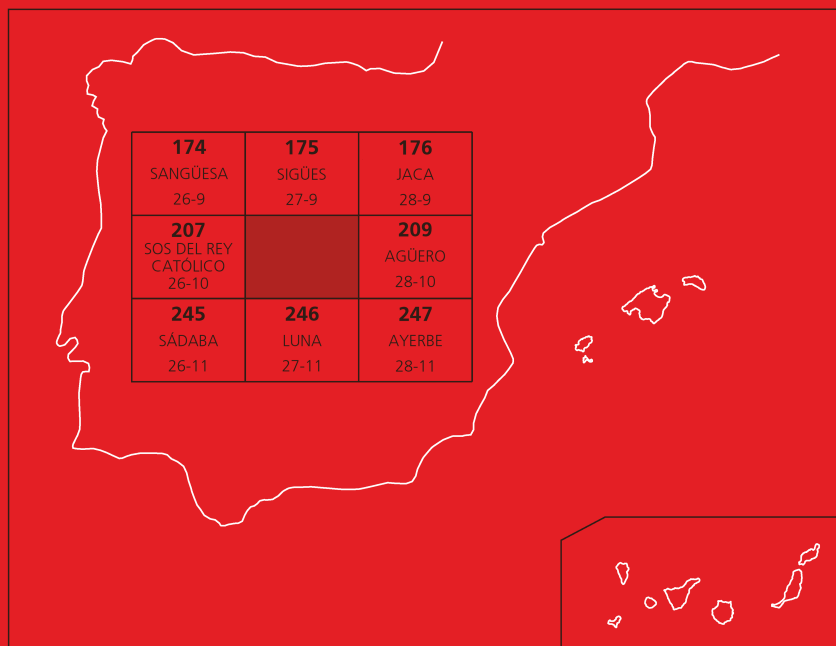




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



UNCASTILLO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

UNCASTILLO

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: 978-84-7840-780-4
Depósito legal: M-9556-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Uncastillo-208) 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

- A. Teixell Cacharo (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- M.J. Montes Santiago (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- C. Arenas (Universidad de Zaragoza). Cartografía Geológica y Memoria.
- E.A. Garrido Schneider (IGME). Hidrogeología y Memoria.

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
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA.....	7
1.2. ANTECEDENTES.....	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. TRIÁSICO	8
2.1.1. Lutitas rojas con areniscas y yesos (1).....	8
2.1.2. Calizas micríticas tableadas (Muschelkak superior) (2).....	8
2.1.3. Lutitas versicolores y carniolas (Keuper) (3).....	9
2.2. BRECHAS DOLOMÍTICAS (JURÁSICO) (4).....	9
2.3. CALCARENITAS Y CALIZAS BIOCLÁSTICAS (CRETÁCICO SUPERIOR) (5).....	9
2.4. ARCILLAS Y ARENISCAS ROJAS (FACIES GARUMNIENSE) (6).....	10
2.5. EOCENO MARINO.....	10
2.5.1. Calizas bioclásticas (calizas de Guara) (7).....	10
2.5.2. Margas grises (margas de Arguís) (8).....	11
2.5.3. Calizas bioclásticas y areniscas grises laminadas (9), Areniscas y lutitas grises laminadas (Arenisca de Yeste-Arrés) (10)	11
2.6. GRUPO DE CAMPODARBE	12
2.6.1. Lutitas rojas y niveles tabulares de areniscas y calizas con gasterópodos (11)	13
2.6.2. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales, localmente con “lag” microconglomerático (mg) (12).....	14
2.6.3. Areniscas en paleocanales con “lag” microconglomerático y lutitas rojas (13).....	15
2.6.4. Lutitas rojas y niveles de areniscas en paleocanales (14).....	16
2.7. FORMACIÓN DE UNCASTILLO	16
2.7.1. Conglomerados masivos (15, 17, 19 y 21).....	18
2.7.2. Areniscas, lutitas ocreas y conglomerados en paleocanales (16).....	20
2.7.3. Areniscas en paleocanales y lutitas ocreas (18, 20 y 22).....	20
2.8. CUATERNARIO.....	21
2.8.1. Gravas y lutitas: glacis y terrazas altas (23).....	21
2.8.2. Gravas, arenas y lutitas: terrazas bajas y fondo de valle (24).....	21
2.8.3. Derrubios de ladera (25).....	21

3. TECTÓNICA	22
3.1. EL SINCLINORIO DEL GUARGA.....	22
3.2. LAS SIERRAS EXTERIORES.....	23
3.3. EL SECTOR SITUADO AL OESTE DE LA TERMINACIÓN DE LAS SIERRAS EXTERIORES.....	25
3.4. LA CUENCA DEL EBRO.....	25
3.5. EDAD DE LAS DEFORMACIONES.....	26
4. HISTORIA GEOLÓGICA	27
5. MORFOLOGÍA	29
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	29
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	29
5.2.1. Estudio morfoestructural.....	29
5.2.2. Estudio del modelado.....	31
5.2.2.1. Laderas.....	31
5.2.2.2. Formas fluviales.....	32
5.2.2.3. Formas poligénicas.....	33
5.2.2.4. Formas antrópicas.....	34
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	34
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA).....	35
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	36
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	37
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	37
6.1.1. Climatología.....	37
6.1.2. Hidrología.....	37
6.1.3. Características hidrogeológicas.....	38
6.1.3.1. U.H. nº 18: Santo Domingo-Sierra de Guara.....	38
6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico del Terciario Continental.....	39
6.1.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario.....	40
6.2. RECURSOS MINERALES.....	41
7. BIBLIOGRAFÍA	43

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Uncastillo comprende parte de las provincias de Zaragoza y Huesca, además de unos pequeños enclaves de Navarra situados en las proximidades de la localidad de Petilla de Aragón. Desde el punto de vista geológico se halla en la zona límite entre la cordillera Pirenaica y la cuenca del Ebro. El frente meridional sur de la Cordillera Pirenaica está constituido por las Sierras Exteriores, las cuales se reconocen en la parte noreste de la Hoja. Estas sierras separan la Cuenca de Jaca, incorporada en el edificio orogénico pirenaico, de la Cuenca del Ebro, situada en su antepaís meridional. Hacia la parte occidental de la Hoja las Sierras Exteriores se sumergen bajo los materiales oligocenos y pierden su entidad morfoestructural, con lo que la separación entre las cuencas de Jaca y del Ebro queda poco definida estructuralmente. En este sector, los depósitos de ambas cuencas muestran, a nivel de superficie, continuidad estratigráfica. Su separación viene marcada por un cambio litológico brusco (paso de areniscas y lutitas del Grupo Campodarbe en la Cuenca de Jaca a conglomerados y areniscas de la Formación Uncastillo en la Cuenca del Ebro), junto con un cambio en las paleocorrientes de E-W a N-S (PUIGDEFABREGAS, 1975).

En las Sierras Exteriores afloran materiales mesozoicos y eocenos, en los que predominan las facies carbonáticas y lutíticas de origen marino. Al Norte y NW de las Sierras Exteriores, los materiales del Eoceno superior-Oligoceno inferior de la cuenca de Jaca están formados esencialmente por areniscas y lutitas de origen fluvial (Grupo de Campodarbe de PUIGDEFABREGAS, 1975), mientras que al Sur de las Sierras Exteriores se reconocen facies conglomeráticas y lutítico-arenosas aluviales, pertenecientes al Oligoceno superior-Mioceno (Formación de Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Desde el punto de vista morfológico, la Hoja de Uncastillo se caracteriza por un relieve montañoso bastante accidentado, aunque con desniveles generalmente poco importantes. Las mayores altitudes se sitúan en la franja de rocas competentes de las Sierras Exteriores (culminando en 1523 m en la sierra de Santo Domingo), así como en los relieves conglomeráticos que se encuentran más al sur (i.e. Puig Moné, 1293 m). En el resto de la Hoja el relieve sigue siendo quebrado, y la red fluvial se halla notablemente encajada, con formas de acumulación poco importantes.

1.2. ANTECEDENTES

La primera edición del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de la Hoja de Uncastillo se debe a RÍOS y ALMELA (1954). Por otra parte, la estratigrafía y tectónica de las Sierras Exteriores ha sido estudiada específicamente por diversos autores (SELZER, 1934; ALMELA y RÍOS, 1951; PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973; NICHOLS, 1984, 1987; POCOVÍ *et al.*, 1990; MILLÁN *et al.*, 1995; MILLÁN, 1996). Desde las primeras publicaciones se conoce bastante bien la sucesión estratigráfica, mientras que la compleja disposición estructural ha sido objeto de variadas interpretaciones.

Los grandes rasgos de la estratigrafía de los materiales de las Sierras se enumeran en los trabajos más antiguos (MALLADA, 1878; DALLONI, 1910; SELZER, 1934; RÍOS y ALMELA, 1954). Las series arenoso-lutíticas fluviales del Grupo de Campodarbe han sido estudiadas, conjuntamente con las del resto de la cuenca de Jaca, por PUIGDEFABREGAS (1975). Los materiales conglomeráticos y lutítico-arenosos que los suceden en la Cuenca del Ebro

(Formación de Uncastillo) han sido analizados también por el último autor citado, y más recientemente por NICHOLS (1984), y HIRST y NICHOLS (1986), ARENAS (1993) y ARENAS y PARDO (1994a, b; 1996). PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973), POCOVI *et al.* (1990), ARENAS (1993) y ARENAS *et al.* (1990, 2001) proponen la relación de estos materiales (y de los equivalentes en la vecina Hoja de Agüero) con la evolución estructural de las Sierras Exteriores. De todos estos trabajos se dará referencia en los capítulos temáticos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos representados en la Hoja son de edad triásica, y están constituidos por lutitas y calizas. Sobre éstos se disponen las facies calcareníticas del Cretácico superior en la mayor parte de las Sierras Exteriores. No obstante, en la base de la unidad cabalgante de San Felices (afloramiento del área de San Miguel del Liso), por debajo del Cretácico superior aparecen brechas dolomíticas de edad jurásica. Las calcarenitas del Cretácico superior son sucedidas, en el ámbito de la Hoja, por las series terrígenas rojas en facies Garumniense, cuya edad precisa es difícil de determinar. Por encima se encuentran materiales calcáreos y margosos ricos en fauna eocena, que dan paso a una potente serie de areniscas y lutitas rojas pertenecientes al Eoceno superior-Oligoceno inferior (Grupo de Campodarbe). Esta gran unidad está sucedida a su vez por varios niveles de conglomerados masivos, que evolucionan lateralmente hacia el sur a facies lutítico-arenosas (Formación de Uncastillo, Oligoceno superior-Mioceno inferior).

2.1. TRIÁSICO

La presencia de materiales triásicos en las Sierras Exteriores fue descrita originalmente por MALLADA (1878). La secuencia correcta en la que se presentan los materiales atribuidos a esta edad (dos tramos esencialmente arcillosos con una intercalación calcárea en facies Muschelkalk) fue reconocida por SELZER (1934). Aunque no se ha encontrado fauna con valor cronostratigráfico en estos materiales, por su facies característica todos los autores precedentes coinciden en la asignación de edad.

2.1.1. Lutitas rojas con areniscas y yesos (1)

Esta unidad es la más antigua que aflora en la Hoja, hallándose en el núcleo del anticlinal de Santo Domingo. Generalmente se presenta en afloramientos escasos y de reducidas dimensiones, que la muestran constituida por lutitas rojas o granates, con algún nivel esporádico de arenisca o de yeso. No obstante, su carácter incompetente desde el punto de vista morfoestructural da lugar a zonas deprimidas fácilmente separables cartográficamente de los crestones calizos de las unidades estratigráficas adyacentes. La potencia expuesta de esta unidad es difícil de determinar, pudiéndose situar en torno al centenar de metros.

2.1.2. Calizas micríticas tableadas (Muschelkalk) (2)

Esta unidad se encuentra por encima de la anterior en ambos flancos de anticlinal de Santo Domingo, aunque también puede ocupar el núcleo fallado de esta estructura. Está constituida por calizas de grano fino, a veces dolomíticas, de color gris claro, que deviene amarillento en superficies alteradas. Generalmente presentan un aspecto tableado, con estratificación de escala centimétrica-decimétrica. En la parte más oriental de la sierra de Santo Domingo (corte del barranco de Ferreras) se ha reconocido además una intercalación de varios metros

de espesor constituida por calizas nodulosas rosadas con estratificación masiva. Ocasionalmente se encuentran bioclastos dispersos, entre los que se reconocen fragmentos de bivalvos. La potencia total de las calizas del Muschelkalk varía entre 70-100 m.

2.1.3. Lutitas versicolores y carniolas (Keuper) (3)

Consisten en lutitas de tonalidades verdosas y rojizas, en las que se intercalan calizas dolomíticas oquerosas de color ocre (carniolas). Las coloraciones verdes dominan hacia la parte inferior de la serie, mientras que la parte superior suele ser más rojiza. Hacia la vecina Hoja de Agüero, pueden existir así mismo niveles de yeso. La potencia total de esta unidad es muy variable, debido probablemente tanto a la deformación como a una posible disposición erosiva del Cretácico superior suprayacente. El espesor máximo puede estimarse en unos 125 m en la vertiente meridional de la sierra de Santo Domingo, mientras que en algunas zonas de la vertiente septentrional (i. e. al NW de la ermita de Santo Domingo), puede ser de 10 m o incluso menor.

2.2. BRECHAS DOLOMÍTICAS (JURÁSICO) (4)

Las rocas de edad jurásica fueron reconocidas originalmente en las Sierras Exteriores por NICHOLS (1984), concretamente en la base de la lámina cabalgante de San Felices. En la Hoja de Uncastillo estas rocas se presentan en la terminación occidental de la mencionada unidad estructural, en las proximidades de la ermita de San Miguel de Liso. Están representadas por brechas dolomíticas y calcáreas de color gris-rosado o amarillento, con aspecto masivo y estratificación poco definida. Los clastos son de dimensiones variables (de centimétrica a métrica), y están compuestos por dolomías y calizas dolomíticas. La matriz se halla casi siempre muy recristalizada. El espesor aflorante en la Hoja es de casi 100 m.

Estos materiales presentan una facies que se asemeja mucho a la de la formación Cortes de Tajuña, del Lías de la Cordillera Ibérica (GOY *et al.*, 1976). En niveles estratigráficamente superiores en la vecina Hoja de Agüero, bajo el Cretácico superior allí discordante, COMAS *et al.* (1989) encontraron fauna del Domeriense y Toarciense inferior.

2.3. CALCARENITAS Y CALIZAS BIOCLÁSTICAS (CRETÁCICO SUPERIOR) (5)

Estos materiales se disponen directamente sobre el Keuper en la sierra de Santo Domingo y sobre las brechas jurásicas en San Miguel del Liso. A pesar del hiato y de su disposición erosiva, las rocas del Cretácico superior se observan en aparente concordancia sobre las formaciones citadas, tal como se intuye tanto a escala de afloramiento como de la inspección del mapa geológico.

Litológicamente están constituidas en la base por calcarenitas con granos de cuarzo y bioclastos, de colores marrones y ocre. Hacia la parte superior se encuentran calizas menos arenosas de tonalidad gris, con grandes fragmentos de rudistas y otros bioclastos (DALLONI, 1910). Las facies calcareníticas suelen ser muy ferruginosas, con frecuentes concentraciones de óxidos de hierro que les confieren localmente tonalidades rojizas. La estratificación suele estar bien definida, y frecuentemente se encuentran estructuras tractivas de tipo laminación paralela y cruzada. Entre los bioclastos se reconocen fragmentos de briozoos, rudistas, ostreidos, etc.

En la base de la unidad suele encontrarse un nivel de micro-brechas con clastos de caliza y carniola, y abundantes fragmentos de ostreidos y de equínidos. Estas brechas son así mismo marcadamente ferruginosas, con una tonalidad granate oscuro y ocre. El espesor total de la

unidad cretácica se sitúa en torno a los 80-100 m. Su edad en la Hoja fue considerada senoiense por RÍOS y ALMELA (1954), sobre la que no han podido hacerse más precisiones. En el ámbito de las Sierras Exteriores, SOUQUET (1967) considera que el Maastrichtiense en facies marinas no está representado y que los materiales presentes pueden incluir el intervalo Santoniense-Campaniense (ver también MOLINA, 1985).

