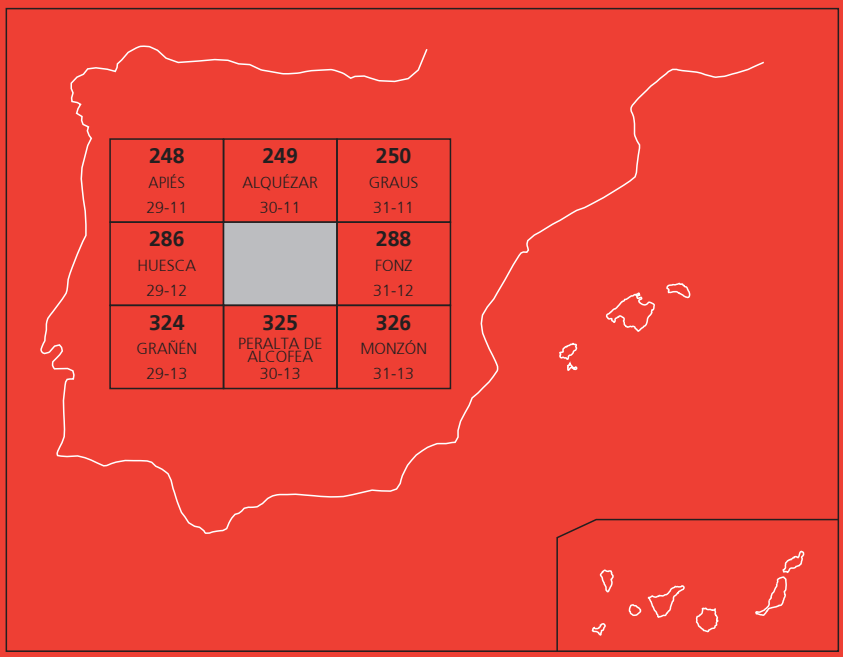
Instituto Geológico
y Minero de España

287
30-12

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



BARBASTRO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

BARBASTRO

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-14-018-0
ISBN: 978-84-7840- 946-4
Depósito legal: M-35945-2014

Fotocomposición: Caramap Cartografía S. L.
Impresión: Copysell, S. L.

Las presentes Hoja y Memoria (Barbastro-287), han sido realizadas a partir de un Proyecto por Administración del Instituto Geológico y Minero de España, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa Geológico

- J. García Sansegundo y A. Teixell Cácharo (IGME)

Mapa Geomorfológico

- J. García Sansegundo y A. Teixell Cácharo (IGME)

Memoria

- J. García Sansegundo (IGME)

Paleontología

- J. M. Samsó Escolá (IGME)

Hidrogeología

- E. A. Garrido Schneider (IGME)

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L. F. Miguel Cabrero (IGME)

Í N D I C E

Pag.

1. INTRODUCCIÓN 8
1.1. ANTECEDENTES 8
1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA 8

2. ESTRATIGRAFÍA 9
2.1. LUTITAS Y YESOS (1). CALIZAS Y DOLOMÍAS (1c). TRIÁSICO 9
2.2. CALIZAS Y MARGAS (2). CRETÁCICO 10
2.3. LUTITAS ROJAS (3). GARUMNIENSE 10
2.4. CALIZAS DE GUARA 11
2.4.1. Calizas grises con *microcodium* en los tramos basales (4). Ilerdiense-Cuisiense 11
2.4.2. Calizas con Alveolinas (5). Luteciense 11
2.5. YESOS, LUTITAS Y ARENISCAS (6). FM YESOS DE BARBASTRO. YESOS MASIVOS (6y). PRIABONIENSE-ESTAMPIENSE 12
2.6. LUTITAS, ARENISCAS, CALIZAS Y YESOS (7). CAPAS DE ABIEGO. CALIZAS (7c). STAMPIENSE 13
2.7. ARENISCAS Y LUTITAS. FORMACIÓN PERALTILLA. ESTAMPIENSE-CHATIENSE 13
2.7.1. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y algunas capas de calizas (8) Fm. Peraltilla, parte inferior 14
2.7.2. Canales de areniscas y lutitas rojas (9). Fm. Peraltilla, parte superior 14
2.8. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON PREDOMINIO DE CAPAS DE CALIZA, Y ARENISCAS GROSERAS (10). BRECHA DE AZLOR. CHATIENSE 14
2.9. CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS (11). CONGLOMERADOS (11cg). AGENIENSE 15
2.10. ARENISCAS, LUTITAS Y CONGLOMERADOS (12). FORMACIÓN SARIÑENA. AGENIENSE 16

