con rudistas pertenece al Campaniense.

Tramo superior

Tiene un espesor de 30-45 m y en conjunto presenta una sucesión somerizante. Su base se halla semicubierta, aflorando a pocos metros del contacto con el tramo inferior calizas bioclásticas ocre con foraminíferos, radiolas, briozoos y fragmentos de rudistas. Esta litofacies es correlacionable con los depósitos bioclásticos y arenosos con estratificación cruzada que se hallan sobre el suelo endurecido citado en las cercanías del Cerro Malacastro y tal vez sea equivalente a la Fm. de Calizas bioclásticas de Santa Eulalia de la Peña definida por ARQUED *et al.* (1986) en la Hoja de Apiés.

Por encima se disponen alternancias de calizas micríticas con calizas limosas y margas. Hacia la parte superior las calizas son "mudstones-wackestones" bien estratificados, que forman el segundo escarpe de la Peña del Sol. Contienen numerosos gasterópodos, *Lychnus*, intraclasos, escasos miliólidos y granos revestidos. DALLONI (1910) discute la asignación posible al Daniense de estos materiales, hecho que sigue sin clarificarse.

En la Sierra Caballera este tramo carbonático superior es más arcilloso, con desarrollo de paleosuelos e intercalaciones métricas de lutitas grises. Se encuentran también niveles de carniolas.

Este tramo muestra una evolución vertical desde barras bioclásticas y arenosas a depósitos de "lagoon" restringido, marcando una secuencia de somerización que culmina en depósitos de llanura aluvial de la facies Garumniense.

Por su posición estratigráfica puede atribuirse a este tramo una edad Campaniense-Maastrichtiense.

2.2.2. Lutitas rojas y areniscas con alguna intercalación de calizas micríticas. Facies Garumniense (5)

Contiene las clásicas litologías agrupadas como facies garumniense, si bien los materiales lacustres del tramo superior de la unidad (4) deberían ser también incluidos en esta denominación. Se ha tomado como base de esta unidad cartográfica la aparición de niveles importantes de lutitas rojas con paleosuelos, sin embargo debe tenerse en cuenta que el contacto concordante utilizado en la cartografía corresponde a un cambio lateral de facies.

Su potencia oscila entre 28 m en la Peña del Sol y 56 m en la Sierra Caballera. La parte inferior está formada por tramos métricos de lutitas grises y rojas que intercalan capas de hasta 2 m de espesor de areniscas y limos carbonáticos muy bioturbados. Se interpretan como depósitos de llanura lútica aluvial. Por encima se intercalan paleocanales fluviales de hasta 3 m de espesor y poca continuidad lateral, formados por arena fina y media. Internamente presentan laminación cruzada en surco, con horizontes de cantos blandos y posibles laminaciones algales. Los paleocanales son más abundantes en los afloramientos más orientales y septentrionales de la Hoja.

Se desconoce la edad de estas rocas, pudiendo estar representado desde el Maastrichtiense al Eoceno inferior. Únicamente, al Sur del embalse de la Peña (Hoja de Agüero), SOUQUET (1967) cita restos de huevos de dinosaurios en las lutitas rojas.

2.3. EOCENO

Sobre las facies rojas del tránsito Cretácico-Terciario (Facies Garumniense) se disponen transgresivamente las calizas de la Formación Guara. En este sector de las Sierras Exteriores no se encuentran calizas marinas pre-lutecienses por lo que la laguna estratigráfica entre las facies rojas garumnienses y las calizas eocenas es considerable. No obstante, no es descartable que la parte superior de las facies rojas terrígenas que se atribuyen a las facies garumnienses sea más reciente, incluso Cuisiense, en algún sector de las Sierras Exteriores.

Las calizas de la Formación Guara de las Sierras Exteriores abarcan prácticamente todo el Luteciense. El concepto de Formación Guara se ha redefinido desde el original, descrito por

PUIGDEFABREGAS (1975), aplicándose exclusivamente a las calizas de plataforma de edad Luteciense.

En la Hoja de Ayerbe, al igual que en el resto de Hojas MAGNA de las Sierras Exteriores, se han identificado tres unidades cartográficas en la Formación Guara que se corresponden con sub-unidades con características litoestratigráficas bien definidas. Sobre la Formación Guara, en la esquina NE de la Hoja, se encuentra la parte inferior de la Formación Margas de Arguis cuya edad es esencialmente Bartonense.

2.3.1. Areniscas, calizas bioclásticas y lutitas. Formación Guara (Miembro inferior) (6)

Las calizas de la parte inferior de la Formación Guara se caracterizan, en las Sierras Exteriores occidentales, por su alto contenido en siliciclásticos. Se reconocen tres secuencias somerizantes con un espesor global que varía progresivamente disminuyendo de Este a Oeste y de Norte a Sur. Los mayores espesores se encuentran en los Llanos de Cupierlo (Hojas de Alquezar y Apiés) donde el Miembro inferior de la Formación Guara alcanza los 300 m. En la parte más occidental de las Sierras, como en los afloramientos de la Hoja de Ayerbe, los espesores son reducidos, del orden de los 20-30 m.

El contenido siliciclástico aumenta también, tanto en tamaño de grano como en abundancia, de Este a Oeste. En el área de afloramiento de esta Unidad, en la Hoja de Ayerbe, las tres secuencias muestran un abundante contenido en siliciclásticos. Estos se encuentran dentro de las secuencias formando cuerpos de naturaleza claramente siliciclástica (limolitas, areniscas bioturbadas, microconglomerados) como dispersos o constituyendo bandeados en rocas con un contenido en carbonatos relativamente abundante. En estos casos los siliciclásticos son de tamaño arena a microconglomerados con cantos que pueden llegar a los 5 cm de diámetro máximo aunque suelen predominar los de tamaño inferior a 1 cm. En el ámbito de la Hoja de Ayerbe se observan, en esta unidad, las primeras intercalaciones de lutitas ocre y rojas. Estas intercalaciones rojas se hacen más importantes en las vecinas hojas de Agüero y Uncastillo.

El contenido faunístico más característico son los macroforaminíferos, algas, fragmentos de equinodermos y moluscos. Ocasionalmente se reconoce algún fragmento de coral, braquiópodos, etc. Los foraminíferos bentónicos son miliólidos, y macroforaminíferos (*Alveolina*, *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclus*, etc.). Los miliólidos y *Alveolina* dominan en los tramos más someros de la secuencia mientras que *Discocyclus*, *Assilina* y *Nummulites* son más abundantes en los "lags" transgresivos de cada secuencia y el los tramos basales de la misma. La edad del Miembro inferior de la Formación Guara es Luteciense inferior determinada por la presencia de *Alveolina stipes*, *Alveolina frugmentiformis*, *Alveolina callosa*, *Fabularia ovata*, *Fabularia zittelii*, *Assilina spisa abrardi*, *Nummulites laevigatus* (determinaciones de J. SERRA-KIEL, Univ. de Barcelona y J.M. SAMSÓ, IGME).

2.3.2. Calizas y calcarenitas con foraminíferos. Formación Guara (Miembro medio) (7)

El Miembro medio de la Formación Guara es esencialmente carbonático. Dominan las calizas bioclásticas de macroforaminíferos (*Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclus*, *Alveolina*, *Fabularia*) y miliólidos. Dentro de esta subunidad se reconocen dos grandes ciclos, con un espesor global que disminuye a grandes rasgos de Este a Oeste y de Norte a Sur, pero que tienen variaciones de espesor y distribución, especialmente para el ciclo superior, muy notables a lo largo de las Sierras Exteriores occidentales. Concretamente en los afloramientos de la Hoja de

Ayerbe no se ha observado el ciclo superior por lo que, entre el Miembro medio y superior de la Formación Guara, hay una discontinuidad (hiato). El espesor total de la Unidad varía desde los 700 m en el sector más oriental (Llanos de Cupierlo, Hoja de Alquézar) a los 100-150 m en los sectores más occidentales. En la Hoja de Ayerbe el espesor total de la Unidad es de unos 150 m.

Las calizas de la parte inferior de este ciclo corresponden a calizas bioclásticas y calcarenitas con grandes foraminíferos y calizas limosas. Los macroforaminíferos son muy abundantes y, en algunos tramos, constituyen lumaquelas. Entre los marforaminíferos presentes dominan los *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclusina* y *Operculina*. Hacia el techo de este tramo inferior del primer ciclo se encuentran abundantes algas rodofíceas. Hacia el techo de este tramo aparecen calizas bioclásticas, margas y limos. Las calizas corresponden a "wackestone-packestone" y "grainstones" en los que dominan los miliólidos, *Alveolina* y orbitolites. Sobre este tramo el ciclo culmina con "grainstones" bioclásticos con abundante estratificación cruzada y una asociación faunística muy característica con *Fabularia*, *Alveolina*, *miliólidos*, *periloculinas* y *orbitolites*.

Las características de este ciclo corresponden, como se ha descrito, a una gran secuencia somerizante.

En la Hoja de Ayerbe esta unidad aflora de forma espectacular en las laderas y cumbres de Sierra Caballera y constituyen la base rocosa del Castillo de Loarre.

CANUDO *et al.* (1988) describen precedentes del corte de Arguís (Hoja de Apiés) la siguiente asociación procedente de los tramos inferiores de este ciclo: *Nummulites migiurtinus*, *Nummulites aspermontis*, *Nummulites benearnensis*, *Assilina spira* y *Operculina gomezi*. Esta asociación es característica del Luteciense medio (Zona de *Nummulites gratus*). En los tramos superiores de este ciclo se han identificado: *Alveolina munieri*, *Alveolina frugmentiformis*, *Alveolina boscii*, *Alveolina aff. fusiformis*, *Periloculina sp.*, *Pseudolacazina aff. hottingeri*, *Fabularia aff. roselli*, *Fabularia cassis* y *Coskinolina aff. roberti* (determinaciones J. SERRA-KIEL, Univ. de Barcelona y J.M. SAMSO, IGME). Esta asociación es característica del Luteciense medio (Zona de *Alveolina munieri*).

2.3.3. Calizas con Nummulites, areniscas y limos. Formación Guara (Miembro superior) (8)

El Miembro superior de la Formación Guara se caracteriza por las calizas bioclásticas con grandes *Nummulites* del grupo *perforatus* que forman grandes tramos lumaquéllicos en la parte inferior de la unidad. Como se ha descrito anteriormente, en la Hoja de Ayerbe este Miembro se dispone en concordancia estratigráfica sobre el anterior aunque, entre ambos, existe un importante hiato con, por lo menos, la ausencia del ciclo superior del Miembro medio de la Formación Guara. El espesor de esta Unidad varía disminuyendo de forma gradual desde el Este al Oeste y de Norte a Sur. El máximo espesor de las Sierras Exteriores occidentales se encuentra en los Llanos de Cupierlo (Hoja de Alquézar) donde alcanza unos 150 m. En el corte de Arguís (Hoja de Apiés) su espesor es de unos 90 m. Hacia el Este disminuye ligeramente aunque se mantiene en valores próximos y relativamente homogéneos.