2.4. LUTITAS Y ARENISCAS ROJAS (FACIES GARUMNIENSE) (6)

Sobre las calizas con fauna marina anteriormente descritas se sitúa una serie de lutitas y areniscas rojas de origen continental, correspondiente a la facies Garumniense característica. Las lutitas tienen tonalidades rojizas-granates y decoloraciones verdosas; las capas de arenisca presentan espesores métricos y frecuentes geometrías canalizadas, con estructuras internas de corriente. La potencia del conjunto puede cifrarse en unos 50-60 m.

Estas facies están desprovistas de fauna, con lo que su asignación de edad es problemática. La facies Garumniense en el ámbito surpirenaico es considerada tradicionalmente de edad Cretácico terminal-Paleoceno (ver p.e. DALLONI, 1910). En algunas zonas de la vecina Hoja de Agüero, estas facies se observan sucedidas mediante una transición aparentemente gradual por las calizas de Guara (NICHOLS, 1984), con lo que podrían incluir parte del Eoceno inferior. En cualquier caso, dado el reducido espesor de la facies Garumniense en la Hoja, debe esperarse que la representación de las unidades cronoestratigráficas mencionadas sea muy incompleta.

2.5. EOCENO MARINO

2.5.1. Calizas bioclásticas (calizas de Guara) (7)

Esta unidad, característica en grandes extensiones de afloramiento en las Sierras Exteriores aragonesas, se reconoce también en la Hoja de Uncastillo, aunque con características algo diferentes y espesor menor del habitual. Está integrada por calizas compactas de color gris o marrón claro con abundantes restos fósiles. Entre estos se cuentan foraminíferos (*Alveolina*, Miliólidos, *Nummulites*, *Discocyclina*), fragmentos de algas rodofíceas, ostreidos, etc. Descrita por la mayoría de los autores que estudiaron con anterioridad las Sierras, esta unidad fue definida como formación por PUIGDEFABREGAS (1975).

La sucesión que se encuentra en el flanco norte de la estructura antiformal de Santo Domingo es algo diferente de la del flanco sur. En el flanco norte (corte del barranco de Ferreras, uno de los pocos donde puede ser estudiada), tiene un espesor de 70-80 m y presenta un tramo basal de hasta 3 m de espesor de areniscas calcáreas de grano fino con laminación paralela. Este tramo terrígeno es característico de la base de las calizas de Guara en otras partes de las Sierras Exteriores. Por encima de él, la mayor parte de la serie está formada por calizas bioclásticas masivas de tipo "packstone" con Alveolinas y Miliólidos, las cuales contienen delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino o limos laminados. Los últimos 20 m están compuestos por calizas masivas poco aflorantes o accesibles en la Hoja, pero que en la vecina Hoja de Agüero contienen nummulítidos de grandes dimensiones (GARCIA-SAN-SEGUNDO y MONTES, en prensa).

En el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo los afloramientos son notablemente mejores y la unidad que nos ocupa puede estudiarse en bastantes cortes. Su espesor allí se sitúa también en torno a 80 m, valor que se reduce hacia el SE, hacia la Hoja de Agüero. Sin

embargo, a diferencia de lo usual en el flanco norte, está compuesta principalmente calizas arenosas bioturbadas con pocos restos de foraminíferos. Por el contrario, entre los bioclastos predominan los fragmentos de bivalvos (con pectínidos localmente muy abundantes) y algas rodofíceas, que confieren tonalidades blancas a los bancos donde son abundantes (especialmente en los últimos 2-3 m de la unidad). La glauconita es común en la mayor parte de la sucesión. En la vecina Hoja de Agüero, hacia el techo puede encontrarse también un tramo rico en Discocyclus, que pasa de manera gradual a las suprayacentes margas de Arguís.

RIOS y ALMELA (1954) citan la presencia de *Alveolina elongata* y *Nummulites perforatus*, indicadores de una edad Luteciense, aunque no precisan los niveles en que fueron hallados. Esta edad es coherente con la asignada recientemente a las calizas de Guara en otras partes de las Sierras Exteriores (CANUDO *et al.*, 1988). Por otra parte, PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973) consideran que en el corte del río Gállego, en la vecina Hoja de Agüero, la parte alta de las calizas de Guara puede incluir el "Biarritziense" (Bartoniense).

2.5.2. Margas grises (margas de Arguís) (8)

Esta unidad, definida por PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973), corresponde a un potente paquete de margas grises y azuladas que aflora por encima de las calizas de Guara en ambos flancos de la sierra de Santo Domingo y en San Miguel del Liso. Así mismo, se encuentra en un pequeño afloramiento en el núcleo de un anticlinal situado en el extremo NE de la Hoja. Hacia la parte superior, las margas pueden contener delgadas intercalaciones de areniscas finas, que se hacen más frecuentes hacia la vecina Hoja de Agüero. El contenido faunístico es pobre en los afloramientos de la Hoja de Uncastillo; RIOS y ALMELA (1954) citan la existencia de escasos restos de *Nummulites* y pectínidos.

En la sierra de Santo Domingo, el espesor de esta unidad aumenta de Sur a Norte; así, en un corte realizado en la parte oriental de la sierra (corte III-III'), se registran unos 300 m en la vertiente sur, mientras que en la vertiente septentrional la potencia es de 600-700 m. En sentido longitudinal a la dirección de la sierra, el espesor total disminuye hacia el Oeste (comparar los cortes II-II' y III-III'). En la unidad alóctona de San Felices esta unidad se dispone en "onlap" sobre las calizas de Guara. El sentido de "onlap" aparente es hacia el Oeste: así, en el extremo occidental de la unidad alóctona, en las proximidades de la ermita de San Miguel del Liso, la potencia se limita a 150 m o es incluso menor (una cierta componente de deformación interna puede ser también responsable en parte de este pequeño espesor).

Las margas de Arguís fueron interpretadas por PUIGDEFABREGAS (1975) como facies de plataforma externa en relación con medios deltaicos hacia zonas más proximales (al Este), y representan una profundización relativa del perfil deposicional en relación a las calizas de plataforma de Guara. Según las dataciones mediante foraminíferos (CANUDO *et al.*, 1988) obtenidas en el área tipo de Arguís, y la magnetoestratigrafía de HOGAN (1991) obtenida en las proximidades de Salinas, su edad puede considerarse Bartoniense-Priaboniense medio.

2.5.3. Calizas bioclásticas y areniscas grises laminadas (9), Areniscas y lutitas grises laminadas (Arenisca de Yeste-Arrés) (10)

Estas litologías corresponden a las denominadas "facies de transición" por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), que se sitúan entre las formaciones marinas previamente descritas y el Grupo continental de Campodarbe. En la Hoja de Uncastillo, corresponden principalmente a areniscas de color gris y pátina ocre alternando con lutitas en capas plano-paralelas de espe-

sor centimétrico, frecuentemente con laminación interna también paralela. Localmente se reconocen también "ripples" de oleaje, así como estructuras "flaser" y "linsen". Estas facies fueron estudiadas por PUIGDEFABREGAS (1975), que las denominó areniscas de Yeste-Arrés y les asignó un origen litoral de tipo restringido. Su potencia es de unos 40-60 m.

En el flanco sur del anticlinal de Salinas y en el área de San Miguel del Liso, en la base de estas areniscas se encuentra un banco de unos 5 m de calizas bioclásticas y arrecifales con corales, algas y bivalvos. Estas calizas tienen normalmente una marcada expresión en el relieve, como se aprecia por ejemplo en los espectaculares crestones calizos a los que da lugar en el área del nacimiento del río Arba de Luesia. Cuando este nivel calcáreo está presente, se indica el conjunto de calizas y areniscas laminadas con la numeración (9) en la cartografía. Las calizas desaparecen hacia el Norte en las proximidades del afloramiento de la charnela del anticlinal de Santo Domingo, de tal manera que en su flanco septentrional, las facies de transición están constituidas únicamente por las areniscas y lutitas laminadas (número 10 en la cartografía).

En los tramos equivalentes a esta unidad en el corte de Salinas (Hoja de Agüero), HOGAN (1991) encuentra el cron magnetostratigráfico 15, que corresponde a la parte alta del Priabonense medio. Esta edad es coherente con la atribuida a las facies correlativas en la Hoja de Jaca (TEIXELL, 1994), al Norte del sinclinorio del Guarga.

2.6. GRUPO DE CAMPODARBE

El Grupo Campodarbe (MUTTI *et al.* 1972), fue estudiado extensamente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975), a quienes se deben las primeras aportaciones estratigráficas y sedimentológicas. Más recientemente JOLLEY y HOGAN (1989), HOGAN (1991) y MONTES (1992) aportan nuevos datos sedimentológicos, magnetoestratigráficos y estratigráficos respectivamente.

Esta unidad corresponde a una potente serie, constituida por una alternancia de cuerpos de areniscas y/o conglomerados en paleocanales, con lutitas y limolitas de tonos pardos y rojizos. El origen de estos sedimentos es continental, esencialmente fluvial y aluvial. Esta extensa serie continental es el relleno más moderno de la Cuenca de Jaca y ocupa el núcleo del Sinclinorio del Guarga, que se extiende desde el Oeste del Anticlinal de Boltaña hasta Navarra, con una dirección ESE-WNW.

Dentro de esta vasta serie detrítica que abarca gran parte de la superficie de esta Hoja y de las adyacentes, se han distinguido y cartografiado varias unidades, atendiendo a sus características litológicas y de facies. Las relaciones verticales y laterales de estas unidades a lo largo del Sinclinorio del Guarga, ponen de manifiesto que dichas unidades son litofacies genéticamente relacionadas con procesos y medios sedimentarios que corresponden a sistema deposicionales de tipo aluvial y/o fluvial.

En estos sistemas deposicionales se reconocen discontinuidades que representan cambios, relativamente bruscos, en la polaridad sedimentaria (progradación-retrogradación) y/o discordancias. Estos límites, observables sobre todo en las zonas proximales de los sistemas aluviales y fluviales (Norte y NE del sinclinorio), se han representado en la cartografía mediante líneas de capa con carácter isócrono consignadas con letras (A, B, C,...) ordenadas de más antigua a más moderna. Cuando estos límites coinciden con un cambio vertical de facies, y por consiguiente con un cambio de unidad cartográfica dado el criterio cartográfico adoptado, se representa con un contacto normal. Cuando no separan litofacies diferentes y, por lo

tanto, transcurre dentro de una misma unidad cartográfica, se han representado como líneas de capa o líneas cronoestratigráficas.

En la cartografía de PUIGDEFABREGAS (1975) y MONTES (1992) se observa que una buena parte del Grupo Campodarbe pasa lateralmente hacia el NW a facies de transición (Fm. Belsüe-Atarés, y arenisca de Yeste-Arrés) y de plataforma (Fm. Margas de Pamplona-Arguís). Este hecho, que ha sido cartografiado con más detalle en las Hojas de MAGNA más orientales (Agüero-209, Jaca-176, Sabiñánigo-177, Yebra de Basa-210 y Apiés-247), es el responsable de que las líneas cronoestratigráficas inferiores (A, B, C, D) no aparezcan dentro del Grupo Campodarbe en la Hoja de Uncastillo, estando sin diferenciar dentro de la Formación Margas de Pamplona-Arguís y en las facies de transición.

Estas líneas de capa o cronoestratigráficas separarían a sistemas deposicionales en la terminología de MONTES (1992). A su vez, éstos se pueden agrupar en complejos sedimentarios cuyos límites corresponden a discontinuidades de mayor rango, como discordancias o variaciones importantes en la paleogeografía de la cuenca (MONTES, 1992). Estos complejos sedimentarios son equivalentes a las formaciones definidas previamente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970):

- Complejo sedimentario de Campodarbe (Formación de Campodarbe).

Contiene las litologías comprendidas entre la discordancia de Campodarbe y su prolongación cartográfica (línea A, en las hojas de Yebra de Basa-210; Boltaña-211) y la discontinuidad marcada por la línea D que equivale al final de la sedimentación marina en la Cuenca de Jaca. Su edad es Priabonense inferior y medio.

- Complejo sedimentario de Anzánigo (Formación de Anzánigo) .

Tiene por base el complejo sedimentario de Campodarbe (línea D) y su límite superior viene determinado por la instalación de los sistemas aluviales de San Juan de la Peña y de Peña Oroel. El límite superior, línea F en la cartografía, se corresponde con la base de las primeras entradas de conglomerados masivos de San Juan de la Peña y Peña Oroel (Hoja de Jaca-176) y su prolongación cartográfica. Incluye a sedimentos continentales que no tienen una equivalencia lateral con unidades marinas. Su edad es Priabonense superior-Estampiense inferior.

- Complejo sedimentario de Bernués (Formación de Bernués).

Tiene por base el anterior complejo sedimentario (línea F) y abarca los materiales más modernos dentro del Sinclinatorio del Guarga. Su edad es Estampiense medio-superior?.

Las unidades cartográficas que se han distinguido dentro de la Hoja de Uncastillo son las siguientes:

2.6.1. Lutitas rojas y niveles tabulares de areniscas y calizas con gasterópodos (11)

Aflora en ambos flancos de los anticlinales de Lobera y Santo Domingo, así como en el flanco Sur del anticlinal de Botaya cuya traza se encuentra cartografiada en la esquina NE de la Hoja. En los flancos del anticlinal de Santo Domingo se sitúa concordante sobre las unidades 9 y 10. Así mismo forma parte de la unidad estructural de San Felices, ocupando el núcleo del Anticlinal de Riglos en la vecina Hoja de Agüero-209. Aquí, su base es el nivel bioclásti-

co de Carcavilla-Santo Domingo (unidad 13). En las proximidades del puerto de Santa Bárbara (NW) también se ha cartografiado esta unidad como paso lateral de la unidad 19.

Esta unidad está caracterizada por alternancias de lutitas rojas y niveles tabulares de arenisca. Los tramos lutíticos son los más abundantes y presentan intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino con laminación paralela y también de color rojo, así como capas centimétricas de caliza micrítica con gasterópodos y signos de edafización, situadas generalmente a techo de las areniscas. La presencia de estas calizas ha servido para diferenciar esta unidad de la suprayacente (12), en la que aparecen en mucha menor proporción. Las areniscas se presentan en capas entre 1 y 3 m de espesor, son de grano medio a fino principalmente y en ellas pueden observarse estratificación cruzada en surco y "ripples" de corriente. Normalmente presentan una morfología tabular, aunque a veces se observan algunos cuerpos con morfologías convexas y otros con forma de canal. Esporádicamente es posible observar en las areniscas estructuras de acreción lateral. Las direcciones de paleocorrientes apuntan hacia el W y WNW.

La potencia de esta unidad es variable, observándose el máximo espesor en la columna de Sierra de Salina-Ferrera (2.000 m), y el mínimo en la columna de San Miguel del Liso al Sur del anticlinal de Santo Domingo (550 m), aunque en esta última localidad su techo está trunco por discordancia.

Esta unidad se interpreta como sedimentos de llanura aluvial distal, con desarrollo de depósitos de avenida en lámina, cauces sinuosos (acreción lateral) y canales inestables poco sinuosos (cuerpos canaliformes laxos). Representaría las facies distales de los importantes sistemas fluviales situados más al Este (Hoja de Agüero-209) representado por la Unidad 17 del que constituye su paso lateral hacia el Oeste (flanco Sur del Anticlinorio de Santo Domingo) y NO. (núcleo del anticlinal de Botaya).

La edad de esta unidad, deducida de los estudios magneto-estratigráficos de HOGAN (1991), es Priabonense superior-Stampiense inferior. La isocrona del límite Eoceno-Oligoceno (línea E) estaría contenida en el interior de la presente unidad cartográfica.