Pag.
2.11. CONGLOMERADOS, ARENAS, LIMOS Y ARCILLAS. CUATERNARIO 17
2.11.1. Conglomerados (13).Niveles aluviales altos 17
2.11.2. Conglomerados, arenas y limos (14). Glacis y terrazas colgadas 17
2.11.3. Conglomerados, gravas y arenas (15). Depósitos recientes 18

3. TECTÓNICA 18
3.1. CABALGAMIENTOS 19
3.2. ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO 19
3.3. ESTRUCTURAS DEL DIAPIRO DE NOVAL 21
3.4. SECUENCIA DE FORMACIÓN DE ESTRUCTURAS 21

4. HISTORIA GEOLÓGICA 22

5. GEOMORFOLOGÍA 23
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 23
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 24
5.2.1. Estudio morfoestructural 24
5.2.1.1. Zona del núcleo del Anticlinal de Barbastro 24
5.2.1.2. Zona del flanco SO del Anticlinal de Barbastro 25
5.2.1.3. Zona de los ríos Alcanadre y Vero 25
5.2.1.4. Zona del diapiro de Noval 25
5.2.2. Estudio del modelado 26
5.2.2.1. Laderas 26
5.2.2.2. Formas fluviales 26
5.2.2.3. Formas poligénicas 27
5.2.2.4. Formas antrópicas 28
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 29
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA) 30

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA 31
6.1. RECURSOS MINERALES 31
6.2. HIDROGEOLOGÍA 31
6.2.1. Climatología 31
6.2.2. Hidrología 32
6.2.3. Características hidrogeológicas 32
6.2.3.1. U.H. nº 18: Santo Domingo-Sierra de Guara 32

Pag.

6.2.3.2. Sistema Hidrogeológico Terciario Continental 33
6.2.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario..... 34
6.2.3.4. Otros materiales de interés hidrogeológico..... 34

7. BIBLIOGRAFÍA..... 36

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El sector que cubre el ámbito de la Hoja de Barbastro es poco conocido geológicamente dada la escasez de trabajos geológicos realizados en esta zona. Las primeras referencias a la geología de esta región corresponden a MALLADA (1881, 1895-1907) y DALLONI (1910) entre otros; se trata de trabajos con un valor histórico principalmente que contienen. observaciones interesantes. Otras publicaciones importantes son las de SELZER (1934), CRUSAFONT *et al.* (1966), QUIRANTES (1969) y REILLE (1967 a y b, 1971) que aportan los primeros datos sobre la estratigrafía y edad de las rocas. La elaboración de la cartografía geológica a escala 1: 50.000, a cargo de LARRAGAN (1949), aporta las líneas generales de la estructura de la Hoja de Barbastro. Posteriormente, PARDO y VILLENA (1979) elaboran el primer estudio detallado de la estructura de la zona. Más recientemente y gracias a la información aportada por los sondeos petrolíferos y perfiles sísmicos, llevados a cabo por la Empresa REPSOL (antes Hispanoil), se publicaron algunos trabajos en los que ya se interpreta la estructura en profundidad; entre ellos se pueden citar los de CAMARA y KLIMOWITZ (1985), MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVI (1988). Los depósitos cuaternarios y formaciones superficiales, extendidos en toda la hoja, fueron estudiados por RODRÍGUEZ VIDAL (1986).

A parte de estos trabajos, que en todos los casos contienen observaciones directas al área estudiada, existen otros de carácter más general que deben ser citados por su importancia y trascendencia en el conocimiento geológico del Pirineo. Uno corresponde al de PUIGDEFABREGAS (1975), que constituye un importante estudio sedimentológico e, incluye la cartografía de parte de la Hoja de Barbastro. Otros trabajos a destacar son los de GARRIDO (1973 b) y SEGURET (1973), sobre la estructura de la Zona Surpirenaica, siendo este último estudio el primero en dar una idea aloctonista de la Cordillera pirenaica.

