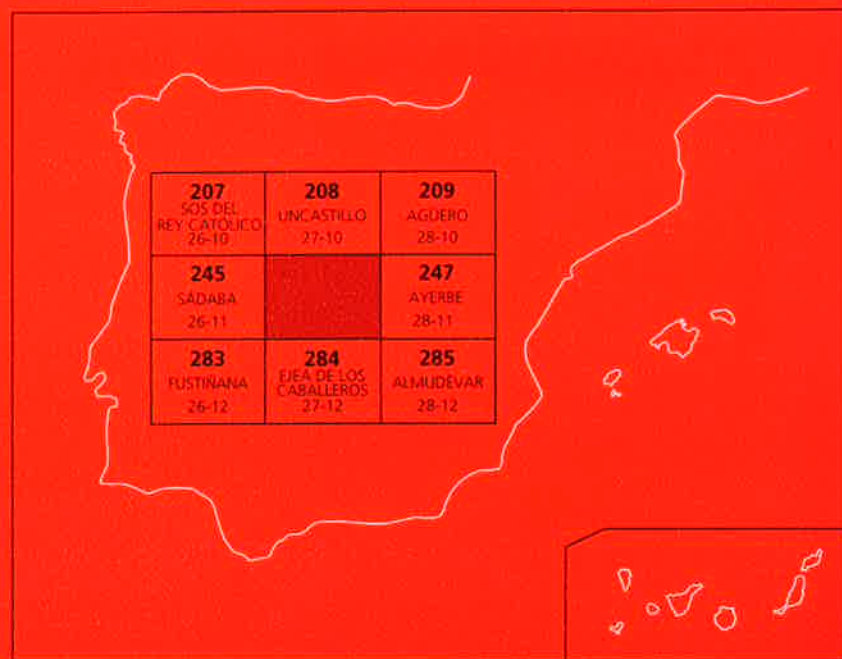




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LUNA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LUNA

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-743-9
Depósito legal: M-7047-2008

Fotocomposición: Les Trappistes, S. L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

La presente Hoja (Luna - 246) y su Memoria explicativa han sido realizadas por el IGME en el año 1992. En el año 2001 fue revisada la cartografía y memoria correspondiente al Terciario mediante un acuerdo entre el IGME y la Fundación Empresa – Universidad de Zaragoza, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

- C. Arenas (Universidad de Zaragoza). Cartografía, terciario y Memoria.
- M. Zamorano (IGME). Cartografía geomorfológica, cuaternario y Memoria.

Dirección y supervisión

- A. Barnolas (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
2. ESTRATIGRAFÍA	7
2.1. Terciario	7
2.1.1. Areniscas y lutitas (1, 2, 3 y 4) . Formación de Uncastillo.....	9
2.2. Cuaternario	13
2.2.1. Conglomerados poligénicos: terrazas altas (5)	13
2.2.2. Conglomerados poligénicos: terrazas medias (6).....	13
2.2.3. Conglomerados poligénicos y lutitas: terrazas y glaciares colgados (7)	14
2.2.4. Lutitas con brechas y cantos aislados: rellenos de fondo de valle. Conglomerados poligénicos y lutitas: terrazas bajas (8).....	14
3. TECTÓNICA	15
4. HISTORIA GEOLÓGICA	16
5. GEOMORFOLOGÍA	18
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	18
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.	19
5.2.1. Estudio morfoestructural.	19
5.2.2. Estudio del modelado.	20
5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	25
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	28
7. BIBLIOGRAFÍA	29

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Luna se localiza en la parte norte del sector central de la Cuenca del Ebro, al sur de la sierra de Santo Domingo, que constituye la terminación occidental de las Sierras Exteriores. La mayor parte del territorio que abarca la Hoja pertenece a la comarca de Las Cinco Villas, situada en el sector norte de la provincia de Zaragoza, a excepción de la esquina noreste de la Hoja que pertenece a la provincia de Huesca.

En el área que comprende la cartografía únicamente afloran rocas sedimentarias detríticas terciarias y cuaternarias, de origen continental. Los sedimentos terciarios forman parte de la Formación Uncastillo (definida por SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970) y corresponden a la unidad tectosedimentaria U3 de ARENAS (1993) y ARENAS y PARDO (1994a). Consisten en una sucesión de areniscas y lutitas cuyas proporciones varían de unos lugares a otros de la Hoja. Se disponen prácticamente horizontales o buzando ligeramente hacia el sur en toda la Hoja. Estos depósitos constituyen mayoritariamente la parte media de un gran sistema fluvial de procedencia norte, conocido como el "Sistema de Luna" (NICHOLS, 1984; HIRST y NICHOLS, 1986). Hacia el norte, en la vecina Hoja de Uncastillo, se encuentran las facies proximales de este sistema, que incluyen importantes masas conglomeráticas.

Hacia el sur, ya fuera de la Hoja de Luna, se encuentran las facies distales del Sistema de Luna. Los paleocanales de areniscas pierden entidad, pasando a facies esencialmente lutíticas, con intercalaciones de niveles tabulares finos de areniscas, yeso y calizas lacustres. Estas últimas se hacen dominantes hacia el sur, dando lugar a los relieves de los Montes de Castejón (Formación Alcubierre, QUIRANTES, 1978).

Por lo general los afloramientos son pobres y están desconectados en toda la Hoja. Los depósitos de areniscas a menudo se hallan fracturados en bloques y basculados por efecto de la gravedad, dando un aspecto ruiforme. Las facies finas de llanura de inundación generalmente se hallan cubiertas por derrubios de ladera y vegetación. Este hecho, junto a con la homogeneidad de las facies y la escasa continuidad lateral de los paleocanales, dificulta la realización de estudios estratigráficos o sedimentológicos detallados.

La Hoja presenta un relieve moderadamente montañoso, especialmente en su mitad norte. Las cotas máximas se encuentran hacia el noreste, en las estribaciones de Sierra Mayor, donde llegan a alcanzar los 920 m de altitud. En la parte sur de la Hoja el relieve es mucho más suave, sobre todo hacia el suroeste, con cotas en torno a 380 m, donde se encuentran importantes depósitos fluviales cuaternarios.

La red fluvial se ha encajado en los sedimentos miocenos modelando un sistema de drenaje de tipo dendrítico. Los principales cauces se alinean preferentemente de norte a sur, o de noreste a suroeste y sus cabeceras se sitúan en la Sierra de Santo Domingo. Los cauces principales son los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia, que confluyen cerca de Ejea de los Caballeros, para ir a desembocar al río Ebro más al sur, en las proximidades de Gallur.