2.6.2. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales, localmente con "lag" microconglomerático (mg) (12)

Aflora en ambos flancos del sinclinal de Longás (NE. de la Hoja), así como en los flancos meridionales de los anticlinales de Santo Domingo y Lobera. Al Sur de este último anticlinal, se ha cartografiado una falla sobre la que se apoya la base de la unidad.

Como en la unidad anterior, se caracteriza por presentar una litología alternante de lutitas y areniscas. Las lutitas, que dominan sobre las areniscas, contienen intercalaciones de niveles de arena fina y limolitas con "ripples" de corriente y bioturbación debida a raíces, así como signos de pedogénesis. Una de las características más destacables de estas lutitas es la coloración pardo-amarillenta que presentan, hecho que facilita su identificación en el campo. Las capas de areniscas se presentan en cuerpos poco potentes y de escasa continuidad lateral, con una morfología canaliforme muy acusada y con abundancia de estructuras de acreción lateral. Internamente se organizan en secuencias positivas tanto en tamaño de grano (medio a fino) como en estructuras (estratificación cruzada de "megaripples" a "ripples" de corriente). Las direcciones de paleocorriente apuntan hacia el NO., Oeste y SO. A techo de alguno de los canales de arenisca, así como entre las lutitas, se observan delgados niveles de caliza

micrítica con gasterópodos, charáceas, pisolitos, etc. Dichas calizas, parecidas a las de la unidad anterior (11), son mucho menos frecuentes en proporción que en aquella.

En las columnas de Petilla y Luesia se han medido para esta unidad unos 1.800 m de serie. Esta potencia disminuye en los afloramientos de la zona NE de la Hoja (sinclinal de Longás) donde se han medido 1.100 m.

Esta unidad se interpreta como depósitos de sistema fluvial meandriforme, con canales sinuosos de pequeña entidad encajados en la llanura aluvial lutítica. Este tipo de facies representa una homogeneización de los tipos de sistemas fluviales que encontramos al Sur y Norte del Sinclinatorio del Guarga en las hojas adyacentes de Agüero (209) y Jaca (176). Respecto a los sistemas fluviales del Sur, representa un cambio en el estilo meandriforme de dichos sistemas, pasándose aquí a cauces más encajados en la llanura de inundación la cual, a su vez, es más potente. En cuanto a los sistemas del Norte, representa un estadio intermedio entre los abanicos aluviales de San Juan de la Peña y Peña Oroel y las facies más distales de llanura lutítica (Hojas de Jaca-176 y Agüero-209).

Al Sur del sinclinal de Santo Domingo los paleocanales tienen un "lag" microconglomerático de cuarzo y liditas. Dichos paleocanales hacia el NO. ya no se observan. La presencia de dicho "lag" en la base de los canales sugiere una cierta proximalidad de estos con respecto a los del resto de la unidad.

Su edad, deducida de los datos magnetoestratigráficos de HOGAN (1991) sería Priaboniense superior-Stampiense medio en su parte más baja.

2.6.3. Areniscas en paleocanales con "lag" microconglomerático y lutitas rojas (13)

Aflora en la zona oriental de la Hoja, al Sur del anticlinal de Santo Domingo. También se encuentran afloramientos en el sinclinal de Longás, en la esquina Noreste. Su base, en la zona más oriental del afloramiento, es una discordancia que fosiliza el cabalgamiento de la estructura de San Felices (ver apartado de Tectónica). Dicha discordancia angular es recubierta en "onlap" hacia el Este por los términos superiores de la unidad. Esta discordancia se pierde hacia el Oeste donde se observa paralelismo entre las capas con aparente continuidad sedimentaria (línea cronoestratigráfica G). Concordantemente, sobre el techo de la unidad, se encuentran los conglomerados de la Formación Uncastillo y su prolongación cartográfica (línea cronoestratigráfica 0).

Litológicamente se caracteriza por una alternancia de lutitas y areniscas rojas. Las areniscas presentan una ordenación interna granodecreciente, con tamaños de grano que oscilan entre grava en la base ("lag" microconglomerático) y arena fina a techo. Los cantos son de caliza, arenisca y sobre todo cuarzo. Las estructuras también presentan una ordenación en secuencias positivas, con estratificación cruzada debida a "megaripples" en las partes inferiores y "ripples" de corriente en el techo. Estas areniscas se presentan en capas entre 3 y 7 m de espesor, formando cuerpos de continuidad kilométrica, en los que a veces se observa su morfología canaliforme. En la base de las capas de arenisca son frecuentes los "scours", en donde se han medido paleocorrientes que apuntan hacia el NO. y Oeste. Los tramos lutíticos suelen presentar una coloración rojiza y están afectados por fenómenos pedogenéticos y bioturbación ("burrows"). Contienen frecuentes intercalaciones de areniscas de grano fino en las que se observan "ripples" de corriente. En los afloramientos del sinclinal de Longás, dichas intercalaciones son algo más abundantes.

Hacia el Oeste, la unidad pasa lateralmente a facies más distales (unidad 14), caracterizadas por la mayor presencia de tramos lutíticos y menor continuidad de las capas de areniscas.

La potencia de esta unidad en la columna de Luesia es de 1.400 m.

Se interpreta como depósitos fluviales meandriformes de cauces estables con una llanura de inundación bien desarrollada.

Una de las características más notables que presenta esta unidad, es la presencia de frecuentes mineralizaciones de cobre de cierta importancia en los bancos de arenisca, en el valle alto del río Arba de Biel (ver apartado de Geología Económica).

Por su posición estratigráfica, esta unidad se data como parte alta del Stampiense.

2.6.4. Lutitas rojas y niveles de areniscas en paleocanales (14)

Ocupa el núcleo del sinclinal de Longás en la esquina NO. de la Hoja y constituye los últimos materiales del Grupo de Campodarbe en la zona Noroccidental.

Litológicamente tiene muchas semejanzas con la unidad anterior, de la que es un paso lateral hacia el O en los afloramientos del Sur del anticlinal de Lobera. Se distingue principalmente por la mayor potencia relativa de los tramos lutíticos sobre las capas de arenisca. Asimismo, la continuidad de dichas capas ya no es tan acusada, observándose perfectamente su morfología canaliforme. En las proximidades de Petilla, es frecuente observar, dentro de las capas de arenisca, cuerpos de acreción muy desarrollados, visibles incluso en la foto aérea. Este hecho está favorecido por la verticalización de la serie, lo que hace que dichos canales en esta zona tengan una expresión morfológica muy acusada. PUIGDEFABREGAS (1975) incluye esta unidad dentro de la "facies Petilla".

La potencia de esta unidad en la columna de Petilla es de unos 1.500 m.

La interpretación de estos depósitos es semejante a la de la unidad 13, aunque aquí la llanura de inundación entre los canales sinuosos estaría más desarrollada, con los canales más encajados en ella. En cuanto a los afloramientos del núcleo del sinclinal de Longás, esta unidad representaría un paso lateral brusco respecto a las facies laterales distales de las unidades conglomeráticas situadas al Norte de la Hoja de Agüero-209 (conglomerados de San Juan de la Peña, incluidos en la Formación Bernués de PUIGDEFÁBREGAS, 1975).

Por su posición estratigráfica esta unidad se data como parte alta del Stampiense medio.

2.7. FORMACIÓN DE UNCASTILLO

Las facies de areniscas y lutitas del Grupo de Campodarbe se hallan sucedidas por un conjunto de conglomerados y facies detríticas más finas equivalentes. Esta nueva unidad llega a disponerse en "onlap" directamente sobre los materiales mesozoicos y terciarios de las Sierras Exteriores en áreas situadas al Este de la Hoja. Fue denominada como Formación de Uncastillo por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Esta unidad es equivalente aproximada de la Formación de Sariñena de QUIRANTES (1969). Por otra parte, el análisis tectosedimentario de la Formación Uncastillo llevó a la diferenciación de tres unidades tectosedimentarias (UTS), denominadas U₁, U₂ y U₃ (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1994a).

Las facies conglomeráticas predominan en la parte norte, formando varios tramos de conglomerados de aspecto masivo que tienen una marcada expresión en el relieve. Estas facies, o y sus equivalentes laterales, configuran un extenso abanico de capas abierto hacia el Sur que se dispone sobre el Grupo de Campodarbe, dando lugar a la conocida discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo (SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970; RIBA *et al.*, 1973). El contacto entre el Grupo Campodarbe y el Formación Uncastillo es reconocible por la aparición brusca de conglomerados definiendo un contacto neto fácilmente cartografiable (línea de Biel-Gallipienzo en RIBA *et al.*, 1973). Donde los conglomerados se hallan reemplazados por facies más finas, la base del Formación de Uncastillo se toma en las capas fotogeológicamente equivalentes (nivel guía 0 en el Mapa Geológico). Sin embargo, hacia el Este de la Hoja, esta relación es de discordancia angular sobre diversos términos del Grupo Campodarbe.

Hacia el Sur y ocupando la mitad meridional de la Hoja, se encuentran areniscas y lutitas fluviales, como paso lateral de las facies conglomeráticas proximales. Estas facies se extienden por las Hojas de Luna y Ayerbe, en posición distal con respecto a los abanicos aluviales proximales representados por los conglomerados.

La potencia máxima aflorante de la Formación Uncastillo en la Hoja puede estimarse, a partir de los cortes geológicos y de las columnas estratigráficas, en algo más de 1500 m. El carácter sintectónico de la formación está reflejado por la mencionada discordancia progresiva (SELZER, 1934; PUIGDEFÁBREGAS, 1975) y por el desarrollo de pliegues sinsedimentarios en el interior de la cuenca (ARENAS, 1993). Estos pliegues se disponen paralelos al actual margen de la cuenca.

Desde el punto de vista sedimentológico deben señalarse los trabajos de HIRST (1983), NICHOLS (1984, 1987a), 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", presentes en las Hojas de Agüero y Ayerbe. Los depósitos de la Formación Uncastillo que afloran en la Hoja de Uncastillo corresponden enteramente a las partes proximal y proximal-media del Sistema de Luna. Hacia el Sur, en las Hojas de Luna, Ejea de los Caballeros y Ayerbe, se encuentran representadas las partes media y distal de ese sistema fluvial.

Ambos conjuntos de facies han sido estudiados recientemente desde el punto de vista sedimentológico por NICHOLS (1984), que los encuadró en un gran sistema distributivo fluvial al que denominó Sistema de Luna. A grandes rasgos, el área apical de este sistema se situaría, según el autor citado, en las proximidades del actual río Arba de Luesia, zona donde se observan las mayores acumulaciones de conglomerados. No obstante, pueden deducirse algunas variaciones de detalle entre los diferentes tramos de la serie.

Las paleocorrientes del Sistema de Luna se dirigen en líneas generales hacia el Sur o SSW (SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970), coherentemente con el cambio de facies groseras a finas en ese sentido. El patrón de detalle es, sin embargo, de tipo radial (NICHOLS, 1984): en la parte oriental de la Hoja el vector medio de paleocorriente calculado por este autor se dirige hacia el

SE., mientras que en la parte central se dirige hacia el Sur y hacia el SW en la parte occidental.

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 (1951) estos sedimentos habían sido considerados oligocenos. Los yacimientos de mamíferos de Santa Cilia (CRUSAFONT *et al.*, 1966), posteriormente revisado por ALVAREZ SIERRA *et al.* (1987), y el de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969) señalaron una edad Miocena (Aquitaniense), postulada previamente por SELZER (1934). PUIGDEFÁBREGAS (1975) consideró al conjunto como Chattiense-Aquitaniense. Más recientemente, el análisis estratigráfico realizado por ARENAS (1993), que incluye la reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos obtenidos por HOGAN (1991) y HOGAN y BURBANK (1996), indica que el depósito de la Formación Uncastillo en la Cuenca del Ebro abarca desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior (ARENAS, 1993; ARENAS y PARDO, 1994a; ARENAS *et al.*, 2001).

2.7.1. Conglomerados masivos (15, 17, 19 y 21)

Corresponden a cuatro paquetes de conglomerados de aspecto masivo y con escasa proporción de materiales finos intercalados. Estas litologías son referidas a veces en la literatura a con la denominación informal de "conglomerados de Biel" (NICHOLS, 1984), aunque su extensión es mucho más amplia. Los conglomerados tienen suelen tener fábricas de tipo "clast-supported", con matriz arenosa y cemento carbonático. Los cantos están muy rodados, generalmente con un tamaño medio de 10-15 cm, aunque se encuentran cantos de hasta 40-70 cm de diámetro. La composición litológica más abundante de los cantos es de areniscas de color gris-marrón, probablemente en su mayoría derivados del Grupo Campodarbe, pero también se encuentran numerosos cantos de calizas eocenas. Mucho menos abundantes, se observan además cantos de liditas y de cuarzo, de menores dimensiones y más angulosos. Por otra parte, es común que los cantos están interpenetrados por mecanismos de presión-disolución. En estas facies no suelen reconocerse estructuras internas de corriente, estando la estratificación poco definida. Constituyen potentes paquetes tabulares con bases subhorizontales formados por varios niveles tabulares y lenticulares de conglomerados y, en mucha menor proporción, areniscas. Entre los cuatro diferentes niveles cartografiados no se aprecian variaciones litológicas importantes. Por sus características sedimentológicas, estas facies pueden atribuirse a sistemas de barras y canales de tipo trenzado, propios de las partes proximales de abanicos aluviales (PUIGDEFÁBREGAS, 1975; NICHOLS, 1984; ARENAS, 1993).

Las mayores acumulaciones conglomeráticas se localizan al Norte de Luesia, en el centro de la Hoja (en los cerros Bañón y Puig Moné) y al NE de Uncastillo, al Oeste de la Hoja (en los cerros Cruz y Selva), definiendo la posición de las zonas apicales del Sistema de Luna. Las de la parte oeste de la Hoja muestran variaciones espaciales a lo largo del tiempo. La disposición geológica de las unidades conglomeráticas inferiores impide el afloramiento hacia el Sur de las facies lateralmente relacionadas con los conglomerados; la evolución lateral de estos sistemas sólo se aprecia a largo de reducidas bandas paralelas al margen actual de la cuenca.

Los diferentes paquetes o niveles cartografiados pueden tener una distribución areal variable, definiendo zonas apicales o de acumulación máxima relativamente cambiantes con el tiempo. Los dos niveles inferiores se presentan en una franja de afloramiento aproximadamente perpendicular a las paleocorrientes, con lo que se observa tan solo la evolución lateral de los abanicos y no la transición proximal-distal.

El nivel más inferior (15) se dispone en posición fuertemente inclinada directamente por enci-

ma del Grupo de Campodarbe, y se presenta en dos áreas de acumulación principales: la oriental, se halla situada entre los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia, mientras que la occidental, se encuentra en el extremo Oeste de la Hoja. Entre ambas zonas se encuentran facies más finas cartografiadas con la numeración 16. Hacia la base, puede reconocerse localmente una tendencia general granocreciente (NICHOLS, 1984). El espesor máximo de este nivel inferior es de unos 300 m aproximadamente.

El siguiente nivel (17), tiene una distribución areal parecida a la del anterior, registrando también dos abanicos principales, uno entre los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia, aunque con mayor extensión lateral que el anterior, y otro más reducido en el extremo Oeste de la Hoja. La potencia de este segundo nivel puede cifrarse en unos 400 m, y se observa ya en clara discordancia progresiva en el corte del río Arba de Luesia. Su base y las capas lateralmente equivalentes a esta (unidad 16) son representadas como nivel guía I en la cartografía.