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Geográficamente, la Hoja de Barbastro se sitúa en la provincia de Huesca, concretamente en la parte septentrional de la depresión del Ebro y al sur de las Sierras Exteriores. Toda la zona presenta relieves bajos, por lo general, inferiores a 700 m, encontrándose limitada al norte por la Sierra de Guara, al este por el río Cinca y al oeste por la Hoya de Huesca. La localidad más importante es Barbastro, situada en el extremo suroriental de la hoja.

Desde un punto de vista geológico, la Hoja de Barbastro queda enmarcada en el borde norte de la Cuenca del Ebro, que corresponde a la cuenca de antepaís de la Cordillera pirenaica. Al este se sitúan las Sierras Marginales catalanas, estudiadas recientemente por POCOVI (1978) y al norte las Sierras Exteriores aragonesas que fueron objeto de estudio por PUIGDEFÁBREGAS (1975). Tanto las Sierras Marginales como las Exteriores constituyen un conjunto de cabalgamientos frontales que enraizan en el despegue basal Surpirenaico. Al norte de las Sierras Exteriores, se localiza el Sinclinorio del Guarga, que corresponde a una cuenca de "piggyback", ocupada por sedimentos terciarios continentales.

En el ámbito de la zona estudiada afloran, principalmente, sedimentos terciarios ligados al frente montañoso surpirenaico, constituidos por series continentales, que ocupan la Cuenca del Ebro. Las primeras estructuras observables son cabalgamientos dirigidos hacia el sur, relacionados con las Sierras Exteriores. Posteriormente, tiene lugar la aparición de pliegues

despegados, posiblemente a nivel de las sales eocenas que deforman a los cabalgamientos emergentes.

La Hoja se encuentra atravesada por el Anticlinal de Barbastro (SELZER, 1934) de dirección NNO-SSE, cuyo cierre se encuentra en la parte noroccidental. Esta es la estructura más importante de esta región y en el núcleo presenta rocas evaporíticas de edad oligocena. En algunos sectores del flanco norte de este anticlinal, concretamente en la zona del Pueyo de Barbastro, afloran rocas cretácicas y eocenas que cabalgan a las rocas del núcleo del anticlinal. En todo el borde norte del área cartografiada, se sitúa la terminación meridional de las Sierras Exteriores, marcada por calizas eocenas que llegan a aflorar dentro del ámbito de la hoja. En el extremo NE se encuentra la parte SO del diapiro de Noval constituido por rocas triásicas, que representan los materiales más antiguos reconocibles en esta zona. El resto del área estudiada aparece ocupada por rocas miocenas indeformadas.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Barbastro se encuentra en su mayoría ocupada por rocas siliciclásticas de edad terciaria relacionadas con la formación del frente montañoso surpirenaico. Estos sedimentos constituyen cuñas clásticas de procedencia local. Estas caracterizan una sedimentación fluvial, distalmente hacia el sur, tiene lugar la aparición de depósitos lacustres.

Aparte de estos conjuntos litológicos siliciclásticos, existen pequeños afloramientos de rocas, principalmente calcáreas, de edad mesozoica o eocena. De base a techo, se han diferenciado las unidades litoestratigráficas que se describirán a continuación.

2.1. LUTITAS Y YESOS (1). CALIZAS Y DOLOMÍAS (1c). TRIÁSICO

Estas rocas pueden considerarse equivalentes a la Formación Pont de Suert definida por MEY *et al.* (1968) en el Pirineo Central, y que tiene edad triásica (Muschelkalk-Keuper). En la Hoja de Barbastro y sus proximidades, estos materiales ya habían sido observados por diversos autores, entre los que pueden ser citados: DALLONI (1910), MISCH (1934), SELZER (1934), ALMELA y RÍOS (1951), RIBA y LLAMAS (1965).