Los depósitos cuaternarios son arealmente importantes en toda la Hoja. Estos están constituidos principalmente por depósitos poligénicos que rellenan los fondos de los valles ("vales") y que han sido disectados posteriormente por la red fluvial. En el extremo suroeste de la Hoja, donde se halla la confluencia entre el río de Farasdués y el Arba de Luesia, se encuentra una serie de terrazas y glacis colgados que se relacionan con ambos cauces.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. TERCIARIO

Los materiales terciarios que afloran en la Hoja de Luna forman parte de la Formación Uncastillo, definida por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y que agrupa los materiales aluviales y fluviales del borde norte de la Cuenca del Ebro, situados al sur de las Sierras Exteriores.

Esta formación comprende tanto las facies proximales, que incluyen masas conglomeráticas discontinuas, próximas al margen de la cuenca, como sus equivalentes distales (depósitos de areniscas y lutitas), que afloran hacia el sur, en el Somontano oscense y la comarca de Las Cinco Villas (entre Huesca y Uncastillo). Las facies de areniscas y lutitas de la Formación Uncastillo coinciden con la Formación Sariñena definida por

QUIRANTES (1969, 1978) en el área de Los Monegros. Hacia Navarra se corresponde con la Formación Ujué (CASTIELLA *et al.*, 1978).

En la vecina Hoja de Uncastillo, la Formación Uncastillo constituye un gran abanico de capas abierto hacia el sur (discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970), que se dispone concordante sobre la Formación Campodarbe de la Cuenca de Jaca. Hacia el este, aproximadamente a partir de la localidad de Fuencalderas, dicha relación se convierte en angular, de manera que los depósitos proximales de los abanicos aluviales marginales se encuentran discordantes sobre las Sierras Exteriores, fosilizando parcialmente sus relieves. En este sector, la Formación Uncastillo muestra discordancias sintectónicas.

El análisis tectosedimentario de la Formación Uncastillo ha llevado a la diferenciación de tres unidades tectosedimentarias (UTS), denominadas U1, U2 y U3 (ARENAS, 1993) limitadas por rupturas sedimentarias de tipo 1 (según la terminología de PARDO *et al.*, 1989 y VILLENA *et al.*, 1996). Su evolución es cíclica, granodecreciente-granocreciente. En el ámbito de la hoja de Luna únicamente aflora la unidad más moderna, o sea, la U3.

La datación de la Formación Uncastillo resulta problemática dada la escasez de yacimientos fosilíferos. En los trabajos clásicos de MALLADA (1878), DALLONI (1910) y ALMELA y RÍOS (1952) estos sedimentos habían sido considerados oligocenos. Los yacimientos de mamíferos de Santa Cilia (CRUSAFONT *et al.*, 1966), posteriormente revisado por Álvarez Sierra *et al.* (1987), y el de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969) señalaron una edad miocena (Aquitaniense), postulada previamente por SELZER (1934). Más recientemente, el análisis estratigráfico realizado por ARENAS (1993), junto con la reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos obtenidos por HOGAN (1991) y HOGAN y BURBANK (1996), indican que el depósito de la Formación Uncastillo en la Cuenca del Ebro abarca desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001). Según estos últimos autores, la unidad U3 se asigna al Mioceno inferior.

Desde el punto de vista sedimentológico deben señalarse los trabajos de HIRST (1983), NICHOLS (1984, 1987), FRIEND *et al.* (1986), HIRST y NICHOLS (1986), JUPP *et al.* (1987) y

FRIEND (1989), que han aportado nuevos datos acerca de la distribución de facies, paleocorrientes y procedencia de los sedimentos en el sector norte de la Cuenca del Ebro. Considerando los estudios de estos autores, la Formación Uncastillo y su equivalente Formación Sariñena registran el depósito de dos grandes sistemas fluviales, denominados Sistema de Luna y Sistema de Huesca (HIRST y NICHOLS, 1986). Sus zonas apicales se localizan en depresiones estructurales y sus áreas fuente incluyen al Pirineo Axial. Estos sistemas fluviales coexistieron con varios abanicos aluviales de escaso desarrollo longitudinal, originados en las Sierras Exteriores, y cuyos depósitos proximales constituyen los conocidos "mallos".

Los depósitos terciarios que afloran en la Hoja de Luna corresponden casi en su totalidad a la parte media del Sistema fluvial de Luna, cuyas facies proximales se encuentran en la Hoja de Uncastillo. Los abanicos aluviales marginales que se encuentran en las vecinas Hojas de Agüero y Ayerbe, a excepción del de Aniés, eran colectados por dicho sistema en áreas próximas al margen de la cuenca, fuera de la Hoja de Luna (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1994a, b; ARENAS *et al.*, 2001).

El Sistema de Luna presenta una distribución de paleocorrientes radial que abarca una superficie cartográfica semicircular desde el margen de la cuenca hacia el sur, con un radio superior a los 40 km (NICHOLS, 1984, 1987). En la Hoja de Luna, dicho sistema está representado por areniscas y lutitas. Las primeras se disponen tanto en cuerpos tabulares con geometría interna lenticular o laminar, como en cuerpos lenticulares aislados.

Hacia el sur, las facies distales del sistema de Luna (esencialmente lutitas con escasas intercalaciones de areniscas) se relacionan con un sistema lacustre somero, representado por calizas, margas y lutitas con intercalaciones de yesos. Estos depósitos constituyen la parte inferior de los Montes de Castejón, que corresponde a la parte superior de la UTS U3 (o su equivalente UTS N1 del centro de la cuenca) (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 2000).

2.1.1. Areniscas y lutitas (1, 2, 3 y 4) . Formación de Uncastillo.

El área que abarca la Hoja de Luna está ocupada por una sucesión de areniscas y lutitas cuyas proporciones relativas varían en los diferentes sectores. Como se ha dicho, estos

depósitos corresponden a la UTS U3 (Mioceno inferior) de ARENAS (1993). Dentro de esta unidad se diferencian dos megasecuencias separadas por un máximo granulométrico relativo (véanse los perfiles estratigráficos y cortes geológicos que acompañan a la cartografía). La megasecuencia inferior (unidades 1+2 en la cartografía) se extiende por toda la Hoja; la potencia máxima medida es de alrededor de 150 m (al norte de Orés). La megasecuencia superior (unidades 3+4 en la cartografía) aflora en los sectores norte y este de la Hoja; su potencia alcanza los 150 m al este de la Hoja; en el perfil de Luna es de alrededor de 75 m.

En cada una de las megasecuencias se han diferenciado dos unidades litológicas o litofacies en función de la abundancia relativa de los dos términos litológicos presentes en el área: litofacies de areniscas y lutitas (unidades 1 y 3) y litofacies de lutitas y areniscas (unidades 2 y 4). Estas litofacies muestran características sedimentológicas similares en las dos megasecuencias.

La litofacies de areniscas y lutitas consta de 40 a 80% de areniscas y de 20 a 60% de lutitas, y la de lutitas y areniscas está formada por 60 a 80% de lutitas, 20 a 40% de areniscas y, en áreas fuera la Hoja, hasta 10% de calizas. Aunque estas dos litofacies muestran numerosas características comunes (características geométricas y organización de los depósitos), su diferenciación expresa la evolución aguas abajo del sistema fluvial, sin que los procesos sedimentarios cambien cualitativamente, y resulta útil para conocer los momentos de avance y retroceso de dicho sistema.