El tercer nivel de conglomerados (19) tiene una extensión lateral mucho mayor que los anteriores, reflejando un abanico aluvial (o un sistema de abanicos coalescentes) de mayor entidad. Se reconoce en la cresta de la alineación montañosa principal de la mitad meridional de la Hoja, formando los relieves de la sierra de Puig Moné y de la divisoria entre el río Onsella y los ríos que discurren hacia el Sur. Lateralmente en sentido E-W, se extiende formando dos vastas masas desde las proximidades del río Arba de Biel al Este hasta la val de Bastanés al Oeste, prácticamente en el límite occidental de la Hoja. Este nivel presenta un buzamiento menor que los anteriores, formando así mismo una discordancia progresiva. La potencia máxima puede estimarse en torno a los 600 m. En los afloramientos del valle del río Arba de Luesia es difícil de diferenciar del paquete anterior, mientras que en otras zonas está separado por tramos de materiales más finos de varias decenas de metros de espesor. El cambio lateral de este tercer tramo conglomerático a facies a más finas (unidad 18) hacia el sur se observa ya en varias zonas de la Hoja, entre ellas la vertiente oeste del valle del Arba de Biel.

El último paquete de conglomerados aflorante en la Hoja (representado con el número 21) se encuentra profundamente afectado por la erosión y se preserva solo en la parte alta de los montes de mediana altitud situados en torno al río Arba de Luesia, en el centro de la Hoja, donde su buzamiento es escaso. No existen afloramientos conglomeráticos equivalentes hacia el Oeste de la Hoja. Es marcadamente extensivo hacia el Sur con respecto a los paquetes subyacentes: se extiende como mínimo hasta los alrededores de la localidad de Luesia, y pasa lateralmente a facies de areniscas y lutitas (número 22 en la cartografía), las cuales afloran de forma discontinua en diversas partes de la Hoja, no pudiéndose apreciar su paso a facies más finas debido a las condiciones de afloramiento. Este nivel conglomerático tiene una potencia mínima medida de 130 m, y está separado del anterior en los afloramientos más proximales por una intercalación de lutitas de espesor variable. En este sector, estos conglomerados junto con las areniscas y lutitas lateralmente equivalentes, corresponden a la parte stratigráficamente más alta de la Formación Uncastillo; constituyen la megasecuencia superior de la unidad tectosedimentaria U_3 de ARENAS (1993) y ARENAS y PARDO (1994a), de edad Mioceno inferior según estos autores. Dicha megasecuencia queda separada del conjunto infrayacente por un máximo granulométrico relativo, que ha servido de criterio de correlación dentro de la Hoja y entre ésta y las vecinas.

Puede concluirse señalando la tendencia a mayor extensión lateral (en sentido paralelo al actual margen de la cuenca) de los diferentes tramos conglomeráticos a medida que son más modernos (salvo el último nivel, sobre el que se poseen menos datos). Así mismo, en los tramos superiores puede deducirse un incremento en la extensión hacia el sur de los cuerpos

conglomeráticos, de manera que los sucesivos tramos forman un conjunto progradante. Aunque los focos de acumulación principales varían espacialmente en el tiempo, en algunos sectores como en el área de la Sierra de Luesia (Puig Moné), la sedimentación de conglomerados fue prácticamente ininterrumpida (PUIGDEFABREGAS, 1975).

2.7.2. Areniscas, lutitas ocreas y conglomerados en paleocanales (16)

Esta unidad es lateralmente equivalente de los dos tramos conglomeráticos inferiores (15 y 17), presentándose en facies detríticas más finas. Está compuesta por areniscas marrones de grano grueso y lutitas ocreas, en proporciones variables, con intercalaciones de areniscas de grano grueso y conglomerados grises con geometría de paleocanal. Las areniscas, por lo general, constituyen paquetes tabulares compuestos por varios estratos canaliformes o tabulares. Entre los conglomerados destacan dos tipos litológicos principales: por una parte los compuestos por clastos redondeados de arenisca y caliza, comparables a los descritos anteriormente, y por otra parte los formados por clastos más angulosos y pequeños derivados en su mayor parte de calizas y calcarenitas de las Sierras Exteriores. Estos últimos se localizan en la parte oriental de la Hoja (área de Fuencalderas), y pueden corresponder a expresiones distales de los conos aluviales de pequeñas dimensiones que flanquean las Sierras al Este de la Hoja de Uncastillo, como los que forman los mallos de Riglos y Agüero.

Cuando no se encuentran los paquetes conglomeráticos principales descritos en el epígrafe anterior, esta unidad es difícil de diferenciar de la unidad 18, que se describe a continuación. Su separación en el mapa es de tipo fotogeológico. En el extremo Este de la Hoja, a favor de una superficie de "onlap" que se inicia en los materiales más altos del grupo de Campodarbe, esta unidad se dispone en discordancia angular sobre los términos más bajos del mencionado grupo (unidad 11 de la lámina cabalgante de San Felices). El espesor máximo puede estimarse en 650-700 m a partir de los cortes geológicos.

2.7.3. Areniscas en paleocanales y lutitas ocreas (18, 20 y 22)

Estas unidades ocupan la mayor parte de la mitad meridional de la Hoja y están constituidas por lutitas con paleocanales de areniscas y lutitas ("facies de paleocanales de Uncastillo" en PUIGDEFABREGAS, 1975). Su potencia puede evaluarse, a partir de los cortes geológicos, en un máximo de unos 700-800 m. Estas dos litologías varían porcentualmente de unos lugares a otros, pero suelen dominar las areniscas sobre las lutitas, excepto en la parte SW de la Hoja donde dominan las lutitas sobre las areniscas (unidad 20). Las unidades 18 y 20 son equivalentes laterales de la unidad conglomerática 19, mientras la 22 lo es de los conglomerados más modernos (21). Las lutitas tienen un color ocre-amarillento, mientras que las areniscas tienen tonalidades más oscuras y tamaño de grano medio-grueso, a veces fino. Las areniscas se disponen tanto en paquetes tabulares formados internamente por niveles tabulares y/o lenticulares, como en cuerpos lenticulares aislados. La potencia de los primeros puede superar los 10 m. La estructura interna de los cuerpos arenosos está caracterizada por estratificación cruzada de escala variable, en surco o planar, y testifica un relleno multipisódico por acrecimiento vertical. Asimismo existen depósitos de acrecimiento lateral, localmente muy potentes, y, en ocasiones, depósitos laminares de desbordamiento. El espesor individual de estos cuerpos puede llegar a ser de 5 m o más.

Estas litofacies representan la evolución aguas abajo de los sistemas conglomeráticos de canales y barras. Corresponden a sistemas de barras y canales poco sinuosos, que transportan fundamentalmente arenas, tal como interpretaron PUIGDEFABREGAS (1975) y NICHOLS (1984). Sin embargo, localmente existió un desarrollo significativo de los tramos meandriformes.

mes, sobre todo en las áreas sinclinales, en las que, además, parte de la red fluvial discurrió de forma casi paralela al eje de la cuenca (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001).

A pesar de estas variaciones locales, la red fluvial del Sistema de Luna muestra una distribución radial de las paleocorrientes, como señalaron NICHOLS (1984) y HIRST y NICHOLS (1986). Aunque estos últimos autores proponen un ápice promedio para el Sistema de Luna situado en el área del río Arba de Luesia, es evidente a partir de la distribución de las masas conglomeráticas que coexistieron dos zonas apicales principales; la del Oeste varió espacialmente a lo largo del tiempo y finalmente su red de drenaje acabó siendo capturada por el abanico situado al Norte de Luesia (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001). Más detalles sobre la sedimentología de estos materiales pueden encontrarse en los trabajos citados.

La mayor parte de las facies de este tipo aflorantes en la Hoja son equivalentes del tercer nivel de conglomerados (unidad 19). Su potencia puede evaluarse, a partir de los cortes geológicos, en un máximo de unos 700-800 m.

2.8. CUATERNARIO

En la Hoja de Uncastillo los materiales atribuidos al Cuaternario ocupan una extensión reducida, concentrándose principalmente en franjas estrechas en torno a los cauces de los ríos principales. Es en el capítulo de Geomorfología donde se analizan las formaciones cuaternarias con mayor detalle, limitándonos en este apartado a una descripción somera de los depósitos diferenciados en el Mapa Geológico. En dicho mapa, de acuerdo con su posición y cronología relativa, los materiales cuaternarios se han agrupado en tres unidades principales:

2.8.1. Gravas y lutitas: Glacis y terrazas altas (23)

En este conjunto se incluyen los depósitos de los niveles de glacis y terraza 2 y 3 de los valles del Onsella y Arba de Luesia, que se encuentran a alturas de 20 m o más sobre los cauces actuales. En el valle del Onsella se reconocen los dos niveles en forma de glacis; el más bajo de ellos podría en parte tener un origen en parte fluvial en los sectores más próximos al río. Su constitución sedimentaria es de gravas y limos poco cementados, y su espesor es de 1-3 m. En el río Arba de Luesia se encuentra tan solo el nivel 2, en forma de par glacis-terrazza, con preservación muy degradada.

2.8.2. Gravas, arenas y lutitas: terrazas bajas y fondo de valle (24)

Con esta numeración se representan los depósitos, esencialmente de tamaño grava, de los lechos de los principales ríos actuales y de sus terrazas bajas (T_1), a poca altura sobre éstos. Así mismo, se incluyen los rellenos de los valles de fondo plano o "vales", muy característicos en el somontano oscense. Estos rellenos están constituidos por gravas en las inmediaciones de los relieves conglomeráticos de la Formación de Uncastillo, y por materiales más finos (limos) en el resto de la Hoja.

2.8.3. Derrubios de ladera (25)

Estos materiales corresponden a unas poco abundantes acumulaciones de lutitas y bloques de dimensiones variables que se encuentran en las vertientes de algunos relieves importantes, tanto en las Sierras Exteriores, como en diversos sectores de afloramiento del Grupo de Campodarbe.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Uncastillo está situada en el tránsito entre la cordillera Pirenaica y la cuenca del Ebro. Como es conocido, en este sector la vertiente sur de la cordillera Pirenaica está constituida por varios sistemas de cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el Sur (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; SEGURET, 1972; PUIGDEFABREGAS, 1975; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985; LABAUME *et al.*, 1985; TEIXELL, 1996). Estas estructuras involucran, al Sur de la culminación de la Zona Axial, a los materiales sintectónicos paleógenos de la cuenca Surpirenaica (conocida como cuenca de Jaca en esta transversal), actualmente incorporados en las láminas cabalgantes. El frente externo de dichas láminas se encuentra en la alineación montañosa de las Sierras Exteriores, que cabalgan hacia el Sur sobre la cuenca de antepaís más moderna o cuenca del Ebro.

La sierra de Santo Domingo constituye, en la parte oriental de la Hoja, el afloramiento más al sur testimonio del referido frente montañoso de cabalgamientos. En este sector, los depósitos de la Cuenca del Ebro se apoyan en discordancia angular sobre diversos términos de las Sierras Exteriores. Hacia el Oeste, los cabalgamientos de la sierra dejan de ser emergentes, y los materiales mesozoicos-eocenos que la caracterizan se sumergen lateralmente bajo los materiales oligocenos, con lo que la separación entre el dominio de la cordillera Pirenaica y la cuenca del Ebro deja de ser estructuralmente neta. De hecho, ya desde la vertiente meridional de la sierra de Santo Domingo, aproximadamente desde la localidad de Fuencalderas hacia el Oeste, existe aparente conformidad estratigráfica en superficie entre las unidades típicas de la cuenca de Jaca (grupo de Campodarbe) y las que se consideran como depositadas en la cuenca del Ebro (Formación Uncastillo). En este sector el límite entre estos dos dominios viene dado por un salto litológico brusco (paso de areniscas y lutitas de Campodarbe a conglomerados y areniscas de Uncastillo), acompañado por un cambio en las paleocorrientes, de E-W a N-S (PUIGDEFABREGAS, 1975; ARENAS, 1993).

En la descripción de los aspectos tectónicos de la Hoja podemos considerar cuatro dominios de afloramiento principales, cada uno con características propias. El más septentrional, integrado en la cuenca de Jaca, forma parte de lo que se conoce como sinclinorio del Guarga (PUIGDEFABREGAS, 1975). Al SE de éste se halla el dominio de las Sierras Exteriores (sierra de Santo Domingo), tratándose de forma separada también el sector situado al Oeste de la terminación de las sierras. Finalmente, la mitad meridional de la Hoja corresponde a la cuenca del Ebro.

3.1. EL SINCLINORIO DEL GUARGA

El sinclinorio del Guarga corresponde a la parte meridional de la cuenca de Jaca, en contacto con las Sierras Exteriores. En superficie está constituido principalmente por las areniscas y lutitas del Grupo de Campodarbe; cabe señalar sin embargo que tales materiales se encuentran así mismo al otro lado de las Sierras en su flanco meridional, con lo que éstas no constituían un límite orográfico a la sedimentación de estos materiales durante gran parte de su historia deposicional.

El dominio así definido se halla caracterizado por un sistema de pliegues derechos de escala kilométrica. Estos pliegues adquieren una expresión cartográfica notable mediante el trazado de líneas de capa, que permite así mismo observar su estilo. Se trata de pliegues bastante angulosos, con planos axiales fuertemente inclinados o subverticales (los pliegues suelen presentar una vergencia poco definida o ligeramente dirigida hacia el Sur). Los ángulos entre flancos pueden llegar a ser de 50° o incluso menores. Al Norte de las Sierras, el trazado de

estos pliegues es relativamente rectilíneo, con orientación media N100.

Existen algunas fallas que afectan a los pliegues, con orientación similar. Su disposición es casi vertical, aunque a juzgar por la superposición estratigráfica que originan, algunas de ellas pueden corresponder a cabalgamientos vergentes al Sur, como la que limita al Norte el sinclinal de Longás.

3.2. LAS SIERRAS EXTERIORES

La estructura de las Sierras Exteriores en la Hoja de Uncastillo consiste en líneas generales en un antiforme ("anticlinal de Santo Domingo"; MALLADA, 1878; RIOS y ALMELA, 1954), con el núcleo complicado por cabalgamientos, localmente de salto importante. Esta estructura define una alineación montañosa prominente orientada N120-125, de forma ligeramente oblicua a la dirección estructural dominante de la cordillera Pirenaica. La orientación de la estructura referida deviene más próxima a E-W (N110) hacia el extremo este de la Hoja y en la vecina Hoja de Agüero. El anticlinal de Santo Domingo es prácticamente isoclinal; las series mesozoicas y eocenas presentan un buzamiento de 70-80° hacia el Norte en ambos flancos.

En su parte oriental, el anticlinal o antiforme de Santo Domingo está fracturado a lo largo de su plano axial por el denominado cabalgamiento de Salinas (NICHOLS, 1987b). Este cabalgamiento discurre subparalelo a la estratificación y se halla localizado en la unidad inferior de lutitas triásicas (1) o en la base de las calizas del Muschelkalk. A su vez, el mencionado cabalgamiento está plegado antiformalmente, de manera que la parte frontal de la lámina cabalgante que delimita se encuentra aislada en forma de "tête plongeante" en el afloramiento más meridional de San Miguel de Liso (ver corte III-III').

En efecto, en las proximidades de la ermita de San Miguel del Liso, al Sur de la alineación principal de la sierra de Santo Domingo, se encuentra un afloramiento de materiales mesozoicos y eocenos invertidos y aislados del resto. Estos materiales forman dos escamas cabalgantes limitadas por un cabalgamiento inclinado hacia el Sur (50° aprox.), que las superpone sobre las capas invertidas del Grupo de Campodarbe del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo. La escama más inferior forma un "horse" de extensión lateral limitada cuyos cabalgamientos inferiores y superior se entroncan frontalmente. Las capas del Cretácico superior y Eoceno de esta lámina están fuertemente invertidas (buzando unos 30° al Norte), disponiéndose en rampa de bloque superior contra el cabalgamiento basal. El cabalgamiento que limita a techo esta lámina más baja forma un rellano de bloque inferior sobre las margas de Arguís. Por el contrario, la lámina superior se dispone en rampa de bloque superior con respecto al mencionado cabalgamiento, con una geometría de anticlinal sinforme (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973), hecho que confirma la vergencia meridional de estas estructuras.

La lámina superior se continúa hacia el Este en la Hoja de Agüero constituyendo la conocida desde antiguo "unidad de San Felices". La disposición actual de esta unidad, desenraizada de la traza principal del cabalgamiento de Salinas, le confiere un carácter semejante al de una "klippe", aunque no está totalmente rodeada por un contacto cabalgante, sino que su borde Sur es un contacto estratigráfico con los materiales que la fosilizan (POCOVI et al., 1990).