La parte inferior de la Unidad está formada por calizas bioclásticas de grandes *Nummulites* de grupo *perforatus* con algas, restos de equinodermos, etc. Los *Nummulites* forman bancos con espesores próximos a los 10 m y alternan con tramos algo más limolíticos. Esta parte inferior tiene un espesor próximo a los 2/3 del espesor total de la Unidad. La parte superior está

formada por areniscas y calcarenitas con abundantes algas rodofceas y restos (púas) de equinodermos.

Aflora en las laderas orientales de Sierra Caballera.

CANUDO *et al.* (1988) citan, en el corte de Arguís (Hoja de Apiés) la presencia de *Nummulites deshayesi*, *Nummulites discorbinus*, *Nummulites aff. bullatus*. Según estos autores, citando a SCHAUB (1981), esta asociación aparece en el límite Luteciense medio-superior y persiste durante todo el Luteciense superior.

2.3.4. Lutitas grises con areniscas en la base. Margas de Arguís (9)

La Formación margas de Arguís se dispone directamente sobre las calizas de la Formación Guara a través de un contacto neto, frecuentemente con glauconita. La base de la unidad es muy lutítica con margas arcillosas de color gris azulado y que evolucionan verticalmente hacia facies más limolíticas y a areniscas bioturbadas. En general la fauna es muy escasa, aunque hay algunos tramos ricos en fauna especialmente en parte superior de la unidad.

A lo largo de las Sierras Exteriores el espesor de la unidad es muy variable ya que su sedimentación fue sintectónica con los pliegues. Sin embargo, en este sector de las Sierras los pliegues N-S son algo más modernos y presenta espesores bastante uniformes, del orden de los 1200 m.

Estas facies corresponderían a sedimentos de prodelta que, lateralmente y hacia el Este, cambian lateralmente de facies a sedimentos deltaicos (limolitas bioturbadas y areniscas) y continentales (parte inferior del Grupo Campodarbe) (PUIGDEFABREGAS, 1975).

En el ámbito de la Hoja de Ayerbe aflora exclusivamente en el margen NE, en el valle de Bentue de Rasal, con características similares a las observables en la localidad de Rasal, en la vecina Hoja de Agüero.

CANUDO *et al.* (1988), en el corte de Arguís, describen fauna de foraminíferos planctónicos que atribuyen, de base a techo a las biozonas P12, P13, P14 y P15 de BLOW (1979) así como nannoplancton calcáreo que atribuyen a las biozonas NP16 y NP17 de MARTINI y MULLER (1986). De acuerdo con estas atribuciones la edad de la Formación margas de Arguís sería Luteciense superior en la base, incluiría todo el Bartonense y sería Priabonense inferior en la parte superior. Los macroforaminíferos encontrados en dos niveles del tramo superior de la Formación (*Nummulites aff. cyrenaicus*, *Nummulites incrassatus ramondiformis*, *Nummulites striatus*, *Operculina aff. schwageri* y *Operculina gomezi*), siempre según CANUDO *et al.* (1988), indicarían una edad Priabonense basal.

2.4. Terciario continental. Formación Uncastillo

Como ya se ha indicado previamente, los depósitos terciarios continentales que afloran en la Hoja corresponden a la Formación Uncastillo, definida por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) en éste sector de la Cuenca del Ebro. En la Hoja de Ayerbe incluyen conglomerados, areniscas y lutitas.

Se han distinguido seis unidades cartográficas, en función de sus características litológicas, parte de las cuales que se interdigitan entre ellas. La posición estratigráfica y evolución vertical de estas unidades permite agruparlas en dos megasecuencias: la inferior está formada por las unidades 10 a 14 y la superior por las unidades 15 a 18. Estas dos megasecuencias pertenecen a la unidad tectosedimentaria U_3 de ARENAS (1993), de edad Mioceno inferior, y están separadas por un salto granulométrico relativo. Dentro de cada una de ellas, las diversas unidades litológicas se relacionan lateralmente y expresan la evolución aguas abajo de los correspondientes sistemas aluviales, tal como se expresa en la leyenda de la cartografía. Las unidades superiores (18 y 19) sólo afloran en facies conglomeráticas, que se disponen discordantes sobre las Sierras Exteriores y no tienen equivalentes laterales conocidos en la Cuenca de Ebro (ARENAS, 1993).

Las unidades (10), (11), (15) y (16) ocupan áreas reducidas y representan facies proximales y proximales-medias de pequeños abanicos aluviales originados en las Sierras, y actualmente configuran relieves en forma de pináculos conocidos con el nombre de "mallos", aún más espectaculares en la Hoja de Agüero. La mayor extensión de la cartografía está ocupada por facies de areniscas y lutitas (unidades 12, 13, 14 y 17), cuyas proporciones relativas varían de unos lugares a otros, llegando a dominar las lutitas en el centro y Este de la Hoja; representan los equivalentes laterales aguas abajo de los abanicos aluviales originados en las Sierras, así como de los sistemas fluviales de Luna (al Oeste) y Huesca (al Este).

Estos dos sistemas fluviales fueron definidos y caracterizados sedimentológicamente por HIRST (1983), NICHOLS (1984) y HIRST y NICHOLS (1986). A grandes rasgos, el Sistema de Luna, queda representado en la mitad oeste de la Hoja por las unidades litológicas (12) y (17), y el Sistema de Huesca, por la unidad litológica (14). En la zona de interdigitación de ambos se halla la unidad litológica (13).

La datación de la Formación Uncastillo resulta difícil dada la escasez de datos cronoestratigráficos. Dentro de la Hoja de Ayerbe se encuentra el yacimiento de fósiles de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969), que se considera Aquitaniense inferior. HOGAN (1991) realizó un perfil magnetoestratigráfico entre Concilio y Ayerbe, y para su anclaje con la escala temporal se basó en la edad de dicho yacimiento, deduciendo una edad Chatiense-Aquitaniense inferior para dicho perfil. Sin embargo, la precisión del yacimiento de Ayerbe es cuestionable tanto por la escasez de restos fósiles útiles para datación, como por el hecho de que agrupa tres localidades separadas estratigráficamente por más de 50 m de depósitos esencialmente lutíticos (ARENAS, 1993).

Posteriormente, el análisis estratigráfico realizado por ARENAS (1993) en la Formación Uncastillo, junto con la reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos de HOGAN (1991) y HOGAN y BURBANK (1996), indican que la sedimentación de la Formación Uncastillo en la Cuenca del Ebro se produjo desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001). Los materiales que afloran en la Hoja de Ayerbe corresponden a la parte superior de esta formación, es decir, a la unidad tectosedimentaria U_3 (Mioceno inferior) de ARENAS (1993). Los afloramientos conglomeráticos de esta formación que se encuentran sobre las Sierras Exteriores son posteriores al depósito de esa unidad, sin que por ahora se pueda precisar más su edad (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1994).

2.4.1. Conglomerados (10, 15), areniscas, conglomerados y lutitas rojas (11 y 16)

Afloran al Norte de Linás de Marcuello y al Norte de Bolea, adosados al margen sur de la Sierras, normalmente en discordancia angular.

Estos dos conjuntos litológicos se distribuyen en dos megasecuencias, separadas por criterios evolutivos, y dentro de cada una se relacionan lateral y verticalmente:

Los conglomerados (10 y 15) constituyen paquetes tabulares potentes de aspecto masivo y tonalidades ocres, a veces rojizas, con estratificación horizontal, a veces pobremente definida; son granosostenidos y están formados por clastos polimícticos (de calizas y areniscas fundamentalmente), de poco a moderadamente bien redondeados y su matriz es arenosa. El tamaño de los clastos puede alcanzar los 40 cm, aunque en la vecina Hoja de Agüero puede ser mucho mayor; incluyen escasos niveles de areniscas gruesas masivas o con laminación horizontal. Representan los depósitos debidos a flujos laminares de alta energía, resultantes de su desconfiamiento en cañones (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1996).

Las unidades 11 y 16 consisten en areniscas y conglomerados con intercalaciones de lutitas. Las areniscas son gruesas, con clastos dispersos, mayormente de calizas; se disponen en capas tabulares, de espesor decimétrico a métrico, en ocasiones con bases ligeramente canalizadas; internamente pueden ser masivas o presentar estratificación horizontal y en surco. Los conglomerados aparecen en niveles tabulares, generalmente de espesor decimétrico a métrico, con las mismas características texturales descritas en el párrafo anterior, pero de menor tamaño; internamente suelen ser masivos, pero pueden mostrar estratificación cruzada. Las lutitas son de tonos ocres-anaranjados; son porcentualmente menores respecto a las otras dos litologías. Forman niveles masivos centimétricos a métricos. Estas tres litologías pueden organizarse formando secuencias granocrecientes o granodecrescientes, de espesor decimétrico a métrico. Representan tanto flujos canalizados (sistemas de barras y canales entrelazados de bajo relieve), como no confinados (desarrollo de lóbulos a partir de flujos laminares) (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1996).

Estas dos unidades litológicas representan sectores proximales y proximales-medios de abanicos aluviales de escaso desarrollo longitudinal:

- Al Norte de Linás de Marcuello se encuentra el abanico aluvial de Linás, descrito por NICHOLS (1984) y que es coalescente con la parte alta del sistema de abanicos de Riglos. Sus facies proximales están formadas por 300 m de conglomerados que pasan lateralmente hacia el SE a las facies distales del abanico en una disposición progradante. En el sector cartografiado se observa una progradación muy brusca a una altura topográfica de 850 m coincidiendo con el límite entre las dos megasecuencias. Los 90 m finales expuestos, muestran un nuevo ciclo de progradación, seguida de una retrogradación-progradación a facies en conjunto menos groseras con areniscas gruesas.

Su parte basal se interdigita con las facies fluviales del Sistema de Luna (unidad 12). Este paso lateral asciende en la sucesión vertical hacia el Este, de forma que en Costadano las facies fluviales se encuentran por encima de gran parte del abanico de Linás. Los niveles basales del abanico deben de incluir un nivel equivalente al que contiene la fauna del Ageniense de CRUSAFONT y PONS (1969) en Ayerbe.