En las dos litofacies se diferencian secuencias de hasta 25 m de potencia constituidas por un depósito de areniscas y otro de lutitas. En función de la geometría externa e interna de los intervalos de areniscas se distinguen (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1996):

Depósitos tabulares con geometría interna lenticular

Depósitos tabulares y lenticulares con geometría interna de acrecimiento lateral

Depósitos lenticulares aislados

Depósitos tabulares con geometría interna laminar

Todos estos tipos de depósitos se dan en las dos litofacies. Las diferencias entre una y otra se deben a su frecuencia y espesor, así como a la variación de la potencia de los intervalos lutíticos. El primero es dominante en la litofacies de areniscas y lutitas, mientras los tres últimos ganan importancia aguas abajo, en la litofacies de lutitas y areniscas.

Los depósitos tabulares con geometría interna lenticular corresponden a paquetes de potencia métrica (hasta 13 m) y extensión lateral decamétrica a hectométrica. Sus bases suelen ser canaliformes, mas o menos complejas. Están formados por varios cuerpos lenticulares o cuneiformes amalgamados, también con bases canaliformes, de hasta 3,5 m de potencia y de amplitud variable. Sus bases pueden contener un depósito de clastos milimétricos o de unos pocos centímetros. En ellos es frecuente encontrar estratificación cruzada en surco, en sets aislados o agrupados, estratificación cruzada planar, laminación horizontal y de bajo ángulo. En el techo de los paquetes, con granulometría mas fina, puede haber laminación cruzada y ripples asimétricos. Estos depósitos representan la superposición de sucesivos episodios de acrecimiento vertical de un sistema de canales poco sinuoso, con desplazamiento lateral activo, en cuyo fondo se desarrollan barras arenosas. Su relleno final puede producirse mediante flujos no confinados, originados por el desbordamiento del sistema activo sobre secciones activas previas a su migración.

Los depósitos tabulares y lenticulares con geometría interna de acrecimiento lateral constituyen paquetes tabulares o lenticulares de 0,5 hasta 7 m de potencia y de amplitud métrica a decamétrica. Los depósitos más potentes constan de dos o tres niveles lenticulares o tabulares. Sus bases son subhorizontales o canaliformes asimétricas. El rasgo más característico es la presencia de cuerpos lenticulares, sigmoidales o cuneiformes superpuestos, de 0,1 a 1 m de potencia, que buzan suavemente respecto a la estratificación, dando lugar a un depósito de acrecimiento lateral. Internamente estos cuerpos pueden ser masivos o presentar estratificación cruzada en surco, laminación paralela e incluso, en su terminación distal, "ripples" asimétricos y laminación cruzada de pequeña escala. Lateralmente, estos depósitos pueden culminar con un cuerpo lenticular con estratificación cruzada en surco. Las características descritas sugieren una red fluvial meandriforme o, al menos, con tramos curvos en su trazado. El relleno final de algunos de estos cursos se produjo por acrecimiento vertical.

Los depósitos lenticulares aislados tienen potencia decamétrica a métrica (hasta 2,5 m) y amplitud discreta, generalmente métrica. Sus bases son canaliformes, más o menos pronunciadas. Su relleno puede ser simple, pero comúnmente consta de varios cuerpos lenticulares separados por cicatrices erosivas, que corresponden a los “multi-storey” “channels” de FRIEND *et al.* (1979). Internamente suelen mostrar estratificación cruzada en surco, a la que suceden laminación paralela, de bajo ángulo y/o laminación cruzada de “ripples”. En la litofacies de lutitas y areniscas, el relleno puede consistir en un “set” de estratificación cruzada formado por la alternancia de niveles de areniscas y de lutitas. Estos depósitos representan el acrecimiento vertical simple o multiepisódico de canales aislados en la llanura lutítica. En planta se reconocen como cuerpos acintados poco sinuosos (abundantes en la parte suroccidental de la Hoja), que se identifican con los “ribbons” de FRIEND *et al.* (1979), con relleno rápido y desplazamiento relacionado con fenómenos de avulsión. La presencia de lutitas en su relleno señala el funcionamiento intermitente de los canales.

Los depósitos tabulares con geometría interna laminar tienen potencia muy variable, decimétrica a métrica, y extensión lateral decamétrica a hectométrica. Las bases son horizontales o subhorizontales, planas o con canalizaciones discretas. Están compuestos por uno o varios estratos tabulares o cuneiformes; localmente muestran cicatrices cóncavas laxas. Las facies más comunes son las areniscas masivas, con laminación paralela o de bajo ángulo y cruzada de “ripples”. Localmente presentan estratificación cruzada planar y/o en surco. En las facies más finas se encuentra bioturbación. Estos depósitos se formaron por acrecimiento vertical a partir de sucesivos flujos laminares, correspondientes a corrientes de alto y bajo régimen de flujo. Además existieron pequeñas y someras canalizaciones. En la litofacies de areniscas y lutitas, estos depósitos representan el desbordamiento del sistema activo de canales, mientras en la litofacies de lutitas y areniscas representan el desconfinamiento aguas abajo de los canales.

Los depósitos lutíticos son de color marrón claro y anaranjado; tienen potencia variable, que aumenta hacia el sur y suroeste de la Hoja. Incluyen depósitos tabulares de areniscas de grano fino, con las características descritas más arriba. Son comunes las decoloraciones grises o verdes, atribuibles a bioturbación. En la litofacies de lutitas y areniscas exhiben marmorización, nodulización y localmente contienen nódulos carbonatados. Las lutitas

representan los depósitos de decantación en áreas de inundación adyacentes al sistema de canales, a las que llegan corrientes laminares que transportan arenas.

El estudio sedimentológico detallado del Sistema de Luna (NICHOLS, 1984; ARENAS, 1993) revela que en las áreas más proximales de la zona media del sistema, predominaron los paleocanales múltiples, con geometrías complejas y barras arenosas que evidencian sistemas de barras y canales entrelazados, en los que pudo haber tramos meandriformes. Son frecuentes los rellenos multiepisódicos con varios episodios de erosión y relleno. En el resto de la zona media son más frecuentes los canales aislados, rectilíneos o sinuosos; aguas abajo los canales pierden relieve y aumentan los depósitos laminares, a la vez que ganan importancia las lutitas de la llanura de inundación.

2.2. CUATERNARIO

En la Hoja de Luna, los depósitos cuaternarios son arealmente importantes pues ocupan gran parte de la cartografía. Sin embargo presentan poca variedad litológica.

En el mapa geológico se han diferenciado cuatro unidades estratigráficas que se describirán a continuación de más antigua a más moderna y que serán tratadas con mayor detalle en el apartado de geomorfología.