El desplazamiento mínimo implicado por estos cabalgamientos en la transversal del corte III-III' es de 2600 m. Por otra parte, cabe señalar que el anticlinal sinforme de la escama superior de San Miguel del Liso tiene una inmersión hacia el Este de 45°. Así, los materiales mesozoicos y eocenos marinos desaparecen hacia el Oeste por erosión, y el cabalgamiento basal de estas uni-

dades puede continuarse cartográficamente de forma tentativa hasta que es fosilizado por la parte alta del grupo de Campodarbe (POCOVI *et al.*, 1990). La discordancia angular que lo limita tiene una posición lateral con respecto a la unidad cabalgante de San Felices, y está recubierta en "onlap" hacia el Este por los términos superiores del mencionado Grupo y por la Formación de Uncastillo, que forman un abanico de capas. Esta discordancia fue cartografiada inicialmente por PUIGDEFABREGAS (1975), y como indica este autor se pierde hacia el Oeste, hacia donde se observa paralelismo de las capas con aparente continuidad sedimentaria.

Al Oeste de las estructuras descritas, la parte delantera del cabalgamiento de Salinas ha sido erosionada, a la vez que probablemente disminuye su desplazamiento. Al Oeste de la ermita de Santo Domingo, el núcleo del anticlinal del mismo nombre se halla esta vez cortado por un cabalgamiento vergente hacia el Norte (retrocabalgamiento), que llega a superponer el Muschelkalk del flanco sur sobre las margas de Arguís del flanco norte (NICHOLS, 1984; 1987b). Este retrocabalgamiento corta probablemente también al cabalgamiento de Salinas. Al Norte de él se encuentra un nuevo cabalgamiento vergente hacia el Sur, el cual, a diferencia del cabalgamiento de Salinas, está localizado en la serie normal del flanco norte del anticlinal de Santo Domingo. Este cabalgamiento tiene poco salto, y muestra un anticlinal de bloque superior con inmersión de 40° W en el área de la Peña del Ronquillo, al Oeste del cual se pierde en las margas de Arguís. Por su disposición, este cabalgamiento parece haber sido formado en estadios relativamente iniciales de la evolución estructural, habiendo sido verticalizado posteriormente.

El retrocabalgamiento anteriormente descrito termina hacia el Oeste en una falla transversal que debe de haber actuado de "tear fault" respecto a él. Así, al Oeste de esta falla, en el área de San Marzal, se observa el cierre anticlinal simple de la serie triásica-eocena, donde ambos flancos del anticlinal de Santo Domingo enlazan sin que haya cabalgamientos que los corten (RIOS y ALMELA, 1954). Ello implica que, a pesar de las complicaciones locales, el cabalgamiento de Salinas debe reducir su desplazamiento a cero; el cierre de San Marzal puede entenderse en cierto modo como su anticlinal de contorno. El cierre de las capas mesozoicas y eocenas se debe a que el anticlinal presenta una fuerte inmersión hacia el Oeste en esta zona (NICHOLS, 1987b), del orden de 55°. Esto no significa una terminación periclinal propiamente dicha, sino que, como se verá más adelante, la estructura antiformal de las Sierras se sigue hacia el Oeste en el Grupo de Campodarbe, aunque con relaciones en relevo. Por otra parte, cabe señalar que, por lo que respecta a las formaciones mesozoicas y eocenas, el núcleo del anticlinal de Santo Domingo tiene una geometría redondeada y concéntrica muy marcada en la cartografía.

Las capas del Grupo de Campodarbe del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo pueden estar fuertemente invertidas, llegando a buzarse en torno a 45° hacia el Norte. En continuidad estratigráfica sobre éstas y en discordancia progresiva se dispone, al Sur, la Formación de Uncastillo.

Cortando la estructura de las Sierras existen numerosas fallas subverticales. Estas forman, en líneas generales, dos sistemas: uno orientado aproximadamente N-S o NNO-SSE y otro orientado NNE-SSO. Aunque se desconoce la dirección de salto real de estas fallas, el primer sistema muestra una separación horizontal dextra, mientras que el segundo muestra una separación sinistral. Estos hechos pueden indicar que se trata de un sistema conjugado de fallas direccionales con acortamiento aproximadamente perpendicular a las Sierras. Puede también pensarse que algunas de estas fallas funcionan como "tear faults" respecto a los cabalgamientos, idea que, salvo en el caso del retrocabalgamiento de la parte occidental de la sierra, no puede

afirmarse de forma inequívoca, debido tanto a su orientación oblicua con respecto a las estructuras como a que, al menos en lo respecta al cabalgamiento de Salinas, cortan tanto al bloque superior como al inferior, incluso mostrando mayor desplazamiento en ese último.

3.3. EL SECTOR SITUADO AL OESTE DE LA TERMINACIÓN DE LAS SIERRAS EXTERIORES

Al Oeste de la zona de fuerte inmersión axial de San Marzal, que causa la terminación de los afloramientos de la serie del Mesozoico y Eoceno marino, continúa habiendo una importante estructura anticlinal, dibujada por las capas del Grupo de Campodarbe. En detalle, este anticlinal se dispone en relevo con el anticlinal de Santo Domingo, o más propiamente dicho, con la expresión más superficial de éste último. La zona de relevo se localiza al SE de la localidad de Longás y se efectúa mediante un pequeño sinclinal oblicuo orientado NE-SW (ver mapa geológico). El anticlinal occidental se sigue por el resto de la Hoja y mantiene una orientación parecida al de la sierra de Santo Domingo (N115). De modo semejante, este pliegue es marcadamente apretado, con ángulo entre flancos que puede llegar a ser de únicamente 20°. La vergencia, poco acusada, es hacia el Sur. Igualmente a lo que ocurre al sur de la sierra de Santo Domingo, en el flanco meridional del mencionado anticlinal se hallan unos 3500 m de sedimentos del grupo de Campodarbe en posición fuertemente inclinada.

Unos 500 m al Sur de la zona de charnela del anticlinal se encuentra una falla subvertical, indicada originalmente por PUIGDEFABREGAS (1975), y que se reconoce por truncaciones locales de las capas. Esta falla parece paralela a las capas de su labio meridional (que buzan unos 85° hacia el SSO.), pudiendo corresponder a una superficie de despegue. De hecho, los pliegues oblicuos de la mencionada zona de relevo al SE de Longás no afectan a los materiales situados al Sur de la falla. Esta estructura fue interpretada por TURNER (1990) como un retrocabalgamiento pasivo que formaría el techo de un sistema imbricado de tipo "duplex" en el subsuelo, idea a favor de la cual no se dispone de argumentación precisa; la falla en cuestión podría así mismo tratarse de un despegue o falla de flanco como las que son características en zonas con pliegues apretados y angulosos.

3.4. LA CUENCA DEL EBRO

El dominio de la cuenca del Ebro ocupa la parte meridional de la Hoja de Uncastillo. Es difícil no obstante asignarle un límite norte preciso, en vista de la aparente continuidad estratigráfica que se observa en superficie, a pesar de los posibles cabalgamientos no aflorantes que puedan existir en el subsuelo. Así, POCOVI *et al.* (1990) proponen que el cabalgamiento de Salinas es el más meridional del sistema pirenaico y que la serie del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo (del Trias en adelante) constituye el substrato autóctono de la cuenca del Ebro levantado. Otra interpretación posible es que el anticlinal de Santo Domingo sea enteramente alóctono, situándose sobre un cabalgamiento no emergente, actualmente enterrado bajo los materiales oligocenos-miocenos.

En cualquier caso, la estructura del anticlinal de Santo Domingo se ha descrito en un apartado anterior; en éste nos concentraremos en la descripción de los materiales del Formación de Uncastillo, que pueden entenderse como depositados en la cuenca del Ebro en sentido estricto. La estructura de estos materiales es ya sencilla, en comparación con la que presentan los materiales aflorantes en las áreas más septentrionales. Como se ha indicado, los conglomerados, areniscas y lutitas de esta Formación se disponen casi siempre en concordancia sobre las areniscas y lutitas del Grupo de Campodarbe, y configuran una extensa discordancia progresiva (discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, de SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970);

hacia el Este los depósitos de la Formación Uncastillo se apoyan en discordancia angular sobre los del Grupo de Campodarbe (unidad cabalgante de San Felices) primero y sobre diversos términos de las Sierras Exteriores más hacia el Este.

Excepto en el extremo oriental de la Hoja donde, a favor de una superficie de “onlap” iniciada ya en la parte alta del Grupo de Campodarbe, se disponen en discordancia angular sobre la unidad cabalgante de San Felices, los tramos inferiores de la Formación Uncastillo buzanan fuertemente hacia el Sur (del orden de 60°-80°, y algo menos hacia el extremo Oeste), definiendo un lineamiento cartográfico muy rectilíneo orientado N115 (nivel guía O). Este buzamiento decrece de forma paulatina hacia el Sur y hacia la parte alta de la formación del Grupo, definiendo una discordancia progresiva. De este modo, a menos de 2 km de la base contacto basal las capas buzanan sólo unos 10°. Esta disposición registra por tanto el crecimiento continuado del anticlinal de Santo Domingo.

Más al Sur, afectando a las facies fluviales más distales, existen todavía pliegues amplios, aunque ya muy abiertos (con flancos inclinados unos 5°). En la parte occidental de la Hoja se reconoce un par anticlinal-sinclinal, que se sigue hasta el Este del río Arba de Luesia. En el extremo suroriental (proximidades de la localidad de Fuencalderas) puede cartografiarse otro de nuevo un par anticlinal-sinclinal, cuyos flancos pueden buzanan localmente más de 10°. Estos pliegues, aunque poco desarrollados a nivel de superficie, podrían ser más acentuados en profundidad, y testificar la existencia de cabalgamientos o despegues enterrados (TEIXELL y GARCÍA SANSEGUNDO, 1995). Otra interpretación es que se trate de pliegues originados por cizalla paralela a las capas, relacionados con la rotación del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo (ARENAS *et al.*, 2001). En cualquier caso, el carácter sintectónico de la Formación Uncastillo queda reflejado por el desarrollo sinsedimentario de dichos pliegues en el interior de la cuenca (ARENAS, 1993; ARENAS *et al.*, 2001) y por la mencionada discordancia progresiva en el margen de la misma.

3.5. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

La tectónica de la Hoja de Uncastillo y sectores adyacentes refleja la característica evolución de un frente montañoso de historia larga y compleja. Las estructuras más antiguas que pueden ser individualizadas en la Hoja corresponden al cabalgamiento de Salinas y su prolongación en la base de las subunidades cabalgantes del área de San Miguel del Liso (base de la unidad de San Felices). No se posee información con respecto a la traza principal del cabalgamiento de Salinas en la sierra de Santo Domingo, pero, como se ha mencionado, el cabalgamiento basal de San Felices aparece fosilizado por la parte alta del Grupo Campodarbe (POCOVI *et al.*, 1990). De acuerdo con la cronostratigrafía aquí adoptada, la deformación referida puede situarse por tanto en el Stampiense medio-superior.

Cabe señalar que el “anticlinal” de Santo Domingo comenzó a formarse ya durante este intervalo, puesto que el cabalgamiento de Salinas corta a través de su plano axial, dejando la serie invertida del flanco sur en su bloque inferior. Con esta configuración, el origen del anticlinal de Santo Domingo puede asimilarse a un pliegue de propagación en relación con el cabalgamiento.

Posteriormente, tras la fosilización de la lámina de San Felices, el anticlinal de Santo Domingo continúa en su desarrollo, creciendo en amplitud y llegando a deformar al cabalgamiento basal de San Felices y a los materiales que lo cubren. Este periodo de crecimiento continuado está registrado principalmente por el influjo conglomerático y las discordancias progresivas de la Formación de Uncastillo, abarcando el intervalo Stampiense terminal (?) - Mioceno

inferior. El plegamiento continuado del anticlinal de Santo Domingo y de los cabalgamientos de Salinas-San Felices y relacionados fue puesto en evidencia al Este de la Hoja por varios autores (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973; POCOVI *et al.*, 1990; HOGAN, 1991), que llegan a relaciones cronológicas similares.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica registrada por las rocas aflorantes en la Hoja de Uncastillo comienza en el Triásico. Los primeros materiales de esa edad (unidad lutítica roja, 1) representan medios continentales áridos con influencia evaporítica, como atestiguan la presencia local de yesos. Estas condiciones fueron sucedidas por una transgresión marina, que dio lugar a la sedimentación de calizas de facies *Muschelkalk*. Estas calizas se formaron en ambientes de plataforma de gran homogeneidad y extensión, a juzgar por su uniformidad en amplios sectores del ámbito pirenaico. La facies Keuper suprayacente testifica de nuevo medios continentales o de transición con influencia lacustre y evaporítica, cerrando el sistema triásico en la Hoja.

Durante el Jurásico inferior se instauraron de nuevo medios de plataforma marina somera dominados por la sedimentación carbonática, en representación de los cuales se preserva una serie liásica completa inmediatamente al Este de la Hoja, en la vecina Hoja de Agüero. Pese a la localización actual de estos materiales en un área reducida, hay que suponer que se sedimentaron en todo el ámbito abarcado por la Hoja, habiendo sido sometidos a basculamiento e intensa erosión con anterioridad al Cretácico superior (probablemente durante la etapa extensional del Cretácico inferior, bien conocida en otros sectores del Pirineo).

Tras la generación de la consiguiente laguna estratigráfica, que abarca desde el techo del Triásico o del Liásico hasta el Cretácico superior, los materiales de esa última edad se depositaron en medios marinos someros de alta energía, caracterizados por una influencia mixta terrígena/carbonática. Al final del Cretácico superior tuvo lugar una regresión generalizada, con la implantación de medios continentales de tipo aluvial (facies *Garumniense*). La extensión temporal de estas condiciones continentales es difícil de precisar; probablemente se mantienen durante el Paleoceno y parte del Eoceno, aunque dejando un registro sedimentario muy incompleto.

El Eoceno medio se caracteriza de nuevo por la sedimentación de calizas de plataforma somera, con actividad biológica bien desarrollada. Este tipo de sedimentación es característico del margen meridional de la cuenca de antepaís surpirenaica (cuenca de Jaca) durante el Eoceno. En áreas más septentrionales del Pirineo, la sedimentación carbonática paleógena se inicia con anterioridad, en el Paleoceno o en el Eoceno inferior; la migración hacia el antepaís del surco flexural surpirenaico causa que ésta no llegue al dominio de las actuales Sierras Exteriores hasta el Luteciense. Posteriormente, la plataforma carbonática del Luteciense experimentó un hundimiento, dando paso a la sedimentación margosa de mayor profundidad (*Bartoniense*).

En el área abarcada por la Hoja, las primeras deformaciones o inestabilidades del substrato deposicional ligadas a la orogenia alpina tuvieron lugar durante este período, como puede deducirse del "onlap" que realizan las margas de Arguís sobre las calizas de Guara en el área de San Miguel del Liso. Así mismo, en la vecina Hoja de Agüero, se encuentra un pliegue orientado N-S (anticlinal del Fachar), cuya imagen cartográfica sugiere que pudo haberse formado en parte de forma contemporánea a la sedimentación de las margas (NICHOLS, 1987b).

En el Priaboniense medio se asistió a la somerización de la cuenca, con la instalación primero de medios arrecifales y ambientes litorales de influencia terrígena después, que marcan el fin de la sedimentación marina de la cuenca Surpirenaica. A partir de ese momento, la sedimentación tuvo carácter exclusivamente continental, de tipo terrígeno molásico (PUIGDEFABREGAS, 1975). Los materiales que se depositaron (Priaboniense superior-Stampiense) representan medios fluviales que drenaban hacia el Oeste, paralelamente al eje de la cuenca. En los estadios iniciales se generaron medios distales con sedimentación lacustre esporádica, evolucionando con el tiempo a una mayor influencia terrígena grosera e importancia de la sedimentación canalizada.