- Al Norte de Bolea se encuentra el abanico aluvial de Aniés, disectado por el barranco del río Sotón. Topográficamente más bajos se encuentran los conglomerados de San Cristóbal, que ocupan el barranco del río Sotón. En el fondo del barranco se observa una discordancia progresiva asociada a un cabalgamiento de las calizas cretácicas sobre los conglomerados. La parte inferior de las facies distales de los conglomerados se interdigita con las facies fluviales del sistema de Huesca en la zona de Bolea.

2.4.2. Areniscas en paleocanales y lutitas (12 y 17)

Estas unidades litológicas afloran de forma subhorizontal en la mitad occidental Oeste y al Norte de la Hoja. Su diferenciación estratigráfica en dos megasecuencias se basa en criterios evolutivos (ARENAS, 1993). Presenta unos 500 m de espesor aflorante, que se inician aproximadamente a 1000 m de la base de la Formación de Uncastillo. Corresponden mayoritariamente al sector Este del Sistema fluvial de Luna, aunque hacia el NE se asocian a los sistemas de abanicos aluviales adosados a las Sierras Exteriores.

Están formadas por areniscas de granulometrías variables predominando los tamaños medio-grueso en la zona NO y granulometrías más finas en la zona de interdigitación con la unidad (13) y al Norte de Santa Engracia, donde además aumenta la proporción de lutitas frente a las areniscas. Las areniscas están poco cementadas, con una alta porosidad parcialmente rellena por cemento de calcita esparítica. En las areniscas asociadas al sistema de Luna, los granos son predominantemente de cuarzo, habiéndose reconocido fragmentos líticos de calizas, areniscas, esquistos y chert negro (liditas). Los feldespatos son muy raros, las micas son moscovitas, mientras la biotita cloritizada se halla de forma esporádica (NICHOLS, 1984). Según este autor se encuentran los minerales pesados: turmalina, granate y andalucita.

Las areniscas constituyen paquetes tabulares de espesor métrico, con bases subhorizontales y canalizadas, formados internamente por niveles tabules y lenticulares. Los paleocanales arenosos se hallan aislados entre facies más finas. Los de mayores dimensiones se hallan en la zona NO de la Hoja, con espesores que pueden alcanzar 10 m y extensión lateral decamétrica. Presentan un relleno multiepisódico con gran cantidad de barras, por acrecimiento vertical y, localmente, importante migración lateral.

En otros casos, los cuerpos tabulares son menos potentes, se hallan otros de morfología más laxa, con una relación entre extensión lateral y espesor más alta, y están formados por uno o más estratos tabulares. Su relleno es masivo, reconociéndose en ocasiones estratificación cruzada de bajo ángulo. Este tipo de depósitos es especialmente abundante al Norte y NO de Ayerbe, en donde representan el desconfinamiento de sistemas canalizados, cuyos flujos pasan a ser esencialmente laminares al alcanzar áreas de menor pendiente topográfica (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001). Asimismo existen cuerpos lenticulares aislados, cuyo relleno puede ser tanto vertical como lateral. Este último tipo predomina hacia el SO de la Hoja.

Hacia el Este y hacia el Sur disminuye la densidad y dimensiones de los paleocanales, predominando cuerpos más tabulares y menos incisos. Las facies de desbordamiento están caracterizadas por lutitas de colores ocres con escasas intercalaciones de niveles tabulares finos de areniscas.

En la mitad oeste, estas unidades litológicas están incluidas en las zonas media y distal del Sistema fluvial de Luna definido por NICHOLS (1984). Las paleocorrientes medidas muestran un sentido predominante hacia el SE, con una dispersión entre 90 y 180 grados.

En el yacimiento de la ermita de San Miguel, cercano al pueblo de Ayerbe, CRUSAFONT y PONS (1969) encontraron restos de *Amphitragulus elegans*, *Testudo* sp., crocodílidos indeterminados y gasterópodos. Esta fauna fue atribuida al Mioceno inferior por CUENCA *et al.* (1992).

Basándose en la edad de dicho yacimiento, HOGAN (1991) y HOGAN y BURBANK (1996) concluyeron que el perfil magnetoestratigráfico de Concilio-Ayerbe se podría atribuir a los cronos 6B-10, de edad Chattiense-Aquitaniense. Sin embargo, el análisis estratigráfico de la Formación Uncastillo, junto con la reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos de estos autores, señalan que la edad de la sección de Concilio-Ayerbe debe situarse en el Mioceno inferior (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001).

2.4.3. Lutitas versicolores con nódulos de yeso y capas delgadas de arenisca (13)

Esta unidad litológica aflora de forma prácticamente horizontal en la mitad oriental de la Hoja. Se halla muy cubierta por depósitos cuaternarios, siendo su espesor máximo aflorante de unos 100 m. Al Oeste se interdigita siguiendo un contacto N-S con la unidad anteriormente descrita (12) y en la esquina oriental de la Hoja con la unidad (14).

Está formada por lutitas y limos de colores rojos, ocre, amarillos y grises, con horizontes de nódulos de yeso de 1 cm de diámetro. Esta coloración diferenciada en bandas difusas es atribuida al desarrollo de paleosuelos. Presentan intercalaciones de capas de areniscas grises, con forma tabular y espesor decimétrico, que generalmente muestran granoclasificación positiva. Localmente las areniscas contienen concentraciones de malaquita. Un hecho remarcable es la inexistencia de capas carbonáticas; tan solo se ha observado la presencia de margas o limos carbonáticos con algunos restos de gasterópodos.

El cambio lateral con la unidad (12), ha sido trazado entre los tramos con mayor densidad de canales y las lutitas que comienzan a tener un mayor número de paleosuelos y nódulos de yeso.

El cambio lateral con la unidad (14) se ha trazado cuando comienzan a abundar cuerpos canaliformes de espesor métrico, observándose en la zona de interdigitación entre las dos unidades (Área de Bolea-Esquadras) cuerpos tabulares de areniscas, progresivamente con mayor entidad.

Esta unidad corresponde a la "zona lacustre" de HIRST Y NICHOLS (1986), llanura aluvial lutítica que ocupa una posición marginal respecto a los sistemas de Luna y Huesca.

CRUSAFONT y PONS (1969) citan *Caenotherium laticurvatum* en Monsorbal (Monzorróbal ?), especie también citada en el yacimiento de Santa Cilia (Hoja de Alquézar). Esta fauna de roedores es asignada por algunos autores al Mioceno inferior o a un intervalo de tránsito entre el Oligoceno-Mioceno.

2.4.4. Lutitas con paleocanales de areniscas (14)

Esta unidad aflora en montículos aislados del borde oriental de la Hoja, con un espesor de 60 m. Está formada por lutitas ocre y grises que intercalan capas tabulares de escasa potencia de areniscas y limos. Se caracteriza por la presencia de cuerpos canaliformes individuali-

zados con extensión lateral de varias decenas de metros y espesor de 3-7 m. Son paleocanales con relleno multiepisódico y desarrollo de barras. Se han observado superficies de acreción lateral. Las areniscas son cuarcíticas, de tamaño medio a fino, con granos angulares a subredondeados poco cementados. Contienen mica, biotita cloritizada, y escasa turmalina, caracteres que, junto con las paleocorrientes, utilizan HIRST y NICHOLS (1986) para diferenciarlas de las areniscas del Sistema de Luna (unidades 12 y 17 al Oeste de la Hoja).

Estos sedimentos forman parte del Sistema fluvial de Huesca de HIRST (1983), que se extiende al Este por la Hoja vecina de Apiés donde progresivamente aumenta el número de paleocanales. Las paleocorrientes observadas muestran sentidos con componente oeste.

Por su relación lateral con las unidades anteriores (13) se le asigna una edad Mioceno inferior o Intervalo de tránsito Oligoceno-Mioceno.

2.4.5. Conglomerados poco cementados con clastos de areniscas y calizas. Conglomerados de la Peña del Sol (15, 18)

Se localizan al Norte de Sarsamarcuello, ocupando una zona denominada Peña del Sol, y constituyen el cuerpo de conglomerados situado a mayor altitud. Se disponen desde horizontales a basculados definiendo un suave sinclinal, discordantes sobre los términos anteriores. En el arroyo de Palangas estos conglomerados se disponen en concordancia aparente (paraconformes) sobre los depósitos de la unidad (12, 17) (NICHOLS, 1984). Sin embargo, ARENAS (1993) y ARENAS y PARDO (1994) consideran que su disposición es discordante sobre la unidad U_3 de la Cuenca del Ebro y, por tanto, deben constituir una unidad genética diferente y más moderna que ésta.

La composición de los clastos muestra un predominio de cantos de areniscas micáceas de colores marrones, sobre los cantos de calizas y los más escasos y de menor tamaño de cuarzo y cuarcita. Los clastos están muy bien redondeados y llegan a tener diámetros de 30-40 cm en la parte alta de la unidad. La matriz es arenosa, cementada por calcita. El depósito está soportado por los clastos, bien seleccionado y puede mostrar imbricaciones. Se ordenan en capas de escala decimétrica a métrica, entre las que raramente se intercalan capas de arenas de grano grueso.

NICHOLS (1984) observó la presencia local de estratificación cruzada, rellenos de canales menores y comparó estas facies con el conglomerado de Biel (depósitos proximales del Sistema de Luna). El redondeamiento de los cantos de arenisca es indicativo de un mayor transporte que los depósitos conglomeráticos más antiguos (10 y 15), o bien aquéllos han sido heredados. Se interpreta esta unidad como la parte proximal de un sistema deposicional sedimentario fluvial. Localmente, los aportes señalan procedencia del NO (ARENAS, 1993).

2.4.6. Brechas calcáreas (19)

En la parte alta del Arroyo de Palangas se encuentra una unidad de brechas sobre las calizas y yesos triásicos. Su potencia varía de 1-10 m, estando formada por bloques que pueden llegar a 5 m de diámetro, con estructura caótica. Las litologías son de calizas de las Sierras, predominando las calizas de la Formación Guara. Se interpretan como depósitos de ladera.

Pequeños afloramientos de conglomerados y brechas de composición carbonatada se disponen discordantes sobre las calizas de la Formación Guara, al Norte del Castillo de Loarre.

Hacia el Este, se observa una relación en “onlap” sobre las calizas, con basculamientos hacia el Norte de hasta 45°. Esta disposición solapante es claramente visible en el sinclinal de la Virgen de la Peña, donde los conglomerados ligeramente plegados se adosan al paleorelieve formado por el flanco invertido. En su parte basal presentan brechas interpretadas como depósitos de laderas. La edad de estos conglomerados y brechas monogenéticos es difícil de precisar, pero por su posición puede decirse que son posteriores las unidades que afloran al Sur de las Sierras, en la Cuenca del Ebro propiamente dicha (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1994).