Las rocas triásicas únicamente son reconocibles en el extremo nororiental de la Hoja de Barbastro. Se encuentran aflorando de forma caótica dentro del diapiro de Noval, pudiéndose observar afloramientos aislados de calizas, desconectados entre sí, rodeados por lutitas rojas. En los bordes del diapiro no son abundantes las evidencias de deformación, ya que los materiales triásicos aparecen rodeados por capas prácticamente indeformadas de rocas oligo-miocenas. Sin embargo, a la vista de los datos obtenidos en el sondeo Huesca-1, situado a escasos centenares de metros del diapiro, se observa que por encima de las rocas triásicas aparece una sucesión completa de rocas mesozoicas y terciarias. Posiblemente, gran parte de las rocas oligo-miocenas que rodean a las triásicas, se disponen en "onlap" sobre las rocas deformadas por el diapirismo. Por este motivo, la mayoría de las evidencias de deformación diapírica, seguramente se encuentran actualmente ocultas bajo las rocas terciarias que no muestra abundantes signos de deformación.

Las rocas calcáreas que se pueden observar en este sector de la Hoja han sido diferenciadas en la cartografía geológica con el símbolo (1c). Son calizas y dolomías de tonos claros, blanquecinas o cremosas, aunque a menudo se reconocen niveles muy oscuros y fétidos. Las

calizas suelen ser tableadas, con capas de escala decimétrica en las que es frecuente observar laminaciones paralelas. El tamaño de grano por lo general es fino, tratándose de calizas micríticas que a veces presentan niveles margosos intercalados. El espesor de estas calizas es difícil de determinar, dado el carácter inconexo de los afloramientos, sin embargo, es posible estimar una potencia mínima de 50 m para las calizas. A menudo se reconocen afloramientos con restos fósiles, que suelen ser de gasterópodos y lamelibranquios de pequeño tamaño. Entre estos fósiles, LARRAGAN (1949) encontró *Nacula gregarea, Natica gregarea* y *Myophoriosis gregarea* que permiten atribuir a estas calizas al Muschelkalk (Ladiniense).

Rodeando estos afloramientos de calizas aparecen lutitas abigarradas con abundantes yesos y algunos niveles de calizas oquerosas. Entre estas capas de caliza, LARRAGAN (1949) cita fauna del Muschelkalk. Por lo general, es difícil estimar el espesor y posición estratigráfica de estas lutitas rojas, aunque parece que podrían encontrarse situadas por debajo de las calizas, correspondiendo entonces al nivel M2 del Muschelkalk en vez de tratarse de las lutitas del Keuper.

2.2. CALIZAS Y MARGAS (2). CRETÁCICO

En la Hoja de Barbastro, estas rocas únicamente se reconocen en la zona del Pueyo, donde se sitúan en la base de un cabalgamiento que superpone calizas mesozoicas y eocenas sobre materiales oligocenos. Constituyen una unidad conocida con el nombre de Calizas con Rudistas (del Cretácico Superior), que por su facies, puede ser correlacionada con la Fm. Bona definida por MEY *et al*. (1968) en el Pirineo central. En áreas situadas al norte de la hoja, concretamente en las Sierras Exteriores, se puede observar que las rocas del Cretácico Superior se encuentran sobre un substrato erosionado con rocas de Keuper, de forma que existe una laguna estratigráfica que abarca desde el Triásico hasta el Cretácico Superior (MALLADA, 1881, 1895-1907; DALLONI, 1910; ALMELA y RÍOS, 1951; etc.). En la presente hoja no es posible observar la relación entre estas rocas y las subyacentes, pues como ya se ha indicado se trata de un afloramiento aislado.

En el Pueyo de Barbastro, únicamente se observa un nivel de calizas pardo-amarillentas que no supera los 10 m de espesor. Entre estas capas es posible reconocer restos de Corales y Rudistas (?). Por encima de las calizas amarillentas afloran unos 10 m de margas con algunas capas de calizas que a techo presentan un espesor mayor, de unos 5 metros. Estas calizas son micríticas, de colores grisáceos depositadas posiblemente en un medio lacustre. La edad de esta unidad no ha podido ser determinada en la Hoja de Barbastro, debido a la ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico. Sin embargo, en otras zonas del Pirineo, rocas comparables a estas han sido datadas como Santoniense-Campaniense y posiblemente Maastrichtiense (MALLADA, 1881; DALLONI, 1910; ALMELA y RÍOS, 1951; SOUQUET, 1967).