La presencia de materiales de esa edad a ambos lados de las Sierras Exteriores y en facies semejantes sugiere que estas no representaban una barrera orográfica importante. Durante la parte alta de esta Época (Stampiense medio-superior) comenzó sin embargo a formarse el cabalgamiento de Salinas-San Felices, que sí generó un cierto relieve y fue sometido a erosión sintectónica, resultante u dio lugar a en una discordancia sintectónica interna dentro del Grupo de Campodarbe. El anticlinal de Santo Domingo se formaba entonces como un pliegue de propagación despegado a nivel del Trias y fracturado a lo largo de su plano axial, representando la emergencia de cabalgamientos de basamento de la parte sur de la Zona Axial y del subsuelo de la cuenca de Jaca.

Tras la generación del referido cabalgamiento y los últimos estadios de la sedimentación stampiense del Grupo de Campodarbe, las Sierras Exteriores comenzaron a adquirir una expresión morfológica notable; a partir del Chattiense se produjo un cambio paleogeográfico notable: la Cuenca de Jaca pasó a ser un área de erosión, convirtiéndose en área fuente de sistemas aluviales de procedencia norte (Sistema de Luna), al mismo tiempo que se formaban pequeños abanicos aluviales originados en las Sierras Exteriores. Así, la sedimentación terrígena experimentó un desplazamiento notable hacia el Sur, definiendo ya la cuenca del Ebro con un límite de sedimentación septentrional no muy distante del actual límite de afloramiento de la Formación de Uncastillo. La acentuación del relieve se traduce en la formación de extensos abanicos aluviales conglomeráticos, de procedencia septentrional directa y área fuente en las Sierras Exteriores y en la cuenca de Jaca, sometida ya a erosión. Estos abanicos aluviales pasaban distalmente a medios fluviales canalizados caracterizados por sedimentación arenosa y lutítica. La continuación del crecimiento del anticlinal de Santo Domingo de la deformación en las Sierras Exteriores y de en su prolongación hacia el Oeste se refleja en discordancias progresivas en las facies conglomeráticas aluviales proximales, persistiendo durante todo el Chattiense y probablemente experimentando sus estadios finales en el Mioceno inferior.

El Sistema de Luna fue un sistema fluvial con una distribución radial de las paleocorrientes (NICHOLS, 1984), aunque existen variaciones locales en áreas próximas al margen de la cuenca, donde tanto el estilo como la dirección de parte de la red fluvial estuvieron controlados por el desarrollo de los pliegues de Uncastillo y Fuencalderas (ARENAS, 1993). Este sistema tuvo dos zonas apicales principales, situadas al Oeste de las Sierras Exteriores: la del Oeste varió espacialmente a lo largo del tiempo y finalmente su red de drenaje acabó siendo capturada por la del Este, es decir, por el abanico situado al norte de Luesia. Por su parte, los pequeños abanicos aluviales adosados a las Sierras fueron colectados por dicho sistema fluvial en áreas próximas al margen de la cuenca, hacia el Este de la Hoja. (ARENAS, 1993; ARENAS et al., 2001).

La zona apical principal de los abanicos aluviales se localizaba, a grandes rasgos, al Sur de la zona de fuerte inmersión axial del anticlinal de Santo Domingo causante de la terminación de las Sierras (HIRST y NICHOLS, 1986). Esta zona constituía, según los autores citados, una bajada morfoestructural que permitía el paso de los cursos fluviales que drenaban la antigua

cuenca de Jaca hacia la cuenca del Ebro.

La cuenca del Ebro perdió su carácter subsidente y endorreico a finales del Mioceno o inicios del Plioceno (RIBA *et al.*, 1986). A partir de ese intervalo fue sometida a condiciones erosivas y exorreicas, drenando hacia el mar Mediterráneo. El encajamiento progresivo de la red fluvial y la generación de los depósitos cuaternarios asociados, procesos descritos en el siguiente capítulo, han ido dando lugar al modelado actual del relieve.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

La Hoja de Uncastillo se halla situada en las estribaciones meridionales de la cordillera Pirenaica. Está caracterizada por terreno montañoso accidentado, que culmina en la sierra de Santo Domingo (Sierras Exteriores) a una altitud de 1523 m. Las Sierras Exteriores constituyen una alineación montañosa importante situada en la parte NE de la Hoja, que termina hacia el Oeste en el valle del Onsella. Por otra parte, una nueva alineación montañosa surca la Hoja de Este a Oeste desde San Miguel del Liso (1156 m) hasta el extremo occidental de la Hoja, incluyendo los relieves conglomeráticos de Puig Moné (1293 m), Bañón (1130 m), Cruz (1145 m) y Selva (1159 m). Aunque el relieve disminuye de forma general de Norte a Sur, la parte correspondiente a la depresión del Ebro presenta también un relieve accidentado, con marcado encajamiento de la red fluvial y práctica inexistencia de zonas llanas de extensión importante.

El clima es de tipo continental semiárido, con una precipitación media anual que varía entre 600 y 800 mm y una temperatura media de 12-13 grados, aunque con una marcada variabilidad estacional. La vegetación está bien desarrollada en algunas zonas, con bosques de coníferas y hayedos en las vertientes septentrionales de las Sierras Exteriores y en las vales que disectan las formaciones conglomeráticas oligo-miocenas. Hacia la parte meridional de la Hoja la cobertera vegetal deviene poco abundante, con predominio de las vertientes desnudas, en las que afloran las formaciones terciarias, y frecuentes aterrazamientos agrícolas.

La mayor parte del sector septentrional de la Hoja está drenado por el río Onsella, que discurre hacia el Oeste hasta que tributa al río Aragón más allá de la Hoja. Sin embargo, las alineaciones montañosas de las Sierras Exteriores y de los conglomerados oligo-miocenos originan una divisoria hidrográfica importante al sur de la cual los ríos Rigüel, Arba de Luesia y Arba de Biel se dirigen hacia el Sur o SSO., confluyendo después entre sí y drenando directamente al Ebro. En sus tramos más bajos en el extremo meridional de la Hoja, los ríos Arba de Luesia y de Biel discurren a una altitud en torno a los 640-660 m, mientras que el río Rigüel lo hace a una cota de 560 m.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La distribución de las litologías del substrato y su estructura tectónica ejercen un control importante en el relieve y el modelado de la Hoja de Uncastillo. Este hecho es bien patente sobre todo en la mitad septentrional de la Hoja, donde la red fluvial se haya fuertemente influenciada por las estructuras. En la parte meridional, dominada por series sedimentarias más monótonas y en disposición casi horizontal, la red fluvial presenta un patrón ligeramen-

te dendrítico, aunque todavía poco denso y con un sentido de drenaje muy condicionado por el buzamiento regional hacia el centro de la depresión del Ebro.

Las principales unidades morfoestructurales se disponen en franjas orientadas ONO.-ESE., directriz que presentan las estructuras pirenaicas. Entre ellas, la unidad de las Sierras Exteriores presenta unas características propias, debidas a la erosión diferencial de las litologías diversas que las caracterizan y a su elevación estructural como resultado de la deformación pirenaica. Su relieve puede considerarse como conforme, pues la alineación montañosa elevada corresponde a grandes rasgos a una estructura anticlinal (anticlinal de Santo Domingo), aunque el núcleo está bastante erosionado. La disminución general de altitudes hacia el Oeste es coherente con la inmersión local de las estructuras en esa dirección.

La fuerte verticalización de las capas en ambos flancos del anticlinal de Santo Domingo, junto con la alternancia de niveles competentes (calizas del Muschelkalk, del Cretácico superior y del Eoceno) y niveles poco resistentes a la erosión (arcillas triásicas, facies garumniense, margas de Arguís), dan lugar a un relieve caracterizado por crestas estructurales escarpadas y rectilíneas con gran continuidad lateral, separadas por valles o depresiones alargadas excavadas en los materiales incompetentes. Las crestas mejor desarrolladas vienen dadas por las calizas de Guara del flanco meridional del pliegue y del área de su cierre, así como por las calizas arrecifales superiores (unidad 9), las cuales destacan espectacularmente dando lugar a crestas muy afiladas, flanqueadas a veces por paredes verticales de varias decenas de metros de desnivel. Las fallas transversales que cortan a las estructura de las Sierras tienen también una cierta expresión morfológica, dada tanto por la interrupción de las crestas estructurales como por la localización de valles o barrancos.

Bordeando las Sierras, las alternancias de areniscas y lutitas plegadas del grupo de Campodarbe dan lugar también a un relieve condicionado por la variación entre las capas duras y las blandas. Las capas de arenisca dan lugar a escarpes estructurales o crestas, dependiendo de su inclinación. En cualquier caso, las dimensiones de estos resaltes son mucho menores que en las Sierras Exteriores, raramente superando los 5 m de altura. El relieve en esta zona continúa siendo bastante abrupto, hecho que junto con el plegamiento intenso de estos materiales, no permite hablar de un relieve en cuestas bien desarrollado. No obstante, la red fluvial se adapta claramente al rumbo de las capas, tanto de forma paralela (subsecuente), como cortándolas perpendicularmente. Por otra parte, las grandes subunidades litológicas que se diferencian dentro de esta serie terciaria tienen asimismo expresión en la morfología: por ejemplo, los términos inferiores del grupo, compuestos por niveles de arenisca y caliza continuos intercalados en una sucesión lutítica, dan lugar a crestas continuas pero poco abundantes, mientras que otras subunidades estratigráficas, como las facies de Petilla, caracterizadas por paleocanales bien definidos y encajados, dan lugar a un sistema denso de crestas afiladas pero poco continuas lateralmente, como se aprecia en la cartografía geomorfológica.

Por encima de esta serie, las pequeñas unidades cabalgantes del área de San Miguel del Liso destacan así mismo como relieves positivos. Los cabalgamientos que las limitan tienen una marcada expresión morfológica, al separar las rocas competentes de las unidades alóctonas del relativamente más incompetente Grupo de Campodarbe. Internamente, la unidad superior de San Miguel del Liso se presenta como un sinformal colgado (recuérdese que su estructura tectónica corresponde a un anticlinal sinforme), mientras que la unidad más baja presenta unas pequeñas cuestas desarrolladas a favor de las capas invertidas.

Como ya se ha comentado, los niveles conglomeráticos de la base de la Formación de Uncastillo

dan lugar a un nuevo grupo montañoso al sur de las Sierras Exteriores y del área ocupada por el Grupo de Campodarbe. Aunque las cotas que se alcanzan pueden ser importantes, el relieve es característicamente redondeado, con pocos escarpes verticales y escasa expresión morfológica de las capas. Esta expresión se limita a los términos más inferiores de la unidad estratigráfica, donde los conglomerados alternan todavía con facies más finas de areniscas y lutitas, dando lugar a escarpes estructurales y crestas en capas fuertemente inclinadas. También ocurre así hacia el Sur, en las partes distales de los abanicos conglomeráticos, donde las capas poco inclinadas pueden dar lugar a superficies estructurales más o menos degradadas.

En la parte oeste de la Hoja, estos materiales dan lugar a la divisoria hidrográfica entre los ríos que discurren por la unidad de la cuenca de Jaca (río Onsella) y los que discurren por la cuenca del Ebro. Más al Este, los ríos que drenan hacia el Sur cortan a través de la alineación montañosa causada por los conglomerados (i. e. Arba de Luesia, de Biel, etc.). Las principales acumulaciones de conglomerados masivos, coincidentes con los ápices de los primitivos abanicos aluviales (NICHOLS, 1984), dan lugar a elevados macizos (i. e. Puig Moné) que pueden presentar un drenaje radial con origen en los vértices culminantes.

En la parte sur de la Hoja, las alternancias de areniscas y lutitas fluviales de la Formación de Uncastillo (unidad 18), dan lugar a un relieve más homogéneo con altitudes mucho más modestas. Las capas de arenisca, con disposición casi siempre próxima a la horizontal, dan lugar a escarpes de poca continuidad lateral, que bordean un característico modelado en cerros y vales intermedios.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Laderas

El predominio de la erosión sobre la acumulación que puede deducirse en el ámbito de la Hoja causa que el control principal en la evolución de las vertientes sea de tipo estructural. Los procesos de ladera y su resultado son algo diferentes según las características litológicas y tectónicas del substrato. En general, los depósitos de ladera están poco extendidos.

Los procesos y acumulaciones de derrubios de ladera, predominan hacia la parte nororiental, más accidentada, de la Hoja. La meteorización física de las calizas de las Sierras Exteriores suele dar lugar a pequeños canchales con clastos de reducidas dimensiones, que en la mayoría de los casos no tienen entidad cartográfica. Las franjas verticales de caliza de Guara de ambos flancos de la sierra de Santo Domingo generan también ocasionalmente grandes bloques de caliza sueltos, deslizados sobre las vertientes adyacentes, más deprimidas, de las margas de Arguís. Por otra parte, los materiales del Grupo de Campodarbe, con mayor contenido en lutitas, pueden dar lugar a deslizamientos en masa, que originan laderas cubiertas por un depósito altamente desorganizado. La caída individual de bloques de arenisca contribuye también en el origen de estos depósitos. Se ha indicado así mismo en la cartografía una cicatriz de deslizamiento existente en las lutitas plásticas de la facies Keuper, como las que son comunes en esta formación y en las margas de Arguís en las pendientes elevadas de la sierra de Santo Domingo.

Las formaciones conglomeráticas oligo-miocenas de la parte central de la Hoja están afectadas por una intensa meteorización física, cuyo resultado es la producción de grava y arena, que no se acumula en las laderas, sino en los fondos de valle adyacentes. Las laderas tienen morfología redondeada, como es característico en este tipo de litologías.

En la parte meridional de la Hoja, el contraste litológico entre las areniscas y las lutitas subhorizontales da lugar a vertientes ligeramente escalonadas. Las lutitas son objeto de una erosión rápida por procesos de acarreamiento, mientras que las areniscas dan lugar a escarpes rocosos en los que la meteorización física (descamación, agrietamiento y separación) genera bloques que pueden conferir al paisaje un aspecto ruiforme. Las vertientes suelen tener perfil cóncavo hacia la parte baja, pasando gradualmente a los fondos de valle planos de tipo "val".

5.2.2.2. *Formas fluviales*

La evolución de la red fluvial ha estado caracterizada por el predominio del encajamiento, con la producción de formas de acumulación poco importantes. Como ya se ha indicado, esta red presenta un condicionante estructural muy marcado. Aparte de las formas relacionadas con los cursos de agua principales, pueden señalarse los procesos y formas de tipo zonal correspondientes al sistema de erosión intensa favorecida por las condiciones semiáridas (i.e. cárcavas en las formaciones margosas, incisiones lineales, etc.).

Por lo que respecta a los cursos de agua principales, el cauce del río Onsella discurre de Este a Oeste paralelo a las directrices estructurales (curso subsecuente) entre las cotas de 1000 m y 530 m. Al Sur de la divisoria meridional del río Onsella, la red de drenaje tiene un carácter marcadamente consecuente y discurre, a grandes rasgos, de Norte a Sur. El río Arba de Biel corre de Norte a Sur entre una altura en torno a 1200 m en las fuentes del Arba hasta 660 m en el borde meridional de la Hoja. De modo semejante, el río Arba de Luesia nace a una altura de 1200 m al pie de la sierra de Santo Domingo y se localiza a una cota de 640 m al Sur de la Hoja. Finalmente, el curso de agua más oriental, el río Rigüel, es el resultado de la confluencia de numerosos barrancos cuya cabecera se sitúa en los relieves conglomeráticos de los vértices de Cruz y Selva, y discurre a una altitud algo menor de 560 m en el extremo suroccidental de la Hoja.

Los tres primeros ríos presentan formas de acumulación fluviales en sentido estricto; en los demás valles secundarios, la morfología es de origen poligénico y será comentada en apartados posteriores. Se han reconocido algunos niveles de terrazas escalonadas, cuya clasificación se ha realizado en función de su altitud relativa y posición. Estas terrazas están muy degradadas, y se preservan de forma muy discontinua.