2.5. CUATERNARIO

Algunos autores, RODRIGUEZ VIDAL (1986), asignan una edad pliocuaternaria para los depósitos más altos en áreas cercanas. Dada la ausencia de datos cronológicos hemos optado por incluirlos en el Cuaternario y agruparlos usando sus alturas topográficas relativas, como ha sido habitual en autores precedentes (BOMER, 1957; GARCÍA RUÍZ y CREUS, 1974; MENSUA e IBAÑEZ, 1977; BENITO, 1985). Una descripción complementaria, mas detallada de cada nivel de terraza y de glacis se encuentra en el apartado de Geomorfología.

2.5.1. Conglomerados polimícticos, conglomerados carbonáticos y costras carbonáticas (20)

En esta unidad cartográfica se han agrupado la terraza más alta del río Gállego y los depósitos aluviales (Glacis) más altos.

2.5.2. Conglomerados, costras carbonáticas y arenas (21)

En esta unidad cartográfica se han agrupado las terrazas altas encajadas del río Gallego y los depósitos aluviales (Glacis) bajos.

2.5.3. Conglomerados, limos con arenas y horizontes de cantos (22)

Se ha incluido en esta unidad cartográfica a los depósitos aluviales y fluviales recientes, incluyendo las lutitas y arenas de la llanura de inundación del río Gállego y de los barrancos de la Sotonera. Los depósitos más abundantes corresponden a limos-arcillas con algunos niveles de gravas y arenas correspondientes a depósitos aluviales y coluviales.

3. TECTÓNICA

El sector estudiado incluye el margen septentrional de la Cuenca del Ebro y una pequeña porción de las Sierras Exteriores aragonesas y de la Cuenca de Jaca o Sinclinorio de Guarga. El frente surpirenaico está representado por las Sierras Exteriores, caracterizadas por la superposición de un sistema de pliegues con dirección N-S con otro sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección WNW-ESE (ALMELA y RIOS, 1952). El primer sistema es fosilizado progresivamente, de Este a Oeste, mediante discordancias progresivas por los materiales del Eoceno medio-superior (PUIGDEFABREGAS, 1975). Las estructuras WNW-ESE están principalmente relacionadas con el cabalgamiento de las Sierras sobre la Cuenca del Ebro durante el Oligo-Mioceno. SOLER (1970, en PUIGDEFABREGAS, 1975) y más tarde CAMARA y KLIMOWITZ (1985) interpretan que la estructura corresponde a una rampa de bloque inferior de grandes dimensiones.

La estructura de la parte occidental de las Sierras ha sido interpretada por POCÓVI *et al.* (1990) como un sistema de cabalgamientos emplazada según una secuencia de bloque superior. Los cabalgamientos inferiores de dicha secuencia, San Felices-Punta Común, se producen a la vez que se flexiona el bloque inferior y el superior del Cabalgamiento de San Felices. Este plegamiento de la parte frontal del bloque superior produce que la lámina prosiga su acortamiento en una secuencia de bloque superior desarrollándose el Sistema de cabalgamientos de Riglos-San Román. Dicho sistema es el que se continua en la Sierra de Loarre, localizada en la Hoja de Ayerbe.

La descripción de las estructuras en las Sierras se ha realizado en base a tres transversales ordenadas de Oeste a Este. Además se ha pretendido seguir una ordenación temporal de las estructuras de acuerdo con su relación con los sedimentos sinorogénicos.

En Sarsamacuello aflora un sistema imbricado de escamas de pequeñas dimensiones originadas en una secuencia de bloque superior como demuestra la relación de las facies aluviales distales del abanico de Linás con los cabalgamientos (Corte I-I').

Por encima de este imbricado se disponen escamas de pequeñas dimensiones, en donde se observa que los cabalgamientos cortan a pliegues preexistentes. Al Norte de Costadano las calizas del Muschelkalk de la escama inferior pliegan la superficie de "onlap" de las facies fluviales que equivalen a partes altas del abanico de Linás. En el bloque superior de la escama más alta se dispone el sinclinal tumbado con vergencia hacia el Sur de la Peña del Sol. Muestra un ángulo entre los flancos de 70°. El cabalgamiento inferior que la limita se sitúa entre las rocas del Keuper y las del Cretácico, cortando en el bloque superior términos diferentes de la serie cretácica. Al Norte de la Ermita de Marcuello se han observado pliegues de dirección N-S. La interferencia con los pliegues NO-SE ha dado lugar a figuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY (1977) como en el sinclinal de la Peña del Sol, cuyo eje está ligeramente plegado.

El sinclinal de la Peña del Sol está cabalgado por la escama de Muschelkalk y Cretácico del barranco de Palangas. El cabalgamiento está fosilizado por brechas de ladera, posteriormente verticalizadas. Esta escama parece continuarse en el flanco sur del anticlinal de Layan de la Hoja de Agüero. Este pliegue tiene su flanco sur y su núcleo cortados por fallas inversas. Los conglomerados más modernos y septentrionales se disponen en "onlap" sobre estas estructuras y tan sólo se encuentran plegados. En la Hoja de Ayerbe se encuentran plegadas facies finas equivalentes a estos conglomerados aunque no se ha observado que llegue a aflorar un nivel de despegue en el Mioceno.

En lo más alto del edificio estructural descrito se disponen ligeramente plegados los conglomerados de la Peña del Sol. En el sinclinal de la Peña del Sol fosilizan una pequeña falla normal que hunde el bloque norte y septentrionalmente están limitados por el paleorelieve del flanco norte del anticlinal de Layán (Hoja de Agüero).

Una transversal en los afloramientos eocenos de la Sierra de Loarre (corte II-II') muestra una estructura caracterizada por pliegues con continuidad lateral limitada que parecen formados contemporáneamente con los cabalgamientos. Los pliegues son asimétricos con ángulos rectos entre los flancos y vergencia sur. Las fallas inversas llegan a cortar a los pliegues como en el sinclinal de los Pájaros. Las facies distales miocenas se encuentran discordantes aunque afectadas por las repeticiones eocenas. Los conglomerados más bajos están plegados o basculados (sinclinal de Cabanillos), mientras que los más altos están solo basculados.

Una secuencia de cabalgamientos de bloque superior comparable puede observarse más claramente en la transversal por la Virgen de la Peña (Corte III-III'): En el barranco del Sotón se aprecia que las calizas cretácicas del flanco normal del sinclinal de la Virgen de la Peña cabalgan a los conglomerados inferiores del abanico de San Cristóbal. Los conglomerados situados sobre las calizas en el bloque superior están basculados y truncados por los que describen la discordancia progresiva que fosiliza al cabalgamiento. Términos más altos de estos conglomerados se disponen en "onlap" sobre el sinclinal de la Virgen de la Peña, de forma que los primeros niveles están ligeramente basculados hacia el Norte, mientras los niveles altos buzanan hacia el Sur.

La correlación cartográfica muestra que los materiales miocenos que fosilizan los imbricados de las transversales I-I' y II-II' son equivalentes laterales. Por ello, parece razonable suponer la continuidad entre ambos imbricados.

Prosiguiendo con el Corte III-III', los flancos inversos de los sinclinales de la Virgen de la Peña y Los Pájaros están cortados por escamas con rocas mesozoicas. En la fuente de La Paul la escama inferior está fosilizada por los conglomerados más altos de la Virgen de la Peña. Estas escamas se entroncan lateralmente hacia el Oeste con la continuación del cabalgamiento de Sierra Caballera situado en la ladera meridional de dicha sierra. A su vez un imbricado de "horses" de rocas triásicas corta estas escamas mesozoicas en Portiella y en el barranco de Sotón. Este imbricado se entronca caudalmente con el cabalgamiento de Sierra Caballera.

El cabalgamiento de Sierra Caballera muestra una superficie en rellano de bloque superior a nivel del Muschelkalk. Su bloque superior presenta pliegues con orientación N-S en la zona de Coduco, interpretados como pliegues menores asociados al anticlinal de Rasal (Hoja de Agüero). Este pliegue se desarrolla entre la deposición de las Margas de Arguís y la parte inferior de la Fm. de Campodarbe (Luteciense superior-Oligoceno inferior; GARCIA SANSEGUNDO y MONTES, en prensa).

La continuación del cabalgamiento de Sierra Caballera hacia el Oeste debe corresponderse con el cabalgamiento que finaliza en el anticlinal de Salinas o Santo Domingo. Su continuación hacia el Este es problemática, en el límite con la Hoja de Apiés tiene asociado un imbricado de láminas formadas exclusivamente por rocas del Triásico, que se encuentran superpuestas a facies distales de los conglomerados. Hacia el barranco del Sotón (Camporrubillos) el cabalgamiento de Sierra Caballera corta un flanco invertido con rocas del Cretácico al Eoceno medio y está fosilizado por conglomerados basculados hacia el Sur. Se ha optado por continuar el cabalgamiento de Sierra Caballera dentro de los conglomerados.

En el resto de la Hoja afloran las capas subhorizontales de la Fm. de Uncastillo, que rellenan la Cuenca de antepaís del Ebro. La única estructura reseñable es el anticlinal de Sta. Eulalia (ALMELA y RIOS, 1950-51), situado cercano a las Sierras en el borde noroccidental de la Hoja. Este anticlinal muestra un trazado ONO-SSE, con buzamiento de los flancos menor a 15°. Hacia el Oeste se continua hacia Uncastillo (PUIGDEFABREGAS, 1975), mientras hacia el Este es visible hasta Linás de Samarcuello. El eje del pliegue parece tener una inmersión hacia el Este, hecho que junto con la aparición de términos más altos de la sucesión pueden explicar su desaparición. Así pues afecta a la parte media y distal del sistema de Luna y a los depósitos distales de los conglomerados de los Mallos de Riglos. Su flanco sur progresivamente pierde buzamiento, siendo de 1° en la mitad de la Hoja. Hacia el Norte enlaza con un sinclinal de gran radio en la Hoja de Agüero.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

La sedimentación de los materiales triásicos se produjo en un régimen extensional con facies aluviales rojas evaporitas y carbonatos de plataforma somera.

Las Sierras Exteriores se caracterizan por extensas lagunas estratigráficas en la serie mesozoica, debido a su posición marginal en la cuenca pirenaica. En Ayerbe, la laguna estratigráfica se extiende entre el techo del Keuper y el Santoniense. En el Cretácico Inferior la sedimentación estuvo retringida en cuencas muy subsidentes situadas al Norte del dominio de las Sierras.