2.2.1. Conglomerados poligénicos: terrazas altas (5)

Es el sistema de terrazas más alto que se encuentra en la Hoja. Se relaciona con el río de Farasdués y halla a unos 60 m por encima su cauce actual. Aflora en dos pequeños cerros próximos a la localidad de Farasdués. Consiste en un nivel de aproximadamente 1,5 m de espesor, de conglomerado poligénico poco cementado y muy mal organizado. Los cantos están bien rodados, son heterométricos y llegan a alcanzar un máximo de 10 cm de diámetro medio. Predominan los cantos de arenisca, aunque son también abundantes los de caliza y poco frecuentes los de otras litologías. La matriz es de arena media a gruesa, muy mal clasificada.

2.2.2. Conglomerados poligénicos: terrazas medias (6)

Se ha incluido dentro de esta unidad a un conjunto de terrazas que afloran paralelas al río

de Farasdués a unos 30 m por encima de su cauce actual. Consisten en un conglomerado poligénico de características texturales y composición litológica análoga al descrito en el párrafo anterior. Su espesor es superior a 1,3 m.

2.2.3. Conglomerados poligénicos y lutitas: terrazas y glacis colgados (7)

Se trata de un sistema de glacis y terrazas colgadas situadas unos 20 m sobre el cauce actual de los ríos Arba de Luesia y Farasdués. En el mapa geológico se han agrupado como una sola unidad por su similitud litológica y porque convergen a la misma altura topográfica en la confluencia de ambos cauces. Consisten en conglomerados poligénicos poco cementados, heterométricos y mal organizados. Predominan los cantos de arenisca sobre los de caliza y otras litologías. Son frecuentes las cicatrices de erosión y pueden presentar gruesas intercalaciones de lutitas o areniscas finas de color "beige". Su espesor es variable, habiéndose medido un máximo de seis metros.

2.2.4. Lutitas con brechas y cantos aislados: rellenos de fondo de valle. Conglomerados poligénicos y lutitas: terrazas bajas (8)

Esta unidad incluye a los depósitos cuaternarios más recientes, como son los rellenos de fondo de valle, el cauce actual de los ríos y las terrazas situadas a escasos metros sobre éste.

Los rellenos de valle son los depósitos cuaternarios que más destacan ya que se hallan distribuidos por toda la Hoja ocupando una buena parte de la cartografía. Llegan a alcanzar espesores de hasta 6-8 m. En cuanto a su litología, predominan los limos o limos arenosos de color "beige", ocre o amarillento. Pueden presentar una cierta estratificación horizontal con estratos finos o muy finos, ligeramente ondulados. Son frecuentes los niveles con pequeños cantos de areniscas. Hacia las laderas de los valles, el relleno consiste en bloques muy heterométricos y sin ninguna ordenación, englobados dentro de una matriz lutítico-arenosa.

En cuanto a las terrazas recientes, sólo se han distinguido en los dos cauces más importantes, el Arba de Biel y el Arba de Luesia. Su espesor es variable, habiéndose medido un máximo de 4,2 m en varios afloramientos del Arba de Luesia. Consisten en conglomerados poligénicos, arenas y limolitas de color beige, predominando estas dos últimas litologías hacia la parte alta de los afloramientos.

3. TECTÓNICA

Los sedimentos miocenos presentan una estructura monoclinal de suave buzamiento hacia el sur. La máxima inclinación se alcanza en la mitad norte de la Hoja, con valores próximos a los dos grados, en parte en relación con el flanco sur de los anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas, cuyos ejes se hallan en las Hojas de Uncastillo, Agüero y Ayerbe. En la esquina noreste de la Hoja de Luna se localiza una pequeña sección del eje del anticlinal de Fuencalderas. Hacia el sur los buzamientos son más suaves. En conjunto, la inclinación de los materiales se asocia al episodio final de la deformación alpina pirenaica, en particular a los últimos movimientos del manto de Gavarnie (PUIGDEFÁBREGAS, 1975; ARENAS, 1993; MILLÁN, 1996), que dieron lugar al desarrollo de discordancias progresivas en el margen de la Cuenca del Ebro (discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, de SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970; discordancias sintectónicas de Agüero, de ARENAS, 1993) y suaves abanicos de capas relacionados con pliegues creados en el interior de la misma (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1996); los mencionados pliegues (i.e. anticlinales y sinclinales de Uncastillo y Fuencalderas) se disponen paralelamente al actual margen de la cuenca y se formaron por cizalla paralela a las capas, en relación con la rotación del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo (ARENAS *et al.*, 2001).

4. HISTORIA GEOLÓGICA

La sedimentación de la Formación Uncastillo se enmarca durante los últimos episodios de la deformación alpina en el orógeno pirenaico. Registra la sedimentación correlativa a la configuración final del frente de cabalgamiento surpirenaico (cuyo afloramiento más al sur está representado por las Sierras Exteriores), que tuvo lugar como consecuencia de los últimos movimientos del Manto de Gavarnie (PUIGDEFÁBREGAS, 1975; ARENAS, 1993; MILLÁN, 1996; MILLÁN *et al.*, 1995; ARENAS *et al.*, 2001). El desarrollo de las Sierras tuvo lugar desde el Luteciense hasta el Mioceno inferior, como documentan los depósitos molásicos, y finalmente, causó la segregación de la cuenca surpirenaica en la Cuenca de piggy-back de Jaca, que pasó a ser un área de erosión, y la Cuenca de antepaís del Ebro. La Formación Uncastillo representa, por tanto, un cambio paleogeográfico notable que conlleva un cambio de las paleocorrientes de este-oeste a norte-sur (PUIGDEFÁBREGAS, 1975; ARENAS, 1993).

Las Sierras Exteriores fueron el área fuente de los pequeños abanicos aluviales adosados a sus relieves; la evolución sedimentaria de estos abanicos estuvo controlada por el emplazamiento de las sucesivas láminas de cabalgamiento que constituyen las Sierras (ARENAS, 1993; MILLÁN, 1996; ARENAS *et al.*, 2001). Por otra parte, hacia el oeste, se localizaba un gran sistema fluvial, cuya cuenca de drenaje comprendía la Cuenca de Jaca, las Sierras Interiores y el Pirineo Axial, y que entraban en la cuenca Cuenca del Ebro aprovechando las depresiones estructurales. Este es el caso del sistema fluvial de Luna, cuyas zonas apicales se situaban al oeste de la actual terminación periclinal de la Sierra de Santo Domingo (NICHOLS, 1984). El carácter sintectónico de la sedimentación de la Formación Uncastillo en este sector queda reflejado por la extensa discordancia progresiva visible en el margen de la cuenca y el desarrollo de pliegues sinsedimentarios en el interior de la misma (localizados en las Hojas de Uncastillo, Agüero y Ayerbe) (ARENAS *et al.*, 2001).