En el río Onsella se reconoce claramente un nivel de terraza bajo próximo al cauce, y otro posible a mayor altura. La terraza baja (T_1) se encuentra a una altura de 1-3 m sobre el cauce actual, mientras que el nivel más alto, muy degradado, puede corresponder a las partes más próximas al río de un nivel de glacis que se encuentra a alturas superiores a 20 m. No obstante, la posible parte fluvial de este nivel alto no ha sido diferenciada cartográficamente, debido a su pequeña extensión.

El río Arba de Biel solo presenta un único nivel de terraza de poca extensión lateral, a una altura de 1 m o menos sobre el cauce actual. Por otra parte, el río Arba de Luesia, además del nivel de terraza bajo a 0.5-1 m sobre el lecho, presenta un nivel más alto preservado de forma ocasional a unos 20 m de altura. Este nivel presenta un escarpe muy degradado, y se reconoce más al Sur en la vecina Hoja de Luna (ARENAS y ZAMORANO, en prensa). El trazado actual del río es sinuoso, presentando numerosas barras de grava laterales y longitudinales. Por otra parte, asociados a los relieves de la sierra de Luesia, se encuentran pequeños conos de deyección, adosados al río.

Las divisorias hidrográficas principales se localizan a favor de las formaciones competentes de los conglomerados de Uncastillo y de las Sierras Exteriores (ver apartado 5.2.1). En los materiales del Grupo de Campodarbe de la parte septentrional de la Hoja, la red de drenaje está fuertemente encajada, con gradientes topográficos fuertes. Los valles tienen perfiles en V muy marcados, y las acumulaciones de fondo de valle son raras. En las facies de areniscas y lutitas de la Formación de Uncastillo, en la parte meridional de la Hoja, los desniveles son menores y la densidad de drenaje es relativamente baja. Los depósitos poligénicos que caracterizan allí los fondos de valle están sin embargo notablemente incididos. En algunos casos esta incisión puede llegar a ser de 2 m.

5.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas poligénicas principales corresponden por una parte a glacis y por otra a fondos de valle de tipo "val". Dado el relieve accidentado, no se reconocen glacis funcionales en la actualidad, sino que se reconocen localmente retazos de niveles colgados, a cierta altura sobre la red fluvial actual. Donde estos glacis están mejor desarrollados o preservados es en la vertiente meridional del valle del Onsella. En esa zona se reconocen restos de al menos dos niveles de glacis (niveles 2 y 3 en el Mapa Geomorfológico), encajados casi una decena de metros el uno en el otro. Estas formas se clasifican como glacis de acumulación, en función de su pendiente y de la preservación de depósito, aunque en las partes más próximas al río puedan tener una cierta influencia fluvial. Pueden presentar escarpes bien definidos, dada la naturaleza conglomerática del depósito que los caracteriza. El nivel superior aparece siempre colgado, mientras que el nivel 2 se adosa a los relieves circundantes, testificando una anchura reducida (generalmente inferior a 1 km). En el borde septentrional de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Gordán, se preservan dos extensos testigos de estos niveles, actualmente colgados, que por su morfología en planta pueden atribuirse a antiguos conos de deyección o abanicos aluviales del barranco de la Rinconera. Aunque su origen puede ser en gran parte aluvial, se han incluido en las formas poligénicas debido a su elevada pendiente (ésta es hacia el Norte).

Por otra parte, en la parte baja del valle del Arba de Luesia se reconocen testimonios muy degradados de una franja estrecha de glacis que enlazaba con la terraza 2, a 20 m sobre el río. Al igual que las terrazas a los que se asocian, estos glacis no están bordeados por escarpes bien desarrollados. En los afloramientos más meridionales, se hallan adosados a los relieves de la margen derecha del valle. Estos niveles han sido objeto de la instalación de cultivos y por consiguiente de una intensa modificación antrópica.

El otro tipo de forma poligénica diferenciado también conlleva acumulación, y corresponde a los fondos de "val". Con esta denominación, de origen local, se designa unos valles de morfología suavemente cóncava y fondo plano, muy comunes en el somontano pirenaico. Se localizan principalmente en la parte meridional de la Hoja, en el área ocupada por la Formación de Uncastillo. Su morfología está causada por el depósito que los rellena, constituido generalmente por material fino de tipo limo, aunque en las proximidades de los relieves conglomeráticos está formado por gravas procedentes de la desintegración mecánica de los cantos de estas facies. La génesis de estos depósitos es de tipo aluvial-coluvial, con influencia tanto de los cursos de agua que discurrían por el valle como de la denudación de las laderas adyacentes. Este relleno está incidido por los cursos de agua actuales, lo que indica que estas formas no son funcionales en la actualidad (ALBERTO *et al.*, 1984). Los fondos de las vales se aprovechan en agricultura, con lo que presentan también una notable modificación antrópica.

5.2.2.4. Formas antrópicas

Las formas y depósitos cuaternarios suelen hallarse retocados por la acción ligada a los cultivos y a la repoblación forestal, sobre todo en la parte meridional de la Hoja. Los depósitos de glaciés y terraza fluvial se hallan intensamente removidos, a excepción de algunos tramos de la terraza baja constituidos por gravas o sujetos a las crecidas de los ríos.

Por otra parte, las laderas de los relieves arenoso-lutíticos del Grupo de Campodarbe y de la Formación de Uncastillo han sido objeto de un intenso aterrazamiento, que ha modificado notablemente el modelado de detalle. En la zona de desniveles más importantes del Grupo de Campodarbe, previamente deforestada, los aterrazamientos corresponden a cultivos hoy en su mayoría abandonados, salvo en el caso de algunas repoblaciones forestales recientes. Algunas de éstas, como las que se realizaron al Norte de la sierra de Santo Domingo, han removido el substrato terciario de forma tal que han borrado de manera llamativa las trazas fotogeológicas de éste. En la parte meridional de la Hoja, los cultivos siguen siendo activos en las vertientes aterrazadas, que generalmente aprovechan y acentúan la morfología escalonada ligada a las alternancias subhorizontales de areniscas y lutitas. No obstante, en este sector meridional, la mayor actividad antrópica actual se sitúa en el fondo de las vales. En una de estas vales, concretamente en la del barranco de las Anas, 1 km al Norte de la localidad de Uncastillo, se ha construido una presa que cierra un embalse de pequeñas dimensiones (embalse de las Anas).

Finalmente, cabe mencionar en este apartado la actividad relacionada con la explotación minera de los yacimientos de cobre de Biel. En el Mapa Geomorfológico se han indicado las excavaciones correspondientes a cuatro minas principales, la cuales presentan sus correspondientes escombreras, pistas de acceso, etc., contribuyendo a un entorno degradado. La actividad minera en esta zona está en la actualidad abandonada.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Como se ha dicho, las formaciones superficiales cuaternarias están poco extendidas en la Hoja de Uncastillo. Ente éstas han sido reconocidas las asociadas a los tres grupos de procesos principales: de ladera, fluviales y poligénicos.

Los depósitos coluviales han sido ya brevemente mencionados conjuntamente con el modelado de laderas. Consisten principalmente en canchales y bloques derivados de las formaciones calcáreas de las Sierras, y en derrubios deslizados en masa procedentes del Grupo de Campodarbe. En ambos casos se trata de depósitos poco importantes y de poca entidad cartográfica.

Los depósitos fluviales corresponden a los lechos actuales y las terrazas de los principales cursos fluviales. El río Onsella acarrea principalmente arenas y cantos de arenisca derivados del Grupo de Campodarbe, unidad que predomina en su cuenca hidrográfica. En la parte meridional de la Hoja, los ríos Arba de Biel y de Luesia llevan una cantidad sorprendentemente alta de gravas, efecto que está causado por el retribajamiento de los conglomerados de Biel en los que se sitúa gran parte de su cuenca de captación. Así, los cantos que llevan estos ríos están muy rodados y tienen una litología similar a la descrita para los mencionados conglomerados terciarios (areniscas y calizas). El nivel de terraza alto (+20 m) del Arba de Luesia aflora bastante mal, pero en los campos de cultivo desarrollados por encima de él se encuentran cantos rodados semejantes a los del lecho actual y terraza baja. Su espesor es algo inferior a 3 m, y parece estar muy poco cementado.

Por lo que respecta a los depósitos de glacis, el nivel 2 del valle del Onsella está compuesto por lutitas con cantos con baja esfericidad de areniscas del Grupo de Campodarbe, que se encuentran sueltos en las lutitas (textura “matrix-supported”) o formando pasadas “clast-supported”. La selección y organización del depósito es pobre, con clastos generalmente de 10 cm o menos, aunque algunos alcanzan casi 1 m de dimensión mayor. Su espesor se sitúa entre 1-3 m, y el depósito se halla en general poco cementado y retocado por la acción antrópica. La parte superior está edafizada. El nivel 3 se reconoce en pequeños afloramientos de escasa calidad que revelan un espesor de unos 2 m de lutitas con gravas de características similares a las anteriores.

Mención aparte merecen los afloramientos más extensos y mejor conservados de las proximidades de Gordán, en el extremo Norte de la Hoja. Estos se presentan en un nivel inferior, en la margen izquierda del barranco de la Rinconera, y un nivel superior, formando una meseta alta más al Oeste. Por su altura relativa se atribuyen respectivamente a los niveles 2 y 3 que descritos anteriormente. Estos niveles están integrados por gravas de cantos muy rodados derivados de los conglomerados de Biel, transportados por corrientes acuosas y acumulados en forma de abanico aluvial, como sugiere la morfología en planta del nivel superior (ver Mapa Geomorfológico). En ambos casos se trata de depósitos bien seleccionados y organizados, con cantos de calizas y areniscas de un tamaño medio de 3-5 cm, y con clastos excepcionales de hasta 0.5 m de tamaño, éstos últimos derivados de las areniscas de Campodarbe. Las gravas presentan imbricaciones indicando flujos hacia el Norte, y alternan con lentejones de limos. Como se ha comentado, a pesar de las características sedimentológicas de tipo aluvial de estos depósitos, se han clasificado como glacis en virtud de su marcada pendiente y morfología.

Las formaciones superficiales que forman el relleno de las “valés” tienen unas características granulométricas que varían según la naturaleza local del substrato. Así, en la mayor parte del sector meridional de la Hoja, ocupada por las areniscas y lutitas fluviales de la unidad 18, el relleno está constituido esencialmente por limos con pequeñas pasadas de arenas y cantos procedentes de las vertientes adyacentes. Estos depósitos tienen características similares a los que abundan en el somontano oscense, y su origen fue atribuido por ALBERTO *et al.* (1984) a una combinación de procesos eólicos, de vertiente y fluviales. Cuando los depósitos de este tipo ocupan depresiones que no tienen geometría de val, se han representado en la cartografía como “depósitos aluviales-coluviales”. Por otra parte, en las vales que disectan los relieves conglomeráticos de la parte Norte de la Formación de Uncastillo, el relleno de las vales, que retienen su morfología suavemente cóncava con fondo plano, está formado por gravas, procedentes esencialmente de la desintegración de los conglomerados de las vertientes adyacentes. En alguna de estas vales, la disección del fondo puede mostrar un espesor de gravas de más de 3 m. La abundancia de grava en este depósito constituye un caso anómalo similar aunque a escala más local al descrito en las formaciones fluviales, e indica la influencia de la litología del substrato en las características del registro cuaternario.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Si bien las Sierras Exteriores ya existían como relieve positivo a finales del Oligoceno, el momento clave en la evolución geomorfológica que consideraremos en este apartado consiste en el fin de las condiciones endorreicas en la cuenca del Ebro y su drenaje hacia el mar Mediterráneo. A partir de ese momento, situado entre el Mioceno terminal y el Plioceno basal por la mayoría de los autores (ver RIBA *et al.*, 1986), comienzan los procesos erosivos y el modelado del relieve observable en la actualidad.

Como hemos visto, durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior el relieve emergente de las Sierras Exteriores y de la cuenca de Jaca nutría hacia la cuenca del Ebro, entonces dominio de acumulación un sistema de grandes abanicos aluviales con posición algo variante en el tiempo. Posteriormente de este intervalo, el registro sedimentario de la evolución geomorfológica en la Hoja de Uncastillo es escaso, correspondiente esencialmente al Cuaternario reciente. La falta de preservación de formaciones superficiales altas, en caso de que éstas se generasen, impide reconstruir las etapas iniciales del Pleistoceno o del Cuaternario más antiguo, que debieron ser períodos de intensa actividad erosiva en los que se modeló gran parte del relieve actual.

La evolución de la red fluvial observada, en períodos alternantes de acumulación e incisión, produjo la sucesión de los tres niveles de glacis o terraza escalonados, que constituyen el registro histórico principal de la Hoja. Los elementos más antiguos (glacis 3) aportan información sobre el valle del Onsella, en el sector septentrional de la Hoja. Estos niveles indican que el mencionado valle ya existía como tal en ese intervalo, drenando hacia el Oeste y con un sistema de conos de deyección o abanicos aluviales que constituían una amplia zona de “bajada” que enlazaba el fondo del valle con los relieves de la vertiente meridional. El mejor preservado de estos abanicos se asociaba al actual barranco de la Rinconera, indicando que incluso la red de drenaje secundaria se asemejaba a la observable en la actualidad.

El nivel de glacis y terrazas 2 continúa con la misma tendencia, registrando cursos fluviales de posición semejante a la actual, en este caso también con respecto al río Arba de Luesia. Al igual que en el caso anterior, se desconoce la edad precisa del depósito, aunque cabe señalar que en los afloramientos más meridionales del Arba de Luesia contiene industria lítica, mostrada in-situ al autor por D. Félix Compaired, guarda forestal de Luesia, al que se debe también la localización de numerosos de los pequeños retazos aflorantes de la terraza. El encajamiento de los ríos actuales sobre este nivel es de unos 20 m.

Finalmente, el nivel de terraza 1 se halla ya enteramente preservado y registra un lecho fluvial de gravas algo más amplio que el actual, el cual está ya poco encajado en él. Los fondos de las vales debieron probablemente experimentar gran parte de su relleno (gravas en la sierra de Luesia y materiales finos en el resto de la Hoja) durante este periodo. Finalmente, la incisión que presentan los dos tipos de depósito referidos sugiere que la red fluvial se encuentra actualmente en un nuevo período de encajamiento.

El patrón cartográfico de la cuenca alta del río Arba de Luesia parece indicar que, en algún momento no determinable, este río pudo capturar parte de la cuenca del Onsella, que tendría una rama septentrional al Norte de la sierra de Santo Domingo, y una rama meridional al Sur de ésta, que discurriría por el segmento subsecuente del actual curso alto del Arba y por el barranco de Sibirana, hacia el barranco del Vado. Esta hipótesis no puede sin embargo ser demostrada mediante el registro sedimentario.

5.5. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La incisión de los depósitos aluviales-coluviales recientemente referida indica una tendencia actual a la erosión. Esta supera también a la tasa de producción de sedimento por meteorización, como indican las extensas vertientes rocosas donde el substrato pre-Cuaternario está expuesto.

Debido a las condiciones climáticas semi-áridas y a la deforestación que caracteriza amplios sectores de la Hoja, los procesos de arcavamiento y erosión remontante en las vertientes y

barrancos son importantes, caracterizando una dinámica torrencial que puede proseguir en tiempos venideros. Estos procesos ocurren principalmente en las vertientes meridionales, sobre todo al Sur de la sierra de Santo Domingo y en gran parte del área ocupada por el Grupo de Campodarbe. Por otra parte, la repoblación forestal emprendida en varios sectores de la Hoja puede contrarrestar este efecto en el futuro, contribuyendo a una mayor infiltración y fijación del suelo. En la vertiente septentrional de la sierra de Santo Domingo y en las vales que disectan los relieves conglomeráticos de la sierra de Luesia, cubiertas desde antiguo por una vegetación más abundante, la tasa de desmantelamiento suele ser más lenta.