Durante el Cenomaniense superior se inició una transgresión diacrónica hacia el margen sur de la cuenca pirenaica, que hasta el Santoniense no alcanzó las Sierras Exteriores. La transgresión retrabajó depósitos deltaicos formando barras arenosas litorales. A medida que avanzaba la línea de costa, los depósitos siliciclásticos fueron reemplazados por una plataforma carbonática extensa y poco subsidente, que pasaba hacia el Norte a facies margosas más profundas.

La sedimentación adoptó un carácter regresivo hacia finales del Cretácico, evolucionando desde medios lagunares a medios francamente continentales. En el área cartografiada la somerización se produce de una forma progresiva. Estas condiciones perduran hasta posiblemente el inicio del Luteciense, mientras las plataformas carbonáticas del Paleoceno y Eoceno inferior se situaban al Norte, en la Cuenca de Jaca.

A inicios del Luteciense una nueva transgresión retorna las condiciones marinas en la zona de Ayerbe. Esta transgresión queda marcada por depósitos siliciclásticos que son reemplazados por una plataforma carbonática somera que pasa al Norte a facies de talud y turbidíticas en la Cuenca de Jaca. La plataforma se profundizó de forma brusca en el Luteciense superior, desarrollándose en todo el área bancos de *Nummulites* primero, y más tarde una sedimentación siliciclástica de prodelta (Margas de Arguís), relacionada con la importante progradación deltaica desde el SE. Esta profundización fue contemporánea con el desarrollo de pliegues N-S en las Sierras Exteriores y con el inicio del cabalgamiento de la Cuenca de Jaca sobre el antepaís del Ebro.

Durante el Priaboniense medio-superior se produjo una regresión en toda la cuenca surpirenaica, que dio lugar a la desaparición definitiva de la sedimentación marina. La sedimentación fluvio-aluvial persiste en el Oligoceno y Mioceno localizada en la cuenca de "piggy back" de Jaca y en la Cuenca del Ebro. Ambas estaban separadas por el relieve emergente de las Sierras, que cabalgaban a los sedimentos de antepaís del Ebro.

Los afloramientos miocenos de la Hoja permiten reconstruir tan solo la parte final de la estructuración de las Sierras Exteriores. Esta, se realizó mediante una secuencia de cabalgamientos de bloque superior que reactivan el relieve de las Sierras y dan lugar a pequeños abanicos aluviales adosados a las mismas. Estos abanicos eran adyacentes a una llanura aluvial que recibía aportes de dos sistemas fluviales de procedencia pirenaica. Eran sistemas fluviales terminales con morfología de abanico de radio kilométrico y tenían un area marginal común de orientación meridiana en el centro de la Hoja de Ayerbe.

Al final del Mioceno o durante el Plioceno la Cuenca del Ebro comienza a evacuar hacia el Mediterráneo los sedimentos acumulados. El encajamiento progresivo de la red fluvial y los depósitos cuaternarios asociados, dieron lugar al modelado actual del relieve.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Ayerbe se halla en el margen norte de la depresión del Ebro, lindante con las Sierras Exteriores aragonesas. La precipitación media anual se sitúa entre 600 y 700 mm y la temperatura media es de 13°.

Las Sierras Exteriores están representadas por la Sierra de Loarre y la Sierra Caballera, formando un frente montañoso situado en la zona norte de la Hoja que se eleva de forma brusca hasta 800 m sobre la parte alta del somontano. La máxima altura es la Peña Caballera con 1552 m, otras cumbres menores son las de la Virgen de la Peña (1355 m) y Peña del Sol (1292 m). En la esquina NE de la Hoja, la Sierra Caballera desciende abruptamente hasta la depresión del río Garona.

El río Gállego discurre encajado con estricta orientación N-S en la mitad occidental de la Hoja. En su margen derecha se sitúan relieves areniscosos formados por interfluvios relativamente estrechos entre barrancos, con numerosos aterrazamientos para cultivos. La Sierra Carbonera corresponde a una larga carena que separa la cuenca del río Gállego de la del Arba de Biel. La margen izquierda del río Gállego presenta características similares a las de su margen opuesta hasta aproximadamente el meridiano del pueblo de Ayerbe. Desde este meridiano hasta el río Riel los relieves areniscosos pierden importancia, destacando el relieve invertido de los "sasos", terrazas cuaternarias disectadas por la erosión, que forman llanuras cultivadas suavemente inclinadas hacia el Sur.

La zona oriental de la Hoja enlaza con la Hoya de Huesca y presenta un relieve poco contrastado con extensas planicies cultivadas. Está drenada por los ríos Riel y Sotón poco encajados.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La distribución de litologías y la estructura geológica controlan los principales rasgos del relieve y el modelado. Las Sierras Exteriores están formadas por materiales predominantemente calizos plegados y fallados, que destacan por su relieve topográfico sobre el somontano formado por sedimentos lutítico-arenosos subhorizontales. Esta diferencia topográfica es heredada, en parte de la estructura compresiva terciaria (las Sierras actúan como área fuente de los abanicos aluviales miocenos), pero principalmente es el resultado de la erosión diferencial como indica la presencia de conglomerados subhorizontales a cotas de 1100 m.

La Sierra Caballera tiene estructura monoclin con elevado buzamiento hacia el NE. Su litología es predominantemente caliza, presentando un relieve en "hog-backs", con una cresta estrecha y una cara norte de elevada pendiente, aunque menor que la inclinación de los estratos. El río Garona discurre de forma subsecuente en una zona deprimida excavada en las margas de la Fm. de Arguís.

El frente meridional de las Sierras tiene un relieve irregular, que resulta de su estructura tectónica compleja formada por escamas con poca continuidad lateral y de la posición y variaciones de facies de los abanicos aluviales miocenos. Los relieves estructurales más definidos son la Sierra de San Juan y la Peña del Sol. La Sierra de San Juan está modelada en las cali-

zas eocenas del sinclinal del mismo nombre, cuyo flanco inverso forma una cresta y su flanco normal una pared. La Peña del Sol tiene igualmente una estructura sinclinal, con un flanco meridional escarpado formado por calizas cretácicas inclinadas hacia el Norte.

Los dos depósitos principales de conglomerados terciarios subhorizontales adosados a las Sierras forman escarpes sobre el somontano muy llamativos en el paisaje por su coloración rojiza. Son los denominados Mallos cuya génesis, desde el punto de vista geomorfológico ha sido estudiada por BENITO (1986). Destacan las paredes al NO de Linás de Marcuello, que enlazan con los famosos Mallos de Riglos en la Hoja de Agüero y que al Este de Linás pierden entidad hasta desaparecer, a causa de la gradación lateral de los conglomerados a facies arenosas. Lo mismo ocurre al Norte de Bolea, donde el río Sotón se ha encajado profundamente en los conglomerados y areniscas. Entre ambos abanicos las facies distales recubren las calizas mesozoicas y terciarias formando laderas montañosas inclinadas pero sin escarpes importantes como se aprecia al Norte de Loarre.

Comparando el mapa geológico y el geomorfológico es muy patente la influencia en el modelado de las asociaciones litológicas reconocidas en las facies fluviales del terciario continental:

La unidad (12) consiste en paleocanales de arenisca intercalados entre lutitas y presenta un modelado en montes con laderas inclinadas. Está entallada por una red de barrancos jerarquizada, sin direcciones predominantes y bastante simétrica en ambas vertientes del río Gállego. Este patrón de drenaje que se describirá más adelante en el apartado de formas fluviales, corresponde a un modelo dendrítico de textura grosera, típica de materiales arenosos con estratificación horizontal.

Por contra la unidad (13), formada por lutitas con escasa proporción de areniscas, se erosiona de forma más homogénea y queda deprimida topográficamente respecto a la anterior. Por esta causa se localizan sobre esta unidad los principales depósitos de piedemonte.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Laderas

Se han diferenciado distintos tipos de laderas en función del sustrato y los procesos de erosión que han actuado sobre el mismo.

Los depósitos de vertientes de bloques se encuentran a lo largo del frente de las Sierras. Son acumulaciones de 2-3 m de bloques angulosos y heterométricos dispuestos sobre las laderas modeladas en materiales miocenos de granulometrías finas y están controlados por los escarpes de calizas. En vertientes calizas abruptas se han formado acumulaciones de fragmentos angulosos, bastante homométricos que han dado lugar a canchales. En la ladera meridional de la Peña del Sol se encuentran depósitos provenientes de los conglomerados (15). Muestran una morfología de cono de derrubios, aunque contienen bloques métricos de los escarpes calizos. En la Sierra de Loarre se han observado depósitos de derrubios estratificados con cantos angulosos de pocos centímetros, poco seleccionados y con matriz lutítica. Estos sedimentos se encuentran actualmente incididos.

Otros depósitos de ladera adosados a las Sierras, pasan lateralmente a los niveles aluviales altos. Están formados por bloques métricos del Mioceno y cantos de calizas entre lutitas, con algunos canales irregulares de poca continuidad lateral. Se ha medido cerca de Anies una pendiente deposicional de 4 grados.

Las laderas situadas en el Somontano muestran pendientes más suaves que las anteriores. Están formadas por limos con niveles de cantos de hasta 2 m de espesor. Destaca la presencia de cantos reelaborados en las laderas adosadas a terrazas o niveles aluviales altos. Otros depósitos de menor entidad han sido incluidos en la cartografía como aluviales-coluviales.

5.2.2.2. *Formas y depósitos fluviales*

Río Gállego

Tiene parte de su cuenca de captación en el área pirenaica. Presenta un valle rectilíneo bastante encajado, limitado por vertientes inclinadas con tramos verticales sobre el cauce. Sus terrazas se hallan también encajadas en el valle.

- T₄ (h) La terraza más alta de +70 m se halla en retazos al Norte de la Hoja, siempre en la margen izquierda del río Gállego. En las proximidades de la ermita del Concilio tiene un espesor de 2-3 m. Está formada por cantos polimícticos sobretodo de areniscas, litologías paleozoicas y granitos. Presenta en la base un nivel de unos 30 cm de espesor con cantos rodados muy cementados. El tamaño medio de los clastos se reduce hacia el techo, observándose una estructura imbricada.
- T₃ (i) La terraza de +50 m se halla en ambos márgenes del río Gállego. Junto al pueblo de Concilio tiene unos 2 m de espesor, con cantos de 3-4 cm de diámetro medio y litologías variadas, destacando la presencia de ofitas. A techo tiene una costra carbonática.
- T₂ (j) La terraza de +30 m es la más ubicua, habiéndose depositado en un fondo de valle más ancho que el actual. El lecho actual es estrecho y su trazado hace algunos codos que dejan siempre a la terraza de +30 m en uno de sus márgenes, ello implica que el río excava con más facilidad en el contacto entre la terraza y los sedimentos terciarios. En las proximidades del desvío al pueblo de Riglos tiene unos 5 m de espesor, estando formada por cantos rodados de areniscas, calizas con alveolinas, granitos, rocas metamórficas, cuarzos y rocas permotriásicas. Los tamaños más gruesos (25-40 cm) forman niveles, separados por intercalaciones más limosas. Presenta barras de gravas con estratificación cruzada planar de elevado ángulo. El tamaño de los clastos disminuye hacia el techo aumentando la proporción de limo.