2.3. LUTITAS ROJAS (3). GARUMNIENSE

Estas lutitas se sitúan por encima de las rocas cretácicas y al igual que ocurría con ellas éstas, únicamente afloran en la zona del Pueyo de Barbastro. Las facies rojizas que presentan estas rocas se conocen como "Facies Garumniense" (LEYMERIE, 1877). Posteriormente, MEY *et al*. (1968) denominaron Formación Tremp, a una unidad del Pirineo Central, comparable a esta.

En la zona estudiada, esta unidad constituye un nivel de unos 50 metros de espesor. Son lutitas rojas con algunas capas delgadas de areniscas y calizas intercaladas. Al norte, fuera

ya del ámbito de la Hoja de Barbastro, las rocas "Garumnienses" afloran bien y fueron estudiadas por diversos autores desde un punto de vista sedimentológico. A grandes rasgos, puede decirse que en la parte oriental, concretamente en el sector de Tremp constituyen depósitos fluviales (NAGTEGAAL, 1969). Al oeste, en las Sierras Exteriores, PUIGDEFÁBREGAS (1975) considera que las facies corresponden a un medio sedimentario con mayor influencia lacustre. Esta unidad arcillosa representa la transición entre el Mesozoico y el Cenozoico, encontrándose por lo tanto, su edad entre el Cretácico Superior (Maastrichtiense) y Paleoceno. En las Sierras Exteriores, NICHOLS (1984) estudio el "Garumniense" y dedujo que la parte alta es transicional a las Calizas de Guara suprayacentes.

2.4. CALIZAS DE GUARA

Dentro del ámbito de la zona estudiada, esta unidad aflora en el sector del Pueyo de Barbastro, cabalgando sobre rocas oligocenas, y al norte de la hoja, en el río Vero, donde se sitúa la terminación meridional del Anticlinal de Boltaña. Estas calizas son conocidas y atribuidas al Eoceno desde antiguamente. A menudo, han sido denominadas Calizas de Alveolinas (DALLONI, 1910; MALLADA, 1881) haciendo referencia al importante contenido que tiene de estos foraminíferos. Sin embargo, el nombre de Calizas de Guara (PUIGDEFÁBREGAS, 1975) es más adecuado, ya que no siempre se caracterizan por contener Alveolinas. Otro aspecto importante de esta unidad es la variación existente, en cuanto al espesor se refiere; así, pasan de tener más de 1.000 m en la Sierra de Guara a unos 50 metros en la parte occidental de las Sierras Exteriores. Esta última característica de las Calizas de Guara, también es conocida desde antiguamente (MALLADA, 1895-1907). En sectores más cercanos, situados al NE de la Hoja de Barbastro, en la zona de Estada y Estadilla, se han medido unos 200 metros para todo el conjunto de las Calizas de Guara (ALMELA y RÍOS, 1951).

En la zona estudiada se han diferenciado dos tramos, uno inferior de calizas grises y otro superior de calizas ricas en Alveolinas:

2.4.1. Calizas grises con *microcodium* en los tramos basales (4). Ilerdiense-Cuisiense

Este tramo basal aparece sobre las lutitas garumnienses. Se trata de calizas micríticas de color gris, tableadas, con laminaciones paralelas, entre las que son frecuentes los restos de gasterópodos y lamelibranquios. El espesor de este tramo basal es de unos 70 m aproximadamente. Las calizas aparecen ordenadas en ciclos de 1 a 2 m, siendo frecuentes las intercalaciones de brechas. Estas brechas son evidentes en la parte superior donde se observan claros signos de karstificación. El medio en el cual se depositaron estas calizas puede ser lacustre, y las brechas pueden representar episodios de exposición subaérea.

En lo referente a la edad de estas calizas, en la parte inferior se han reconocido *microcodium* lo que indica una edad cenozoica para toda la unidad. Hacia su parte media han sido encontradas alveolinas pequeñas que pueden atribuir estas calizas al Cuisiense. Esta unidad por su posición estatigráfica, posible edad y facies podría considerarse equivalente a las denominadas Calizas de Boltaña.