Gran parte de la superficie aflorante del sistema de Luna corresponde a la parte superior de la Formación Uncastillo (unidad U3 de ARENAS, 1993). La disposición geológica de las unidades inferiores en el margen impide el afloramiento de las partes media y distal de las mismas. La red fluvial del Sistema de Luna fue esencialmente radial. Sin embargo, en áreas

próximas al margen de la cuenca, los mencionados pliegues condicionaron parte de las características sedimentológicas del sistema y, además, hicieron que los pequeños abanicos aluviales fuesen colectados por el sistema fluvial en áreas próximas al margen de la cuenca (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1996; ARENAS *et al.*, 2001).

La zona central de la cuenca del Ebro se hallaba ocupada por un sistema lacustre, alimentado a por las aguas de los abanicos aluviales procedentes de los relieves circundantes. En estas condiciones se depositaron los carbonatos, lutitas y evaporitas, característicos del sector central de la cuenca. Sin embargo, sólo la parte mas alta de la Formación Uncastillo (UTS U3 de ARENAS, 1993) es correlacionable con la unidad mas baja en la zona central (N1); en este sector del margen pirenaico de la Cuenca del Ebro no afloran los depósitos detríticos equivalentes a las unidades lacustres más altas (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 2000).

Probablemente entre el fin del Mioceno y el Plioceno la cuenca Cuenca del Ebro dejó de ser endorreica (RIBA *et al.*, 1983). Desde el Plioceno hasta la actualidad, el descenso del nivel de base regional ha producido el progresivo encajamiento de la red fluvial y el modelado del relieve actual.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La Hoja de Luna se localiza en el margen septentrional de la depresión del Ebro. Ocupa un área comprendida entre el somontano, al sur de las Sierras Exteriores y la depresión presomontana de Las Cinco Villas. El clima es mediterráneo con influencia continental. Los veranos son secos y muy calurosos y los inviernos fríos. La temperatura media anual es de 14 °C y la precipitación media anual esta comprendida entre los 400 y 500 mm por lo que puede considerarse que las condiciones climáticas son semi-áridas.

Hacia el norte y noreste de la Hoja la red fluvial se halla fuertemente encajada en los sedimentos miocenos dando lugar una orografía bastante accidentada, aunque sin grandes desniveles. Las alturas máximas se encuentran en la esquina noreste, donde las estribaciones de Sierra Mayor alcanzan cotas próximas a los 900 m. Las alineaciones montañosas más importantes se orientan de norte a sur y de noreste a suroeste mimetizando las direcciones de los principales cauces. La más importante de estas alineaciones montañosas es la Sierra de Luna que cruza de norte a sur el sector central de la Hoja. Sus cotas máximas son San Guillen y El Fragal, con 853 m y 851 m respectivamente. Hacia el sur destaca también el relieve de San Jorge, con 713 m de altitud.

Hacia el suroeste el relieve es mucho mas suave, destacando únicamente la Sierra de Marcuera, con altitudes próximas a los 600 m. La esquina suroeste de la Hoja es esencialmente llana, destacando únicamente los relieves invertidos del "saso" de Biota y algunas terrazas cuaternarias disectadas por la erosión.

El área que abarca la cartografía pertenece por completo a la cuenca hidrográfica del río Arba. Tres de los principales afluentes de este río recorren la Hoja: el Arba de Biel, el Arba de Luesia y el Rigüel. Los dos primeros confluyen al sur de Ejea de los Caballeros para formar el río Arba, al que se une el Rigüel para desembocar al Ebro en las proximidades de Gallur.

El Arba de Biel corre de norte a sur drenando el tercio oriental de la Hoja. La Sierra de Luna sirve de divisoria de aguas entre este río y los barrancos que vierten sus aguas al Arba de Luesia.

El Arba de Luesia atraviesa de noreste a suroeste el sector noroccidental de la Hoja hasta la localidad de Biota, donde cambia bruscamente su dirección para dirigirse hacia el sureste. Sus principales afluentes son el río de Farasdués, o Agonía, y el río de Orés.

El río Rigüel cruza la esquina noroeste de la Hoja. Su valle y el de alguno de sus pequeños afluentes, como el barranco de Ubio, se dispone paralelo al Arba de Luesia.

Entre los cauces principales, la red hidrográfica se organiza según un sistema de drenaje de tipo dendrítico, encajado entre montes de laderas mas o menos pronunciadas e interfluvios estrechos. Hacia el norte y noreste de la Hoja los cauces se hallan muy incididos. Los valles presentan una típica sección en V y prácticamente no hay depósitos cuaternarios. Hacia el sur aumenta el relleno cuaternario. Los valles se hacen más anchos y adquieren una suave morfología cóncava. Su fondo, más o menos plano, se ha aprovechado tradicionalmente para el cultivo.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

5.2.1. Estudio morfoestructural.

La Hoja de Luna ocupa una zona moderadamente montañosa del piedemonte pirenaico ó "somontano", situada entre la escarpada orografía de las Sierras Exteriores y los relieves tabulares del centro de la depresión del Ebro.

Sin duda el rasgo morfológico más destacable de la Hoja es su red dendrítica de drenaje que refleja la escasa influencia estructural y la marcada homogeneidad litológica. El ligero basculamiento hacia el sur de la serie miocena, parece manifestarse mediante una componente importante en la misma dirección de la mayoría de los cauces, cualquiera que sea su orden jerárquico.

A pesar de la asociación litológica constante de lutitas y areniscas, se detectan ligeros cambios morfológicos derivados de las variaciones en la relación lutita/arenisca y en las dimensiones o grado de amalgamación de los cuerpos arenosos canaliformes.

De acuerdo con lo expuesto en el apartado de estratigrafía, el espesor de los paleocanales se incrementa hacia las zonas proximales del "Sistema de Luna" (NICHOLS, 1984), a la vez que son más frecuentes los cuerpos areniscosos extensos ("sheets") formados por la amalgamación de paleocanales. Esto se traduce en una mayor resistencia a la erosión hacia el norte de la Hoja, tal como refleja su orografía, relativamente más abrupta.

Hacia el sur y especialmente el suroeste de la Hoja, son frecuentes los paleocanales de areniscas aislados entre lutitas, así como los paleocanales de relleno lutítico-areniscoso. El conjunto ofrece un relieve mucho más suave debido a su menor resistencia a la erosión.

Entre Biota y Farasdués, la erosión diferencial ha excavado las facies finas de llanura de inundación, exhumando los paleocanales de arenisca que afloran en planta con relieve positivo. Estos adquieren formas de cordones rectos o sinuosos que se entrecruzan entre sí o quedan aislados entre lutitas, dando un relieve muy característico. Este tipo de morfologías había sido descrito ya por PUIGDEFÁBREGAS (1975) y NICHOLS (1984) en esta zona y por RIBA *et al.* (1967) en la zona de Caspe.