Las barras actuales del río Gállego están poco desarrolladas en los tramos rectos del cauce. Solo al Sur del pueblo de Ardisa se desarrollan barras más extensas con superficies de acreción lateral en los meandros.

En su trazado por la Hoja, el río Gállego corresponde a un río recto con una pendiente de un 3/1000.

Red de drenaje

La mayor parte de la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del río Gállego, solo una pequeña área en el borde occidental vierte al río Arba de Biel. Como se ha comentado anteriormente, la red de barrancos desarrollada sobre los paleocanales de arenisca miocenos subhorizontales es muy simétrica a ambos lados del Gállego. El cálculo de densidad de drenaje efectuado para la cuenca del barranco de San Juan, indica la existencia de 2,5 km de cauce por cada km². Corresponde a una red dendrítica con baja densidad de drenaje, característica de una textura topográfica grosera.

En los afluentes de la margen izquierda del Gállego, se aprecia la captura del curso medio y alto del barranco de Vadiello por el barranco de San Julián a la altura del pueblo de Ayerbe. Ello se debe a la orientación aproximadamente E-O del barranco de San Julián, que permite una mayor erosión remontante que el de Vadiello, oblicuo al Gállego.

Los llamados "ríos" de Artasona, Riel y Sotón son torrentes que nacen en las laderas de las Sierras Exteriores y desembocan al Gállego en la vecina Hoja de Almudévar. Aunque drenan la mitad oriental del territorio cartografiado, no llevan agua de forma permanente. Su trazado es poco diversificado. El río Riel es el que tiene la cuenca de captación actual más pequeña y como se ve en la cartografía no recibe prácticamente aportes en todo su recorrido.

Depósitos aluviales altos

Los "Sasos" que destacan por su relieve en el centro de la Hoja corresponden a extensos depósitos aluviales relictos (Glacis) situados a distintas alturas y recortados por la erosión. Su altura es siempre inferior que los relieves en rocas miocenas situados al Oeste del meridiano de Ayerbe, que constituían un umbral, como fue puesto de manifiesto por BARRERE (1951). Ya se ha reseñado en el capítulo de estudio morfoestructural la gran influencia de la litología del Terciario en esta disposición.

- (b) Son los más elevados, con depósitos preservados entre 750 y 490 m. El Saso situado inmediatamente al Este de Ayerbe que denominaremos de Fontellas, está formado por un depósito de un espesor aproximado entre 4 y 6 m, compuesto por conglomerados y arenas con cantos dominantes de areniscas y calizas de las Sierras, siendo las litologías paleozoicas poco abundantes. Este depósito está confinada en un paleovalle de unos 2.5 km de ancho en la transversal entre Ayerbe y Monzorróbal. Su margen oriental está espectacularmente recortado en el talud de la carretera Ayerbe-Plasencia del Monte, observándose un depósito de unos 6 m formado por un relleno multiepisdico de areniscas y conglomerados con barras e imbricación de los cantos, alternando con limos que contienen brechas y bloques de areniscas y lutitas del sustrato mioceno. El depósito en el borde del canal está formado por una acumulación de bloques del sustrato.

Tiene una pendiente deposicional de 2° hacia el SO, con una forma ligeramente convexa. Junto al pueblo de Fontellas se han medido paleocorrientes a 230° paralelas a la pendiente deposicional. Es razonable pensar que el curso fluvial que lo formó se prolongase por el barranco de Vadiello hasta desembocar en el Gállego. La desproporcionada anchura inicial de los márgenes del barranco de Vadiello apoya esta hipótesis.

El "Saso" donde se halla el pueblo de Los Corrales está formado, a la altura de esta población, por 2 m de conglomerados con imbricaciones y arenas con pequeñas intercalaciones limosas. Los cantos son predominantemente de caliza de las Sierras, con un diámetro medio de 7 cm. A techo existe una costra carbonática.

Algo más al Este del anterior existe al mismo nivel un Saso largo y estrecho que se extiende hasta el borde sur de la Hoja con una pendiente deposicional de 1° hacia el SO.

Todos los depósitos descritos anteriormente, terminan hacia el Norte en las proximidades de la barrera de las Sierras Exteriores, lo que parece indicar que los cursos que los originaron tenían su cuenca de captación en la cara sur de la Sierra.

- (c) y (d) El depósito aluvial "c" aflora entre las cotas 680 m y 540 m, formando una franja alargada y estrecha. Al Este de Monzorróbal está formada por 1 m de cantos rodados de arenisca y caliza con alguna intercalación arenosa. Se observan imbricaciones y estratificación cruzada planar. Su pendiente deposicional es inicialmente hacia el Sur y se halla encajada entre los "Sasos" de Fontellas y Los Corrales (d). A partir de la montaña de Monzorróbal tiene una pendiente hacia el SO, estando encajada entre las rocas miocenas y el depósito aluvial "d". Es razonable suponer que el curso fluvial que la originó se prolongaba con esta orientación por el valle donde discurre la vía férrea (apeadero de Piedramorrera).

Se han agrupado numerosos depósitos aluviales poco extensos que se hallan aislados en la zona norte de la Hoja bordeando las Sierras Exteriores (d). Al Este del embalse de las Navas se sitúan entre las cotas 720 m y 640 m con una pendiente deposicional hacia el Sur y SE. Presentan cantos de hasta 30 cm de diámetro formados por areniscas del Grupo Campodarbe, cherts y calizas cretácicas y eocenas.

- (h) Los depósitos más próximos al Gállego muestran pendientes deposicionales hacia el SO y hacia el Oeste, relacionándose con la terraza alta de +70 m del citado río (h).
- (e) Los sedimentos aluviales "e" se hallan al Sur de la Hoja en ambos márgenes del río de Artasona entre las cotas 513 m y 470 m. En el margen derecho del río se encuentra el extenso depósito del "Saso" de La Lavanera-El Carrascal, con una pendiente deposicional hacia el Este. En el km 5 de la carretera que une el embalse de Ardisa y Castillo de la Mezquita, se han observado 1 m de conglomerados muy cementados, con cantos rodados hasta 10 cm e importante desarrollo de costras carbonáticas. Los depósitos de la margen izquierda del río tienen una pendiente deposicional hacia el SSO.
- (f) Los sedimentos aluviales "f" ocupan una extensa área en ambos márgenes del río Riel, estando limitados al Oeste por terrazas más altas. A la altura de la carretera que une Plasencia del Monte con Ayerbe se hallan a nivel de la llanura, desconociéndose su extensión hacia el Norte bajo los depósitos aluviales-coluviales recientes. En el talud de la citada carretera se observan 1-1,5 m de conglomerados y arenas cementados con estructuras de barras. Hacia el Sur de la Hoja estos depósitos se hallan recortados formando Sasos con afloramientos miocenos en sus laderas. La pendiente deposicional es SSE y Sur.

- (g) Los sedimentos aluviales “g” afloran al Este de los anteriores con una pendiente deposicional hacia el SE. En las Casas de Nuevo tienen un espesor de 1-1.5 m y comprenden arenas y conglomerados con cantos dominantes de caliza, bien cementados hacia el techo.

5.2.2.3. Formas y depósitos poligénicos

Estos depósitos ocupan amplias extensiones en la mitad oriental de la Hoja. Están formados predominantemente por limos con clastos dispersos. Se han sedimentado por procesos aluviales-coluviales.

En la profusa red de drenaje del río Gállego, se hallan acumulados en el fondo de los barrancos, recortados por los cauces actuales, con espesores que alcanzan los 5 m. Es interesante remarcar que se localizan sobretodo en el fondo de los valles que desembocan en su margen izquierda, mientras que los afluentes de la margen derecha presentan escaso o nulo depósito. En esta diferenciación influye posiblemente el área fuente más rica en lutitas de las unidades litológicas (13) y (11).

La distinción entre depósitos aluviales-coluviales y de “fondo de valle” es sobretodo morfológica, reservándose esta última acepción al relleno de cauces bien definidos.

En la mitad oriental de la Hoja, los sedimentos poligénicos ocupan las zonas deprimidas, enlazando con las laderas de los “Sasos” y las vertientes de bloques que se adosan a las Sierras. Están formados por limos con numerosos cantos rodados flotantes provenientes de las terrazas recortadas. Recubren en grandes extensiones a los depósitos aluviales “g” topográficamente más deprimidos.

Localmente el espesor puede ser muy elevado como el cortado en el sondeo Fontoval-2, situado al NE de Ayerbe, que atravesó 25.5 m de limos y gravas (A. SARASA, com. pers.).

5.2.2.4. Formas antrópicas

En gran parte del territorio del somontano, los afloramientos y las formaciones superficiales han sido removidas por el arado de los campos. Se han remarcado en la cartografía las principales obras que implican modificación de los procesos fluviales: el pequeño Embalse Las Navas, destinado a regadíos de huertas, la presa que limita el embalse de Ardisa y el canal que deriva de este embalse, que suministra agua al importante embalse de la Sotonera, situado ya en la vecina Hoja de Almodévar.

5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Existe un gran lapso de tiempo del que no se tiene registro; el comprendido entre los últimos sedimentos depositados por los sistemas fluviales de Huesca y de Luna, en el contexto geodinámico de cuenca de antepaís (inicios del Mioceno) y los depósitos de edad cuaternaria relacionados con la actual red fluvial. Todas las formas y depósitos fluviales cuaternarios descritos presentan una disposición coherente con un sistema de drenaje hacia el río Gállego, localizándose siempre en su margen izquierda, no existen indicios de que el río haya recortado a estos depósitos.

Como se expuso en el capítulo de Análisis Morfoestructural, existen sedimentos miocenos subhorizontales que se adosan a los relieves calcáreos de las Sierras a 1100 m de altura, mientras que el piedemonte se extiende entre los 700 y 440 m. Ello implica que el relieve de las Sierras se ha incrementado progresivamente respecto al somontano debido a una importante erosión de los sedimentos miocenos.