2.4.2. Calizas con Alveolinas (5). Luteciense

Esta unidad de la parte superior de las Calizas de Guara, aflora en el Pueyo de Barbastro, por encima de las calizas anteriormente descritas. Se trata de calizas bioclásticas de tonos cremosos, a veces teñidas de rojo. Entre los restos fósiles abundan principalmente las

Alveolinas, Nummulites, en menor cantidad y Fabularias, pudiéndose así atribuir esta unidad al Luteciense. El espesor es difícil de determinar ya que no se observa la parte alta de esta unidad, aunque dentro de la hoja este sería superior a 50 m.

2.5. YESOS, LUTITAS Y ARENISCAS (6). FM YESOS DE BARBASTRO. YESOS MASIVOS (6y). PRIABONIENSE-ESTAMPIENSE

Este conjunto de rocas se encuentra atravesando la Hoja de Barbastro en una banda de dirección NO-SE, que corresponde al núcleo del Anticlinal de Barbastro. La denominación de Fm. yesos de Barbastro se debe a QUIRANTES (1969), si bien este conjunto de rocas ya había sido reconocido desde antiguamente (LARRAGAN (1949). En el ámbito de la hoja, esta formación aparece constituida principalmente por margas de color blanquecino y niveles decimétricos de yesos. En algunas zonas, estos yesos son tan abundantes que han sido diferenciados en la cartografía con el símbolo (6y), tal y como puede observarse en el flanco SO del Anticlinal de Barbastro. Además de los yesos y margas, se puede observar la presencia de capas de areniscas de escala métrica o decimétrica. Debido al gran contraste de competencia existente respecto al resto de materiales (margas y yesos), constituyen buenos niveles guía que pueden ser seguidos en cartografía. Estas areniscas aparecen canalizadas y su mayor desarrollo se localiza en el sector situado al E y NE de Peraltilla. El espesor total de la Fm. yesos de Barbastro es difícil de determinar debido al gran número de pliegues que la deforman. Sin embargo, es posible estimar unos 400 m de espesor mínimo, aunque es muy posible que se llegen a superar los 1000 m. En otras áreas situadas más al este, como es la zona de Sanaüja (Prov. de Lérida), SAEZ (1987) midió 300 m de una sucesión comparable a la Fm. yesos de Barbastro.

Las capas de areniscas y las margas de esta formación pueden representar períodos de aportes terrígenos a la cuenca endorréica. Por otra parte, la presencia de yesos puede ser interpretada como depósitos de laguna salina "playa lake". Cuando los yesos presentan facies nodulosas se puede pensar que se formaron a partir de variaciones en el nivel freático y evaporación. Cuando aparecen en facies laminadas se puede interpretar que se formaron por precipitación directa (SAEZ, 1987).

Esta unidad, hacia zonas más proximales situadas al norte, lateralmente, pasa a lutitas areniscas y yesos (Capas de Abiego). En el mapa geológico de Barbastro, este cambio lateral de facies puede ser reconocido al este de Azara. En este sector, se pueden observar que entre las lutitas y yesos de la Fm. yesos de Barbastro, existen unas intercalaciones arenosas finas, representadas en la cartografía mediante trazados de capa, que hacia el NO pasa a una unidad similar pero mucho más arenosa que se ha denominado Capas de Abiego.

Haciendo referencia a la información obtenida en el sondeo Huesca-1, realizado dentro del ámbito de la hoja, se puede saber que la Fm. yesos de Barbastro se encuentra sobre las margas masivas de edad Bartoniense-Priaboniense (?). Por otra parte, dentro de la hoja, las Capas de Abiego que constituyen la unidad suprayacente, contiene unos niveles de calizas de edad Oligoceno inferior, la cual fue determinada a partir de Carófitas por REILLE (1967 a). Así pues, a la vista de estos datos, se puede considerar que la Fm. yesos de Barbastro tiene una edad comprendida entre Priaboniense y Estampiense.