La esquina suroccidental de la Hoja ofrece un relieve esencialmente llano y deprimido que ha permitido la acumulación de extensos depósitos cuaternarios, relacionados principalmente con los ríos Arba de Luesia y Farasdués que se tratarán en detalle más adelante.

5.2.2. Estudio del modelado.

- Laderas

El contraste litológico de lutitas y areniscas origina vertientes escalonadas, con pequeños escarpes estructurales de poca continuidad lateral que a menudo se aprovechan como aterrazamientos agrícolas. Por lo general presenta un segmento basal cóncavo que enlaza con el relleno de los "vales".

La erosión diferencial de las lutitas bajo los paleocanales de areniscas favorece además la fragmentación y el basculamiento de bloques que a menudo originan paisajes ruinformes.

En la cartografía geomorfológica únicamente se han diferenciado laderas de perfil rectilíneo, asociadas generalmente al relieve de terrazas colgadas.

- Formas fluviales

Sólo los ríos Arba de Biel, Farasdués y Arba de Luesia, presentan formas fluviales de acumulación bien desarrolladas, en la mitad meridional de la Hoja. Este hecho se relaciona básicamente con la litología disponible en su área fuente, ya que los tres cauces tienen sus cabeceras en los conglomerados miocenos próximos a la Sierra de Santo Domingo. Estos conglomerados proporcionan clastos groseros que el río transporta cuando tiene suficiente energía.

En la depresión de Ejea, se han reconocido cinco niveles de terrazas cuaternarias sobre el cauce del río Arba de Biel (SALAZAR y COSTA, 1995). Pero desde la localidad de Luna hacia el norte, sólo se encuentra el nivel de terrazas más recientes. Estas se hallan entre 1,5 y 4 m sobre el cauce actual y enlazan con los depósitos poligénicos de relleno de valle. Desde el Frago hacia el norte, los depósitos cuaternarios en los que se encaja el río, presentan una marcada morfología cóncava, por lo que se ha preferido incluirlos con los depósitos poligénicos de fondo de valle.

El cauce actual del Arba de Biel, discurre encajado entre el sustrato mioceno y las terrazas bajas. Su trazado es sinuoso y presenta frecuentes barras de gravas laterales y longitudinales.

En el río de Farasdués se han distinguido tres niveles de terrazas sobre sus depósitos recientes. El más antiguo consiste en dos terrazas colgadas situadas en su margen izquierda. Su cota absoluta es de 480 y 520 m respectivamente y se encuentran a unos 60 m sobre el cauce actual.

A unos 30 m sobre el cauce se encuentra otro nivel de terrazas. Generalmente tienen morfología de terrazas colgadas recortadas en pequeños cerros de cumbre plana y se

encuentran principalmente al suroeste de la localidad Farasdués, en la margen izquierda del río. Aproximadamente a un kilómetro al oeste-noroeste de la misma localidad, se encuentran dos pequeños afloramientos de este sistema de terrazas, uno en la margen derecha que presenta también morfología de terraza colgada y otro en la margen izquierda que se adosa a los afloramientos miocenos.

El tercer nivel de terrazas relacionadas con el río de Farasdués se encuentra a unos 20 m sobre su cauce actual, entre el km 16 de la carretera que va de Ejea de los Caballeros a Luesia y el canal de las Bardenas. Consiste en un rosario de pequeñas terrazas encajadas en los sedimentos miocenos de la margen derecha del río. Junto a la confluencia de los ríos Arba de Luesia y Farasdués, y también en la margen derecha de este último, se encuentra una terraza colgada de mayores dimensiones que se relaciona con el glacis colgado del "saso de Biota" que se describirá mas adelante.

En el Arba de Luesia sólo se han reconocido dos niveles de terrazas. El nivel superior consiste en varias pequeñas terrazas localizadas en la margen derecha del río, al norte de Biota. Se hallan a unos 20 m sobre el cauce actual y se relacionan también con el "saso de Biota".

Desde Biota hacia el noroeste, el Arba de Luesia discurre por un valle relativamente estrecho, confinado entre los relieves del sustrato mioceno. Las terrazas recientes se hallan poco desarrolladas, enlazando en perfecta continuidad con los depósitos poligénicos de relleno de "vales".

Entre Biota y la confluencia con el río de Farasdués, el valle se amplía y el río disecta los extensos depósitos cuaternarios del "saso de Biota", dejando un valle en artesa donde se hallan encajadas las terrazas recientes. El perfil de una de ellas, en las proximidades de "el abajar de Aibar", en la margen derecha del río, muestra un espesor mínimo de 4,2 m. Presenta un nivel inferior de 1,5 m de espesor, formado por conglomerado poligénico con imbricaciones de cantos. El resto consiste en lutitas arenosas de color beige, con pequeñas intercalaciones de gravas finas y un horizonte de 30 cm de lutitas carbonosas, situado a 1,5 m del techo.

Desde la confluencia del río de Farasdués hacia el sur, las terrazas recientes del Arba de Luesia forman una extensa llanura cultivada que enlaza con los depósitos poligénicos y de relleno de "vales" situados al pie de la Sierra de Marcuera. El río se halla muy encajado en sus depósitos recientes, mostrando un espesor mínimo de 4 m. Estos presentan un tramo inferior de unos 2 m de espesor, de conglomerado grueso, poco cementado y con soporte de clastos. Los cantos son poligénicos, predominando los de areniscas y calizas, aunque son también frecuentes rocas ígneas o metamórficas. Presenta estratificación cruzada planar e imbricaciones de cantos que muestran una dirección de transporte hacia el sur. Se interpretan como barras transversas y longitudinales relacionadas con un sistema de cauces trenzados. La parte superior de estas terrazas recientes está formada por limolitas arenosas de color "beige" con intercalaciones de gravas en su mitad inferior.

A pesar de que las terrazas recientes enlazan morfológicamente con los depósitos poligénicos de los fondos de "vales", parece que sólo la parte superior lutítico-arenosa es contemporánea con ellos. El depósito conglomerático basal, sedimentado en una etapa anterior, podría coincidir con el episodio previo de encajamiento.

El resto de la red fluvial se ha encajado en los sedimentos miocenos según un sistema de drenaje de tipo dendrítico, característico de zonas con estratificación subhorizontal. Se ha calculado la densidad de drenaje en el sector central de la Hoja, en la pequeña cuenca hidrográfica del Barranco del Molinero, obteniendo un valor de 2,7 km de cauce por km². Esta cifra refleja una baja densidad de drenaje debida a la resistencia a la erosión de los paleocanales de arenisca.

La mayor parte de los valles de este sistema se halla parcialmente rellena por depósitos lutítico-areniscosos, en los que la incisión actual de los torrentes produce numerosas cárcavas y abarrancamientos.

Durante este último episodio de encajamiento de la red fluvial, dos torrentes afluentes del Arba de Luesia han capturado a uno de los cauces paralelos al río Rigüel, al que originalmente vertía sus aguas.