Al inicio de esta Historia Geomorfológica, el relieve presenta ya tres elementos destacados: La barrera topográfica de las Sierras, el río Gállego con un curso coincidente con el actual, y la zona de piedemonte modelada en la unidad litológica (13), en general deprimida respecto al área ocupada por la unidad litológica (12). Con esta disposición, un conjunto de afluentes del río Gállego, con cuenca de captación situada en la ladera sur de las Sierras, seguían un trazado controlado en parte por el límite de unidades litológicas (12) y (13), depositando los niveles aluviales altos **(b)**. Estos sedimentos influirán en el trazado de los nuevos cursos torrenciales que los disectan depositando los niveles aluviales **(c)** y **(d)** con una distribución areal menos importante.

La pendiente deposicional de los niveles aluviales **(e)** hacia el ESE indica, posiblemente, el inicio de la inversión de relieve inducida por la resistencia a la erosión de los depósitos aluviales altos, bien cementados, acumulados en la zona central de la Hoja. Como continuación de este proceso, los niveles aluviales **(f)** se sedimentaron en una extensa franja deprimida separada por laderas de las terrazas precedentes, indicando que el drenaje principal se desplazó hacia la zona oriental de la Hoja.

Nuevamente la pendiente deposicional hacia el SE de los niveles aluviales **(g)** indica que la depresión por la que discurre en la actualidad el río Sotón fue la última en excavarse, capturando al Sur de Plasencia del Monte los cursos torrenciales que depositaron las terrazas **(f)**.

5.4. NEOTECTÓNICA

En la carretera de Ardisa a Valpalmas (km 13-14) se observan pequeñas estructuras desarrolladas sobre tramos métricos de areniscas y limos intercalados entre lutitas de la unidad litológica (12).

Las capas, que regionalmente se hallan subhorizontales, muestran aquí ondulaciones anticlinales suaves de varias decenas de metros de longitud de onda, mientras los sinclinales son zonas de fracturación. Las fracturas presentan en general saltos normales de 15-20 cm que se atenúan hacia arriba hasta ser inapreciables. Tienen una dirección ONO-ESE y a veces forman sistemas conjugados que dan pequeños "grabens" con "rollovers" de los bloques.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

En la Hoja de Ayerbe se localizan un total de 12 estaciones meteorológicas, 9 pluviométricas y 3 termopluviométricas. Las precipitaciones medias oscilan entre los 550 y los 700 mm, aumentando hacia el Norte, mientras que la temperatura media es del orden de 13 °C, con incremento generalizado hacia el Sur. El clima dominante es por tanto de tipo mediterráneo seco si bien, hacia el NE puede tener matizaciones hacia el mediterráneo húmedo.

La evapotranspiración (ETP) media según Thornthwaite varía entre los 700-750 mm; FACI y MARTÍNEZ COB (1.991), FACI (1.992) calculan valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) muy superiores y del orden de 1.200 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 22 y el 50% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo.

6.1.2. Hidrología

Dos son las principales cuencas hidrográficas encuadradas en los límites de esta Hoja. La más destacada es la del río Gállego en la mitad occidental, con 267 km² y un cauce que discurre de Norte a Sur ligeramente encajado sobre formaciones terciarias continentales. Posee en este tramo dos estaciones de aforo, una en Santa Eulalia (E.A. nº 59) y otra en Ardisa (E.A. nº 12), para las que se obtienen unas aportaciones restituidas medias anuales de 955 y 970 hm³ respectivamente. El régimen mensual de estas aportaciones configura un río de carácter pluvio-nival desde la confluencia con otros ríos prepirenaicos. Como barrancos afluentes más significativos se pueden citar los de Fontobal y Vadiello.

Esta cuenca es seguida en importancia por la de los ríos Sotón-Riel-Astón, con una superficie conjunta de 314,6 km² en la mitad oriental de la Hoja. Son ríos muy poco caudalosos sobre los que se efectúa un elevado aprovechamiento, de régimen fluvial típicamente prepirenaico muy irregular en sus aportaciones.

Las obras de regulación de caudales más importantes son las correspondientes al embalse de Ardisa y al de Las Navas, con 5 y 2,3 hm³ de capacidad respectivamente. Son utilizados para el regadío, en la Comarca de Monegros el primero, y de unas 1.300 ha en la cuenca del Sotón y Gállego Medio el segundo. Tan sólo en los límites de esta Hoja el regadío alcanza unas 400 ha de las que poco más de la mitad combinan la utilización de aguas superficiales-aguas subterráneas con dotaciones generalmente deficitarias.

6.1.3. Características hidrogeológicas

En función de las características tectónicas, estructurales y sedimentológicas de los materiales aflorantes en la Hoja de Ayerbe se diferencian tres Sistemas Hidrogeológicos que agrupan a varias Unidades Acuíferas.

6.1.3.1. U.H. nº 18: Santo Domingo-Sierra de Guara

Ocupa los afloramientos carbonatados mesozoicos y terciarios en facies marinas que se localizan al Norte de la Hoja y que forman parte del frente de cabalgamientos alóctonos de las Sierras Exteriores. La complejidad tectónica de las estructuras y la presencia de diversos niveles impermeables intercalados determina la aparición de varias unidades acuíferas con diverso grado de conexión hidráulica en las que entran a formar parte dos acuíferos principales: Muschelkalk y Cretácico-Eoceno, aunque en proporción variable según su grado de afloramiento.

Tres son las principales formaciones acuíferas carbonatadas:

- *Muschelkalk*: acuífero de alta porosidad y permeabilidad por fracturación y disolución (índice B_2), con buena capacidad de regulación. Está limitado en su base por las arcillas del M_2 o Keuper (ver discusión en capítulo de Estratigrafía) que, a techo, conecta en parte con el

acuífero Cretácico-Eoceno a través de las lutitas y yesos del Keuper. La transmisividad puede ser elevada y del orden de 2.700 m²/día, con permeabilidades superiores a los 100 m/día.

- *Cretácico Superior*: acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación (índice B₂) pero de escasa porosidad lo que determina su pequeña capacidad de regulación.
- *Eoceno*: destacan los niveles de calizas de alveolinas de la Fm. Guara que llegan a alcanzar 250 m de potencia en esta Hoja. Forman un acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación, baja porosidad y pequeña capacidad de regulación. Limita a techo por la potente Fm. Margas de Arguís, mientras que las arcillas en facies Garumniense, que se sitúan en el muro de esta formación no forman un impermeable regional dada su escasa potencia, por lo que mantiene una estrecha conexión hidráulica con el acuífero Cretácico. Por tal motivo el acuífero Cretácico-Eoceno será el de mayor interés en toda la Sierra de Guara y, de manera especial, en sectores cada vez más orientales.

En la Hoja de Ayerbe se delimitan tres Unidades Acuíferas encuadradas en el Dominio hidráulico occidental: *Sierra Caballera*, *Loarre-Sarsamarquello* y *Alto Sotón y afluentes*, para las que en conjunto se contabiliza un volumen de recarga del orden de 10,3 hm³ anuales, con un nivel de aprovechamiento muy escaso. Las principales descargas en esta Hoja se producen a través de las surgencias de Los Alicastros (2811/4004), Sarsamarquello (2811/3025), Petrolanga (2811/4011) y Los Mallos (2811/3027), con caudales de 1 a 20 l/s.

Las facies químicas observadas: bicarbonatada cálcica y bicarbonatada-clorurada cálcico-sódica, asociadas a los acuíferos del Cretácico, Eoceno y Triásico respectivamente. Una tercera facies es la resultante de la mezcla de estos dos tipos anteriores, que muestra características intermedias. En conjunto, la mineralización dominante es ligera y la dureza media aunque, en ciertas ocasiones, alcancen grados muy débiles y blandas respectivamente.

6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico del Terciario Continental

Ocupa toda la serie de afloramientos detríticos oligo-miocenos de carácter continental al Sur de las Sierras Exteriores. En función de criterios sedimentológicos se asigna características acuíferas al conjunto de facies en las que predominan litologías conglomeráticas o de areniscas propias de ambientes proximales o medios de abanicos aluviales, mientras que las facies lutíticas y/o evaporíticas de ambientes distales configuran unidades con comportamiento impermeable en su conjunto. Las formaciones conglomeráticas masivas adosadas a las unidades acuíferas de la Sierra de Guara-Santo Domingo se definen como parte integrante de aquellas por su evidente conexión hidráulica con dichos acuíferos carbonatados.

Constituye un potente acuífero detrítico del tipo multicapa, de baja-muy baja permeabilidad por porosidad intergranular (índice C₁) y transmisividad del orden de 100 m²/día. La elevada anisotropía vertical propicia la existencia de numerosos niveles colgados de carácter libre, que drenan por encima de la red hidrográfica, y de otros niveles confinados cuyo drenaje se produce a través de formaciones cuaternarias asociadas o directamente a los ríos.

En la Hoja de Ayerbe se cartografían dos subsistemas en función de su pertenencia a diferentes abanicos sedimentarios: *Subsistema Luna*, ampliamente desarrollado en la mitad occidental, y el *Subsistema Huesca*, con desarrollo por el NE.

Se han contabilizado un total de 31 puntos acuíferos de los que 16 son surgencias con caudales poco significativos por lo general.

En general el Sistema Terciario Continental se caracteriza por poseer aguas de características químicas muy diversas difícilmente encuadrables en una clase única. Para las surgencias del Subsistema Luna en esta Hoja, domina la facies hidroquímica bicarbonatada sódica o cálcico-sódica; las aguas oscilan entre durezas medias y duras mientras que su mineralización tiene un grado ligero o medio.

6.1.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternalio

En la mitad oriental de la Hoja y al Sur de las Sierras Exteriores se cartografía un conjunto de depósitos pliocuaternalios de glacis y terrazas, con diverso grado de conexión y gran desarrollo por todo el Somontano que se agrupan bajo tres denominaciones genéricas: *Acuíferos en glacis y terrazas*, *Acuíferos aluviales* y *Acuíferos pliocuaternalios indiferenciados*.

Se definen como acuíferos en conglomerados, gravas, arenas y limos, libres, de permeabilidad media-alta por porosidad intergranular (índices A_1 y A_2), extensos y locales, de elevada producción, nivel freático subsuperficial y potencias inferiores a 8 m que, en ocasiones, alcanzan la treintena. Pueden estar desconectados de la red fluvial, caso de los glacis, completamente conectados en los acuíferos aluviales o en conexión diversa en el caso de acuíferos indiferenciados lo que determina una muy diferente capacidad de regulación.