2.6. LUTITAS, ARENISCAS, CALIZAS Y YESOS (7). CAPAS DE ABIEGO. CALIZAS (7c). STAMPIENSE

Constituye una sucesión que se sitúa por encima de la Fm. yesos de Barbastro, aunque en parte, puede ser equivalente lateral, representando facies más proximales, tal y como fue indicado en el epígrafe anterior. Las Capas de Abiego afloran a lo largo de todo el flanco suroccidental del Anticlinal de Barbastro y son comparables a las de la unidad infrayacente, aunque se diferencian de ella, en el mayor predominio de capas de arenisca. Esta unidad es comparable a la Fm. Peralta, definida más al este, en la Hoja de Monzon, por GARCÍA SENZ y ZAMORANO (en prensa). Estos autores estudiaron estas rocas y su relación con las estructuras de las Sierras Marginales. Según GARCÍA-SENZ y ZAMORANO (*op cit*) esta formación aparece constituida por conglomerados de abanico fluvial que en unos cuatro kilómetros, pasan hacia el sur y oeste a facies más distales de lutitas y areniscas. Distalmente estos materiales pasan a facies de laguna salada.

En la Hoja de Barbastro la sucesión que se considera equivalente a la Fm. Peralta (Capas de Abiego) aparece constituida por areniscas, lutitas, yesos y calizas. Las areniscas aparecen en capas de aproximadamente un metro de espesor, a veces pueden ser más gruesas, siendo su continuidad lateral escasa; son de colores amarillentos, de tamaño de grano generalmente fino o medio. Las capas de arenisca representan rellenos de canal en los que es frecuente encontrar estratificaciones cruzadas en surco y microripples en la parte alta de los canales. Las lutitas son generalmente de tonos rojizos, encontrándose frecuentemente niveles de yesos intercalados. A menudo, también se reconocen calizas, representadas en el mapa geológico por (7c), de tonos blanquecinos en capas de 5 a 15 cm, con algas de forma esférica (ogonios) o laminaciones y moldes de restos fósiles. Estas calizas suelen alternar con margas blancas y en ocasiones constituyen niveles de hasta 20 metros de espesor, como sucede en la parte alta de esta unidad, donde se reconoce un importante nivel de estas calizas y margas que ha podido ser seguido en cartografía. El espesor total de esta unidad es de unos 120 m de espesor.

Desde un punto de vista sedimentológico esta unidad corresponde a las facies distales de las Capas de Abiego. Las areniscas y lutitas representan los episodios de aporte de terrígenos. Los yesos épocas de fuerte evaporación, mientras que las calizas representan facies lacustres, menos efímeras. En cuanto a la edad de estos materiales, dentro del ámbito de la hoja, fue estudiado el contenido en Carófitas de los niveles calcáreos por REILLE (1967 a). Asimismo, en las proximidades de Peraltilla, ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1987) encontraron restos de roedores de la especie Theriomys major en las calizas de la parte alta de esta unidad, que permiten atribuir este nivel a la parte alta del Oligoceno Inferior. Por lo tanto, de estos datos cronoestratigráficos, se pueden atribuir estas calizas y posiblemente toda la unidad al Estampiense.

2.7. ARENISCAS Y LUTITAS. FORMACIÓN PERALTILLA. ESTAMPIENSE-CHATIENSE

Esta formación se constituye principalmente de areniscas canalizadas y lutitas. Su denominación se debe a CRUSAFONT *et al.* (1966) que diferenciaron esta unidad de la suprayacente (Fm. Sariñena), al observar como esta última corta a la Formación Peraltilla en discordancia. En la Hoja de Barbastro, esta formación se localiza en el flanco suroccidental del anticlinal del mismo nombre, atravesando la zona estudiada diagonalmente.

En la Hoja de Barbastro, se han diferenciado dos miembros de esta formación, en la cartografía geológica. El inferior es más arcilloso y su espesor mucho menor que la parte alta. En conjunto toda la formación se constituye por canales de areniscas de grano medio o grueso, de color amarillento o pardo. En la base suelen presentar pequeños niveles microconglomeráticos rellenando los canales. Las lutitas son de tonos rojizos y a menudo incluyen delgadas capas de limolitas o areniscas de grano fino, que representan las facies de llanura de inundación y suelen encontrarse bruscamente cortadas por los canales areniscosos. Ocasionalmente, intercaladas entre las lutitas, se reconocen delgadas capas de caliza de 5 a 10 cm. Las características de estos dos miembros son las siguientes:

2.7.1. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y algunas capas de calizas (8) Fm. Peraltilla, parte inferior. Estampiense-Chatiense