- Formas poligénicas

El relleno de "vales" es muy común en toda la Hoja, excepto en la zona nororiental que se halla topográficamente más elevada. Los "vales" muestran un perfil suavemente cóncavo, cuyo fondo más o menos plano ha sido aprovechado tradicionalmente para la agricultura. Su relleno es básicamente lutítico, aunque son frecuentes los niveles con cantos subangulosos de areniscas. Ocasionalmente se han encontrado también niveles con bioturbación de raíces y horizontes carbonosos. A diferencia de los cauces principales, los rellenos de "vales" no presentan conglomerados poligénicos. Esto se debe fundamentalmente a que su área fuente incluye únicamente a las facies de lutitas con paleocanales de la Formación Uncastillo y no a sus facies conglomeráticas equivalentes.

Cuando estos depósitos lutíticos no presentan morfología de "val", se han diferenciado como "depósito aluvial-coluvial" en la cartografía geomorfológica.

Actualmente los "vales" se hallan profundamente incididos por la red fluvial, lo que evidencia su no funcionalidad actual (ALBERTO *et al.*, 1984)

El "saso" de Biota, corresponde a un extenso depósito cuaternario localizado en el suroeste de la Hoja. Su origen es esencialmente aluvial, pero se ha incluido dentro de las formas poligénicas debido a su morfología de glacis colgado. Forma parte de una superficie plana, de suave inclinación hacia el sur, que aunque recortada por la erosión, se sigue por las vecinas hojas de Sádaba (245), Ejea de los Caballeros (284) y Fustiñana (283). Se conoce también con el nombre de "saso de Sedaba" o de "Miralobueno" y equivale al "saso de Miraflores", en la margen derecha del río Rigüel (SOLÉ, 1976).

En las proximidades del km 73 del canal de las Bardenas, junto al valle del Arba de Luesia, este glacis está formado por dos niveles de conglomerados separados por un nivel de limolitas. Los conglomerados están poco cementados y su organización interna es muy pobre, ya que sólo se observan algunas cicatrices de erosión. Los cantos son poligénicos, heterométricos y muy redondeados. La matriz es de arena y limo de color beige. La base del nivel superior de conglomerado puede ser localmente muy incisa, llegando a

amalgamarse con el nivel inferior. Las limolitas son de color beige y se encuentran en estratos horizontales de orden decimétrico. Los contactos son ligeramente ondulados y poco nítidos, marcados probablemente por diferencias de compactación.

- Formas antrópicas

Los bancales y aterrazamientos se hallan muy extendidos por toda la Hoja, dado el carácter, esencialmente agrícola y ganadero de la comarca. Las zonas más cultivadas son los "vales", los "sasos" y las terrazas de los cauces más importantes.

También son muy frecuentes los aterrazamientos de las laderas, para el cultivo de frutales o la repoblación forestal. Estos generalmente aprovechan y acentúan la morfología escalonada debida a la alternancia de lutitas y areniscas.

La construcción del canal de Las Bardenas destaca fuertemente en paisaje. Los derrubios procedentes de la excavación se han acumulado en los márgenes del canal o en sus proximidades, originando una serie de montículos que en ocasiones han sido repoblados con pinos.

Las acequias y la canalización artificial de algunos torrentes constituyen las modificaciones más importantes de la red fluvial. Estas son especialmente frecuentes en el suroeste de la Hoja, donde se ha construido una compleja red de acequias y canales que proporcionan agua para el cultivo de regadío.

Los relieves recortados del "saso" de Biota se han aprovechado también para construir pequeños embalses, como los de San Bartolomé y el Bolaso.

La escasez de fuentes y cauces con cursos de agua perennes, ha llevado a la construcción de multitud de pequeñas balsas, dispersas por toda la Hoja, que abastecen de agua al ganado durante los meses que escasean las precipitaciones.

5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Entre la sedimentación de la Formación de Uncastillo durante el Mioceno inferior y los depósitos cuaternarios más antiguos que se encuentran en la Hoja, existe un enorme

periodo de tiempo sin registro sedimentario. Es precisamente durante ese tiempo cuando se modela la mayor parte del relieve.

Las depósitos cuaternarios más antiguos que se encuentran en la Hoja son las terrazas +60 del río de Farasdués. Ambas se hallan en la margen izquierda del cauce actual, por debajo de los relieves de la Sierra de Marcuera. Esto parece indicar que el río seguía un trazado similar al actual, sólo que se encontraba algo más hacia el sureste.

Las terrazas +30 del río de Farasdués se encuentran también en su margen izquierda y paralelizan su cauce actual, indicando que el río se desplazó hacia el noroeste, antes de volverse a encajar.

La zona deprimida que se extiende entre Ejea de los Caballeros y Sádaba existía ya antes de la sedimentación de los depósitos aluviales de la terrazas +20 del río de Farasdués y el "saso" de Biota (o de Sádaba).

Todos los sistemas de terrazas antiguas del río de Farasdués, se encuentran justo donde el valle se amplía, para desembocar en la depresión de Ejea.

La extensión del "saso" de Biota, las características de sus facies y su morfología convexa a gran escala, parece indicar que se trata de un antiguo abanico aluvial. Su posición no parece casual, sino que se encuentra en una amplia depresión, justo donde el Arba de Luesia deja de estar encajado entre los relieves miocenos. Su zona apical se situaría en las proximidades de Biota, donde las terrazas que enlazan con el "saso" quedan ya encajadas dentro del valle. Lateralmente coalescería con los depósitos aluviales de río Rigüel y del Arba de Biel.

El "saso" de Biota presenta dos episodios de gran actividad aluvial, marcados por la sedimentación de clastos groseros, separados por un periodo de menor actividad con predominio de la sedimentación lutítica. Esto podría relacionarse con cambios climáticos, o con alguna captura, aunque ambas cosas pueden relacionarse fácilmente. La sedimentación de los conglomerados implica un momento de erosión y encajamiento de la red fluvial, que podría haber propiciado que la cabecera del Arba de Luesia retrocediera hacia el norte, capturando a alguno de los afluentes del río Onsella.

Durante una de las etapas de poca actividad aluvial, los propios sedimentos aluviales del Arba de Luesia (saso de Biota) obstaculizaron su trayectoria, obligándolo a circular por una de las zonas marginales del abanico, topográficamente más deprimida.

Una nueva etapa de incisión de la red fluvial, dio lugar a la erosión parcial de los depósitos aluviales precedentes. Los ríos volvieron a transportar grandes cantidades de clastos groseros que se sedimentaron formando así el depósito conglomerático basal de las terrazas recientes.

De nuevo se atenuó la actividad erosiva junto con el aporte de clastos groseros. Durante esta etapa dominó la sedimentación de material detrítico fino, procedente de la meteorización del sustrato mioceno, que rellenó las zonas más deprimidas de los valles.