En la Hoja de Ayerbe se distinguen los siguientes acuíferos:

- Acuíferos en glacis y terrazas: *Glacis de Loscorrales* y *Glacis de Fontellas*. Las principales surgencias de estos acuíferos son la Fuente Mayor de Loscorrales (2811/3013), de 3-10 l por segundo, y el manantial de Fontellas (2811/7005), con caudal inferior al litro por segundo.
- Acuíferos pliocuaternalios indiferenciados: *Terrazas y Glacis de los Ríos Sotón y Riel*; *Terrazas y Glacis del Barranco de Vadiello*. Las principales surgencias son las Paúles de Plasencia del Monte (2811/8005, 8006 y 8008), Lupiñén (2811/8004), asociadas a flujos procedentes del Terciario continental, y las surgencias del Barranco de Fontobal (2811/3023 y 2811/3024).
- Las surgencias relacionadas con los acuíferos pliocuaternalios pueden agruparse en dos facies diferentes según su composición química. Surgencias de los propios acuíferos pliocuaternalios indiferenciados (conocidas como ibones) y de acuíferos en glacis y terrazas: son aguas bicarbonatadas cálcicas, con dureza media o dura y de mineralización por lo general ligera. Surgencias que aparecen acuíferos pliocuaternalios indiferenciados (paúles) asociadas a flujos del Terciario Continental: son aguas con características hidroquímicas similares a las de este último acuífero, difícilmente encuadrables en una facies única aunque dominen las bicarbonatadas cálcicas-magnésicas-sódicas y las sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-sódicas. Pueden llegar a ser aguas duras y de notable mineralización.

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA DE LA HOJA DE AYERBE

	OCTANTES	1	2	3	4	5	6	7	8	TOTAL
NATURALEZA	Manantiales	1	5	15	16	3	-	5	5	50
	Pozos	-	1	12	3	-	-	2	17	35
	Sondeos	-	-	4	9	-	-	1	3	17
	Otros	-	1	2	-	2	-	2	3	10
	Total	1	7	33	28	5	0	10	28	112
USO	Abastecimiento	-	2	13	4	2	-	2	9	32
	Regadío	-	2	4	13	-	-	3	12	34
	Ganadería	-	-	5	1	-	-	2	-	8
	Otros	-	1	3	5	-	-	1	1	11
	Sin uso	1	2	8	2	3	-	2	5	23
	Industria	-	-	-	3	-	-	-	1	4
	Caudal Medio l/s (manantiales)	0,3	0,6	2,2	2,3	0,5	-	3,6	6,4	
	Prof. (m) Sondeos	-	-	74	63,6	-	-	210	189	-
	Prof. (m) Pozos	-	-	10,7	10,6	-	-	6	6,4	-
	Bombes Estimados (Dm ³ /año)	-	41	20	26	-	-	39	400	526

6.2. RECURSOS MINERALES

Los únicos indicios minerales existentes son impregnaciones de malaquita dentro de capas grises tabulares de areniscas. Han sido observadas en Monzorróbal, Lupiñén, Ardisa y Sta. Eulalia. SUBÍAS *et al.* (1999) ha realizado un estudio mineralógico y geoquímico de los depósitos de cobre que se encuentran en la Formación Uncastillo.

Algunas excavaciones de pequeñas dimensiones se han realizado en los yesos del Triásico, como en la pista de la Peña del Sol. Aunque dada su escasa potencia y la gran cantidad de arcillas, su calidad es realmente pobre.

Las arcillas de la unidad (13) han sido explotadas en algunas localidades como Plasencia y Quinzano.

La única actividad de explotación rentable se centra en la utilización de las terrazas para áridos, en particular en las poco cementadas, como las situadas al Sur de Quinzano o en el cruce de Riglos con la carretera nacional.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1950-51). "Hoja y Memoria del mapa geológico de España 1:50000, nº. 247 (Ayerbe)". *IGME, Madrid*.
- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1952). "Estudio geológico de la zona sudpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. Primer Congr. Int. Est. Pirenaicos, C.S.I.C., t. II, sec. I: 327-350. Zaragoza*.
- ARENAS, C. (1993). "Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)". *Tesis doctoral (inédita), Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 859 p.*
- ARENAS, C. Y PARDO, G. (1994). "Estratigrafía del margen septentrional aragonés de la Cuenca del Ebro (sector Uncastillo-Bolea)". *II Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones, 31-34. Jaca (Huesca)*.
- ARENAS, C. Y PARDO, G. (1996). "Latest Oligocene-early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: facies models and structural controls". *Cuadernos de Geología Ibérica, 21, 277-296*.
- ARENAS, C.; MILLÁN, H.; PARDO, G. Y POCOVÍ, A. (2001). "Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems". *Basin Research, 13, 1-27*.
- ARQUED, V.M.; ALMUNIA, A. Y ORTIGA, M. (1986). "Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico Superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés". *XI Congr. Esp. Sed. Barcelona: 15*.
- BARRERE, P. (1951). "La morphologie des Sierras Oscenses". *Act. I. Congr. Int. Estud. Pirenaicos. T. 5, secc. 4: 51-79. San Sebastián. Publ. Inst. Estud. Pirenaicos. Zaragoza*.
- BENITO, G. (1985). "Geomorfología del Somontano de Ayerbe (provincia de Huesca y Zaragoza)". *Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 188 p.*
- BENITO, G. (1986). "Génesis del modelado tipo Mallo". *Cuadernos de Investigación geográfica, 12, 25-37. Logroño*.
- BLOW, W.A. (1979). "The Cainozoic Globigerinida: A study of the morphology evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerina)". *Leiden, E.J. Brill (Ed.), 3 vol., 1413 p.*
- BOMER, B. (1957). "Le Piemont de Huesca. Livret-guide de l'excursion Pyrénées". *V Congrès International «INQUA», 99-101*
- CALVET, F. Y ANGLADA, E. (1987). "El Triásico del Pirineo. Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico". *Informe Inédito. IGME, 96 p.*
- CAMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tresp)". *Estudios Geol., 41: 391-404*.

- CANUDO, J.I.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. Y SUCUNZA, M. (1988). "Les événements biostratigraphiques de la zone prépurénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur". *Revue de Micropaléontologie*, 31, 1, 15-29.
- COMAS-RENGIFO, M.J.; GOY, A.; MELENDEZ, A.; MILLAN H.; NAVARRO, J.J. Y POCOVÍ, A. (1989). "Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices (Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores)". *Cuad. Geol. Ibér.* 13 (1): 159-173.
- CRUSAFONT, M. Y PONS, J.M. (1969). "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del norte de la provincia de Huesca". *Act. Geol. Hispánica*, 4, (5): 124-125.
- CUENCA, G.; CANUDO, J. I.; ANDRES, J.A. Y LAPLANA, C. (1992). "Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la Cuenca del Ebro (España)". *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latin. Geol.*, T. 2: 77-87.
- DALLONI, M. (1910). "Étude Géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19: 436p.
- FACI, J.M. Y MARTÍNEZ COB, A. (1991). "Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón". *Diputación General de Aragón*. 115 pp.
- FACI, J.M. (1992). "Contribución a la medida y cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET₀) en Aragón". *Institución Fernando el Católico. Zaragoza*.
- FRECHENGUES, M. Y PEYBERNES B. (1991). "Associations de foraminifères bentiques dans le Trias carbonaté (Anisien, Ladinien-Carnien et Rhétien) des Pyrénées Espagnoles". *Act. Geol. Hispánica*, 26, 1: 67-73.
- FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Sandstone-body structure and river processes in the Ebro Basin of Aragon, Spain". *Cuad. Geol. Ibérica*, 10, *Fluvial Sedimentation in Spain*: 9-30.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. Y MONTES, M.J. (en prensa). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional, 1:50000, nº. 209 (Agüero)". *IGME, Madrid*.
- GARCÍA RUIZ, J.M. Y CREUS NOVAU, J. (1974). "Aproximación a las terrazas del río Gállego a partir de sus afluentes". *Trabajos sobre el Neógeno y el Cuaternario*, 2, 39-46.
- HIRST, J.P.P. (1983). "Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro basin, Huesca province, Spain". *Tesis Doctoral no publicada, University of Cambridge*. 247 p.
- HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Foreland Basins*, Spec. Publs. int. I.A.S., 8: 247-258.
- HOGAN, P. (1991). "Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain". *Tesis Doctoral no publicada, Univ. of South. California*, 208 p.
- HOGAN, P.J. Y BURBANK, D.W. (1996). "Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees". *In: Friend P y Dabrio, C. (eds.), Tertiary basins of Spain. World and Regional Geology 6, Ed. Cambridge Univ. Press*, 153-160.

- MARTINI, E. Y MULLER, C. (1986). "Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations". *Newsl. Stratigr.*, 16 (2), 99-112.
- MENSUA, S. E IBAÑEZ, M.J. (1977). "Sector Central de la Depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glaciés". *III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. Zaragoza*.
- MOLINA (1986). "Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo Oscense en el sector de Arguís". *Mem. I. Jorn. Paleont. Zaragoza*: 235-247
- NICHOLS, G.J. (1984). "Thrust Tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Cambridge*, 243 pp.
- POCOVI, A.; MILLAN, H.; NAVARRO, J.J. Y MARTINEZ, M.B. (1990). "Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)". *Geogaceta*, 8: 36-39.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Pirineos, Jaca*, 104, 188 pp.
- QUIRANTES, J. (1969). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros". *Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Publ. Inst. "Fernando el Católico" (1978)*, 681, 207 pp. *Zaragoza*.
- RAMSAY, J.G: (1977). "Plegamiento y fracturación de las rocas". *H. Blume, Madrid*, 590 p.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1986). "Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su piedemonte". *Colección de Estudios Altoaragoneses 4, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Diputación de Huesca*, 172 p.
- SCHAUB, H. (1981). "Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie". *Mém. suisses Paléont.*, 104, 105, 106: 1-236.
- SELZER, G. (1934). "Geologie der s.dpyrenaischen Sierren in Oberaragonien". *Neves Jahrbuch für Min. Geol. und Pal.*, 71, *Beilage Band, Stuttgart*, pp. 370-406. *Traducido al español bajo el título: Geología de las Sierras surpirenaicas del Alto Aragón. Publ. Extranj. Geol. España*, 4 (20), *Madrid (1948)*, p. 183-230.
- SOLER, M. Y PUIGDEFABREGAS, C. (1970). "Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental". *Pirineos*, 96: 5-21.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre". *Tesis, Fac. Sci., Toulouse*: 529 p.
- SUBIAS, I.; FANLO, I.; FERNÁNDEZ-NIETO, C. Y GARCÍA-VEIGAS, J. (1999). "Geology, mineralogy and geochemistry of sandstone-hosted copper deposits in south Pyrenean Foreland basin". *Symp. of the Mineralogical Society of South Africa, Silverton (South Africa), abstracts*, 124-128.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