La erosión remontante de los afluentes del Onsella, al Norte de las sierras conglomeráticas, parece más rápida que la incisión de las vales que drenan hacia el Sur, hacia el río Rigüel, como sugiere el hecho que la cabecera de estas últimas se halla truncada a veces de forma abrupta en la divisoria que las separa del Onsella (i. e. área de los vértices de Cruz y Selva). La diferente erosionabilidad de los materiales del sustrato puede condicionar la evolución de la red de drenaje futura y la probable formación de capturas. A largo plazo, la erosión remontante de los barrancos de Sibirana (tributario del Arba de Luesia) y del Vado (tributario del Onsella) podría dar lugar nuevas capturas parciales. Alguna otra captura de poca entidad podría producirse por parte del río Arba de Biel con respecto a los barrancos que discurren paralelos a él en su margen oriental

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

En la Hoja de Uncastillo se localizan un total de 6 estaciones meteorológicas, 2 pluviométricas y 4 termopluviométricas. La precipitaciones medias anuales oscilan entre los 550 y los 800 mm, aunque en las proximidades de la Sierra de Santo Domingo se alcancen los 900 mm en cotas elevadas. La temperatura media varía también entre los 12 y 13 °C, con incremento generalizado hacia el SO. La caracterización climática de este sector permite diferenciar dos zonas en función del régimen de humedad: una de tipo mediterráneo seco dominando el sector occidental y parte de la vertiente meridional de la sierra y otra mediterránea húmeda ocupando el frente montañoso y su vertiente septentrional.

La evapotranspiración (ETP) media según Thornthwaite varía entre los 700-750 mm; FACI (1.991, 1.992) calcula valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) superiores y del orden de 1.070-1.135 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 21 y el 56% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo, llegando a valores de infiltración próximos al 75% de la lluvia útil los afloramientos carbonatados de este sector.

6.1.2. Hidrología

Las principales cuencas hidrográficas encuadradas en los límites de esta Hoja son 3: la del Gállego en el extremo oriental con 51 km² y representada por su río tributario Asabón; la del Aragón en la franja septentrional, con 146 km² correspondientes a su tributario el río Onsella; y la denominada cuenca de los Arbas que, con más de 211 km² ocupa toda la mitad meridional.

Esta última cuenca es la más representativa de las que aquí se tratan y que está encabezada por el Arba de Luesia y sus afluentes Arba de Riguel, en su margen derecha, y Arba de Biel y Farasdués o Agonia, por su margen izquierda. Son todos en general ríos poco caudalosos, muy jerarquizados, que discurren durante la mayor parte de su recorrido sobre las formaciones terciarias continentales de las que reciben una parte importante de su aportación. Los caudales son por tanto reducidos e irregulares, propios de los ríos prepirenaicos dada la escasa capacidad de regulación de sus cuencas.

6.1.3. Características hidrogeológicas

En función de criterios orográficos y características estructurales y sedimentológicas de los materiales que afloran en la Hoja de Agüero se diferencian tres Sistemas Hidrogeológicos que agrupan a su vez varias Unidades Acuíferas.

6.1.3.1. U.H. 18: Santo Domingo-Sierra de Guara

Ocupa los afloramientos carbonatados mesozoicos y terciarios en facies marinas que se localizan en una franja E-O en el extremo oriental de la Hoja y que forma parte de la terminación oriental del frente de cabalgamientos autóctonos de las sierras prepirenaicas. 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 que ven reducida considerablemente su importancia en este sector debido a la creciente disminución de las potencias:

- *Muschelkalk*: acuífero de alta porosidad y permeabilidad por fracturación y disolución (índice B₂), con buena capacidad de regulación. Está limitado en su base por las arcillas (unidad cartográfica 1) mientras que, a techo, conecta en parte con el acuífero Cretácico-Eoceno a través de las lutitas y yesos del Keuper. La transmisividad puede ser del orden de 1.000 m²/día, con permeabilidades cercanas 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 apenas llega a alcanzar 80 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 Arguis, mientras que las arcillas en facies Garumniense que se sitúan en el muro 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 Santo Domingo pero que en conjunto apenas alcanza los 200 m de espesor.

En la Hoja de Uncastillo se delimita una única Unidad Acuífera encuadrada en el Dominio hidráulico occidental: *Unidad Río Gállego*, con un sistema de recarga-descarga que depende principalmente de la extensión superficial de los afloramientos calcáreos, grado de karstificación, geometría, verticalidad de las estructuras y cota topográfica, que condicionan en gran

medida el volumen de recarga que genera las precipitaciones.

Para la unidad referida se evalúa un volumen de recarga del orden de 7 hm³/año para una superficie total de 60 km²; las salidas reguladas son de 2 hm³/año y la aportación subterránea de 5 hm³/año, presumiblemente dirigida hacia el congosto del Gállego. Las principales descargas en esta Hoja se produce a través de manantiales tales como el de Fuenmayor (2710.4006) donde nace el río Onsella, y El Fayar (2710.8007), con caudales entre 5 y 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 o con mayor contenido en sulfatos. En conjunto, la mineralización dominante es ligera y la dureza media.

6.1.3.2. Sistema hidrogeológico del Terciario continental

Ocupa toda la serie de afloramientos detríticos oligo-miocenos de carácter continental de la mayor parte de la Hoja. 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.

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 Uncastillo se cartografían dos subsistemas en función de su pertenencia a diferentes abanicos sedimentarios: *Subsistema Guarga*, ampliamente desarrollado en la mitad septentrional, y el *Subsistema Luna* al SW, que se extiende por toda la vertiente Sur de la Sierra de Santo Domingo con la que se ponen en contacto. Además, como unidad independiente de mayor relevancia hidrogeológica se cartografía la unidad de *Conglomerados de Biel*.

Se han contabilizado un total de 51 puntos, de los que 11 son surgencias en *Conglomerados de Biel*. El régimen de las descargas, muy variable según el período estacional del año, oscila entre 0,5 y 20 l/s siendo en su mayor parte reguladas para abastecimiento urbano de los núcleos poblacionales situados en esta Hoja: Castelfernando (2710.6001) en Uncastillo, Fuente Sora (2710.4005) en Longás, Val de Biel (2710.7003) en Biel y Fuenfría (2710.1005) en Sos del Rey Católico.

Conviene recalcar por su importancia hidrogeológica ciertos niveles carbonatados, de facies de transición y con características permeables, que se sitúan en la base del Subsistema Guarga o Luna y en el techo de la Fm. Margas de Arguis. A pesar de contar con un espesor muy reducido, aparece una orla de surgencias algunas de las cuales pueden alcanzar caudales significativos de hasta 20 l/s, como en el lbón de Nofuentes (2710.4009).

En general, todo el Sistema Terciario Continental se caracteriza por poseer aguas de tipo muy diverso difícilmente encuadrables en una clase única en especial cuando se mezclan con otras de los acuíferos pliocuaternarios. Las aguas subterráneas analizadas en el dominio de la Hoja de Uncastillo muestran una facies dominante que es del tipo bicarbonatada cálcica, de mineralización ligera y dureza media.

6.1.3.3. Sistema hidrogeológico pliocuaternario

Los depósitos aluviales recientes de los ríos que integran el sistema de los Arbas entran a formar parte de uno de los tres tipos de acuíferos en los que se subdivide este Sistema hidrogeológico: *Acuíferos aluviales*.

Se definen como acuíferos en conglomerados, gravas, arenas y limos, libres, de permeabilidad media-alta por porosidad intergranular (índices A_2), extensos y locales, de elevada producción, nivel freático subsuperficial y potencias inferiores a 8 m; las transmisividades en estos tramos de cabecera pueden ser del orden de 100 m²/día, permeabilidades de hasta 100 m/día y muy variable capacidad de regulación.

Las surgencias drenan un caudal próximo al litro por segundo con los que se refuerza el abastecimiento de varios núcleos de población (Uncastillo, Luesia y Biel). Sus características químicas permiten clasificarlas como bicarbonatadas cálcicas de mineralización ligera y dureza media.

Cuadro Resumen de Inventario de Puntos de Agua

	OCTANTES	1	2	3	4	5	6	7	8	TOTAL
NATURALEZA	Manantiales	6	14	10	7	3	8	9	7	64
	Pozos	0	0	0	0	1	1	1	0	3
	Sondeos	0	0	0	0	3	0	0	1	4
	Otros	-	-	-	-	-	-	-	2	2
	Total	6	14	10	7	7	9	10	10	73
USO	Abastecimiento	2	4	4	2	3	4	2	3	24
	Regadío	-	-	-	-	1	1	3	1	6
	Ganadería	1	-	-	-	-	-	-	-	1
	Otros	1	3	4	3	2	1	1	3	18
	Sin uso	2	7	2	2	1	3	4	3	24
	Industria									
	Caudal Medio l/s (manantiales)	1	2	1	5	1	1,2	1,5	1,5	
	Prof. M. Sondeos	-	-	-	-	88	2	-	200	
	Prof. M. Pozos	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Bombes Estimados (Dm ³ /año)	-	-	-	-	120	-	-	140	260

6.2. RECURSOS MINERALES

La actividad minera en la Hoja de Uncastillo es actualmente escasa. Aparte de la explotación local de las capas de areniscas oligocenas y miocenas para la construcción, tuvo interés económico en el pasado la existencia de unos yacimientos de cobre existentes a unos 3 km al Norte de la localidad de Biel, en torno al valle alto del río Arba de Biel. Estos yacimientos se hallan en las areniscas del Grupo de Campodarbe, y fueron citados ya por MARTIN DONAIRE (1873). En el pasado fueron explotados en varias minas (ver el Mapa Geomorfológico para su localización), hoy abandonadas.

La naturaleza de estas manifestaciones cupríferas ha sido descrita por GIMENO (1924), ROMERO (1933) y RIOS y ALMELA (1954); según estos autores los minerales que las forman consisten en cuprita, calcosina, malaquita, azurita e incluso cobre nativo, y se presentan como constituyentes del cemento de las areniscas. Su ley se sitúa generalmente en torno al 3-4%, aunque localmente llega al 30%. Al parecer, el origen de la mineralización es sedimentario. Por otra parte, MARTIN DONAIRE (1873) cita la existencia de un filón de galena en Longás, sobre el que no disponemos de más información. Más recientemente, SUBÍAS *et al.* (1999) han realizado un estudio mineralógico y geoquímica de los depósitos de cobre en la Formación de Uncastillo y en el Grupo de Campodarbe.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; MACHIN, J.; PEÑA, J.L.; POCOVÍ, A. Y RODRIGUEZ VIDAL, 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 p.
- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1951). "Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *I Congr. Int. del Pirineo, Inst. de Est. Pirenaicos, Geología*, 3, Zaragoza, 28 p.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ MARTINEZ, N. Y SACRISTÁN-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.; 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.
- 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.; PARDO, G. Y VILLENA, J. (1990). "Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector de Luesia-Riglos (provincias de Zaragoza y Huesca)". *Geogaceta*, 8, 92-94.
- ARENAS, C. Y ZAMORANO, M. (en prensa). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 246: Luna". *I.G.M.E.*
- CAMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.*, 41, 391-404.
- CANUDO, J.I.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. Y SUCUNZA, M. (1988). "Les Événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocene moyen à l'Oligocène inférieur". *Rev. de Micropal.*, 31, 15-29.
- COMAS, M.J.; GOY, A.; MELENDEZ, G.; 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. Iberica*, 13, 175-184.
- CRUSAFONT, M. Y PONS, J.M. (1969). "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N de la provincia de Huesca". *Acta Geol. Hispánica*, 4 (5), 124-125.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O. Y VILLENA, J. (1966). "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (río Formiga, prov. de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Comunicaciones del IGME*, 83, 7-14.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, 444 p.
- FACI, J.M. Y MARTÍNEZ COB, A. (1991). "Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón". *Diputación General de Aragón*. 115 p.
- FACI, J.M. (1992). "Contribución a la medida y cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET₀) en Aragón". *Institución Fernando el Católico. Zaragoza*.
- FRIEND, P.F. (Ed.) (1989). "Pyrenean tectonic control of oligo-miocene river systems, Huesca, Aragon, Spain". *Excursion Guidebook nº 4, 4th International Conference on Fluvial Sedimentology, Publ. Servei Geològic de Catalunya*, 142 p.
- FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragon, Spain". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10, 9-30. *Madrid*.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. Y MONTES, M.J. (en prensa). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 209: Agüero". *I.G.M.E.*
- GIMENO, A. (1924). "Las areniscas cupríferas de Aragón". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*, 89-90, *Madrid*.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. Y YEBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* 32, 391-423.
- 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 p.
- HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". In: P. A. Allen y P. Homewood (eds.), "Foreland Basins", *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 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.

- JOLLEY, E.J. (1987). "Thrust tectonics and alluvial architecture of the Jaca Basin. Southern Pyrenees". *Tesis doctoral (inérita), Universidad de Wales*, 365 p.
- JOLLEY, E.J. Y HOGAN, P.J. (1989). "The Campodarbe Group of the Jaca Basin". *4th International Conference on Fluvial Sedimentology. Publ. Servei Geològic de Catalunya. Excursion Guidebook*, 4, 93-120.
- 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 palaeocurrent data". *Mathematical Geology*, 19, 319-333.
- LABAUME, P.; SEGURET, M. Y SEYVE, C. (1985). "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". *Tectonics*, 4, 661-685.
- MALLADA, L. (1878). "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, 15, 439 p.
- MARTIN DONAIRE, F. (1873). "Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza". *Mem. Com. Mapa Geol. de España*.
- MOLINA, E. (1985). "Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo oscense en el sector de Arguís". *I Jornadas de Paleontología, Zaragoza*.
- MONTES, M.J. (1992). "Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central)". *Simposio sobre Geología de los Pirineos, III. Congr. Geol. de España*, t. 2, 150-160, Salamanca.
- MUTTI E.; LUTERBACHER H.P.; FERRER J. Y ROSELL J. (1972). "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tresp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 391-416.
- NICHOLS, G. J. (1984). "Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Ph D. Thesis, Univ. of Cambridge*, 243 p.
- NICHOLS, G.J. (1987 a). "Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees". *Geol. Mag.*, 124, (2), 121-133.
- NICHOLS, G.J. (1987b). "The structure and Stratigraphy of the Western External Sierras of the Pyrenees, Northern Spain". *Geol. Journ.*, 22, 245-259.
- POCOVI, A.; MILLAN, H.; NAVARRO, J.J. Y MARTINEZ, M.B. (1990). "Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y la 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*, 104, 188 p.

- PUIGDEFABREGAS, C. Y SOLER, M. (1973). "Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca)". *Pirineos*, 109, 5-15.
- QUIRANTES, J. (1969). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros". *Tesis Doc. Univ. de Granada*.
- RIBA, O.; PUIGDEFABREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J. Y MARTI, C. (1973).- Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja nº 22: TUDELA. I.G.M.E.
- RIBA, O.; REGUANT, S. Y VILLENA, J. (1986).- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. Libro Jubilar J.Mª Ríos. Geología de España, 2, 131-159. I.G.M.E.
- RIOS, J.M. Y ALMELA, A. (1954). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja nº 208: Uncastillo". 1ª Ed., I.G.M.E.
- ROMERO, J. (1933). "Los cobres de Biel". *Rev. Minera, ser. C, t. LI, Madrid*.
- SEGURET, M. (1972). "Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". *Thèse Doct., Publ. USTELA. Série Géol. struct. 2, Montpellier*, 155 p.
- SELZER, G. (1934). "Geologie der Südpirenaischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. b 370-406. Traducción española (1948) *Public. Extr. Geol. de España*. 4, 185-230.
- SOLER, M. Y PUIGDEFABREGAS, C. (1970). "Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental". *Pirineos*, 96, 5-19.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". *Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse*, 529 p.
- 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.
- TEIXELL, A. (1994). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 276: Jaca". *I.T.G.E.*
- TEIXELL, A. (1996). "The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries". *Journal of the Geological Society of London*, 153, 301-310
- TEIXELL, A. Y GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1995). "Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 215-228.
- TURNER, J.P. (1990). "Structural and stratigraphic evolution of the West Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees". *Jour. Geol. Soc., London*, 147, 177-184.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