Actualmente la red fluvial se encuentra en una nueva fase de incisión que ha llegado a disectar hasta varios metros de profundidad a los depósitos cuaternarios recientes.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Se ha reconocido la presencia de malaquita y azurita en la base de algunos paleocanales, pero su concentración es baja y ocupa posiciones muy localizadas. Aproximadamente a 2 km al norte de la localidad de Luna, se encuentran indicios de actividad minera relacionados con estas menas de cobre, pero no parece que hayan sido objeto de explotación, dado el escaso volumen de las excavaciones. Recientemente, SUBÍAS *et al.* (1999) han realizado un estudio mineralógico y geoquímico de los depósitos de cobre que albergan las Formaciones Campodarbe y Uncastillo.

Las gravas de las terrazas cuaternarias son los recursos geológicos más explotados. Se han reconocido varias excavaciones en las terrazas antiguas del río de Farasdués, en el saso de Biota y en las terrazas recientes de los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia. Sin embargo, sólo las de este último son objeto de explotación actual.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTO, F., GUTIERREZ, M., IBAÑEZ, M.J., MACHIN, J., PEÑA, J.L., POCOVÍ, A. y RODRIGUEZ, J., (1984). "El Cuaternario de la depresión del Ebro en la Región Aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes". *Public. Esp. Univ. de Zaragoza*. 217 pp....
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1952). "Estudio geológico de la zona Subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. 1er Congr. Inst. Est. Pirenaicos. t. I, secc. 2*, 327-350.
- ALVAREZ-SIERRA, M.A., DAAMS, R., LACOMBA, J.I., LOPEZ-MARTINEZ, N. y SACRISTAN-MARTIN, M.A., (1987). "Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". *Münchner Geowiss. Abh. (A) 10*, 43-48.
- 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. (1994a). "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. (1994b). "Paleogeografía del intervalo Ageniense superior-Aragoniense inferior (UTS U3-N1) en el sector noroccidental aragonés de la Cuenca del Ebro". *II Congreso del Grupo Español del Terciario. Simposio IGCP 324*, 231-234. *Jaca (Huesca)*....
- ARENAS, C. y PARDO, G. (1996). "Latest Oligocene-early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: faies models and structural controls". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21, 277-296....
- ARENAS, C. y PARDO, G. (2000). "Neogene Lacustrine Deposits of the North-Central Ebro Basin, Northeastern Spain. In: Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.), *Lake Basins through space and time*". *A.A.P.G. Studies in Geology*, 46, 395-406....
- 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, 65-89....
- CASTIELLA, J.; SOLE, J., y DEL VALLE, J. (1978). "Mapa Geológico de Navarra, E. 1:200 000". *Diputación Foral de Navarra, Dirección de Obras Publicas, Servicio Geológico*....

- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENA, J., (1966). "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Sta. Cilia (río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Com. IGME*, 83, 7-13. ...
- CRUSAFONT, M. y PONS, J. M., (1969). "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N de la provincia de Huesca". *Act. Geol. Hispanica*, IV, 5, 124-125.
- DALLONI, M., 1910: "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Mem. des Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, 444 pp....
- FRIEND, P. F., (1989). "Space and time analysis of river systems illustrated by Miocene systems of the northern Ebro basin in Aragon, Spain". *Rev. Soc. Geo. España*, 2: 55-64.
- FRIEND, P.F., SLATER, M.J. y WILLIAMS, R.C. (1979). "Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain". *J. Geol. Soc. London*, 136, 39-46.
- 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. Iberica*. 10, *Fluvial sedimentation in Spain*, 9-30.
- HIRST, J. P.P. (1983). "Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca province, Spain". *Ph D. Thesis, University of Cambridge (inédita)*. 247 pp....
- HIRST, J. P.P. y NICHOLS, G. J. (1986). "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Spec. Publs. I.A.S.*, 8, 247-258....
- HOGAN, P. J. (1991). "Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain". *Ph. D. Thesis, Univ. of Southern 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....
- JUPP, P.E., SPURR, B.D., NICHOLS, G.J. y HIRST, J.P.P. (1987). "Statistical estimation of the apex of a sediment distribution system from paleocurrent data. *Mathemat.*". *Geol.*, 19, 319-333.

- MALLADA, L. (1878). "Descripción física y geológica de la Provincia de Huesca". *Mém. Com. del Mapa Geológica de España. Madrid.* ...
- MILLÁN, H. (1996). "Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis doctoral (inérita)", *Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza.*
- MILLÁN, H., POCOVÍ, A. y CASAS, A. (1995). "El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despeque". *Rev. Soc. Geol. España, 8, 73-90.*
- NICHOLS, G. J., (1984). "Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Ph D. Thesis, University of Cambridge (inedita). 243 pp...*
- NICHOLS, G. J., (1987). "Structural controls on fluvial distributary systems- the Luna system, northern Spain". In: *Ethridge, F.G. and Harvey, M.D. (Eds.) S. E. P. M.. Spec. Publ. 39, 269-277...*
- PARDO, G., VILLENA, J. y GONZÁLEZ, A. (1989). "Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario". Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. In: Vera, J.A. (ed.), "División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas", *Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4), 199-221....*
- PUIGDEFABREGAS, C., (1975). "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos. 104, 188 pp...*
- QUIRANTES, J., (1969). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros". *Tesis Doc. Univ. Granada. Inédita.*
- QUIRANTES, J., (1978). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros". *Institución. Fernando el Católico (CSIC). Zaragoza. Tesis Doctorales, 27, 207 pp. ...*
- RIBA, O., VILLENA, J. y QUIRANTES, J. 1967. "Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (Provincia de Zaragoza)". *An. Edafol. Agrobiol, 26, 617-34....*
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J., (1983). "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva del Ebro". *Libro Jubilar J.Mª Ríos. Geología de España, T.2, I.G.M.E. 131-159....*

- SALAZAR, M. y COSTA, J. M^a. (1995). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2ª Serie", Hoja N° 284 (*Ejea de los Caballeros*) IGME. 75 pp....
- SOLZER, G. (1934). "Geologie der Sudpyrenaische Sierren in Ober- Aragonien". *Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. b 370-406. Traducción española (1948)- C.S.I.C. Public. Extr. Geol. de España. 4, 185-230.
- SOLE, J. (1976). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2ª Serie", Hoja N° 245 (*Sádaba*) I.G.M.E.....
- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C., (1970). "Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental". *Pirineos*, 96, . 5-19....
- SUBÍAS, 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". *Symposium of the Mineralogical Society of South Africa, Silverton (South Africa), abstracts*, 124-128....
- VILLENA, J., PARDO, G., PÉREZ, A. MUÑOZ, A. y GONZÁLEZ, A. (1996). "The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro" Basin: sequence stratigraphy. In: Friend, P. y Dabrio, C.J. (eds.), "Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic record of Crustal Kinematics". *World and Regional Geology*, 6, 77-82. Cambridge Univ. Press.