En este miembro inferior de la Fm. Peraltilla, los canales más evidentes tienen un espesor de unos 2 metros de espesor máximo, mientras que los tramos lutíticos y de areniscas de grano fino suelen ser de unos 15 m de espesor. En algunos sectores, como el situado al norte de la hoja, en las proximidades de Abiego, son muy frecuentes los niveles de calizas. El espesor total de este miembro es de unos 250 m. El ambiente sedimentario sería aluvial distal. En algunos sectores de la Hoja de Barbastro, al SO de Bierge, en Abiego y en las proximidades de Peraltilla, observando el trazado de las capas es posible deducir el paso del miembro inferior de la Fm. Peraltilla al superior de la misma unidad.

2.7.2. Canales de areniscas y lutitas rojas (9). Fm. Peraltilla, parte superior. Estampiense-Chatiense

El miembro superior se diferencia claramente del inferior, en el mejor desarrollo de canales que se puede observar. Por lo general, son canales de un espesor de hasta 5 metros, aunque a menudo estos se amalgaman entre sí dando lugar a niveles areniscosos de unos de 20 metros de potencia. A la vista de la cartografía geológica, la continuidad lateral de estas capas de arenisca no es muy grande, entre 100 y 700 metros por término medio, en la parte meridional de la hoja. Al norte, donde las facies pueden ser algo más distales, las capas de arenisca tienen una mayor continuidad lateral, de algunos kilómetros. Los tramos lutíticos, tienen un espesor de entre 15 y 30 m, en ellos, suelen reconocerse capas de areniscas de grano fino, que a veces representan pequeños canales. El espesor total de este miembro superior es de unos 1.150 metros.

Las areniscas y limolitas de la Fm. Peraltilla se depositaron en un medio fluvial, con canales rectilíneos de tipo "braided".En cuanto a la edad, como ya se ha indicado en el epígrafe anterior, las calizas que aparecen por debajo, según las Carófitas estudiadas por REILLE (1967 a), son de edad Estampiense. Por otra parte, hacia la mitad de la unidad suprayacente (Fm. Sariñena), CRUSAFONT *et al*. (1966) en la localidad de Sta. Cilia, al noroeste de la hoja, pudieron datar con restos de vertebrados algunos niveles, obteniendo una edad Miocena. Por lo tanto la edad de la Fm. Peraltilla podría considerarse como Estampiense-Chatiense.

2.8. BRECHAS Y CONGLOMERADOS CON PREDOMINIO DE CAPAS DE CALIZA, Y ARENISCAS GROSERAS (10). BRECHA DE AZLOR. CHATIENSE

Aflora en el flanco norte del Anticlinal de Barbastro, al norte de la hoja. Esta brecha ya fue observada por GARRIDO (1972 a) y relacionó su formación con el emplazamiento del Manto

de Gavarnie, observable mucho más al norte afectando a rocas paleozoicas de la Zona Axial pirenaica, conjuntamente con rocas mesozoico-terciarias.

Esta brecha aparece constituida por cantos de caliza principalmente, que a veces llegan a ser bloques de hasta 30 cm. En general, son cantos con mala esfericidad, sobre todo en los tramos basales, y algo redondeados. Los cantos son de calizas cretácicas y eocenas, posiblemente de procedencia local. En la parte superior de esta unidad, las capas son de conglomerado alternando con areniscas. La matriz es generalmente de areniscas de grano grueso con cemento calcáreo. El espesor es variable, así en la zona de Azlor se reconocen 20 m de esta brecha, aunque hacia el norte este espesor puede ser algo mayor.

Esta unidad no se reconoce en el flanco SO del Anticlinal de Barbastro. Por lo que respecta al flanco NE de esta estructura, donde aflora la Brecha de Azlor, se observa que lateralmente pasa a los términos más bajos de la Fm. Sariñena, sin que ello signifique que estos niveles correspondan a la base de esta unidad. Prolongando el trazado cartográfico de la Brecha de Azlor hacia el noroeste, en la vecina Hoja de Alquezar, esta unidad desaparece pasando lateralmente a capas de la Formación Sariñena.

A partir del estudio de los cantos que componen la Brecha de Azlor, parece que su procedencia no es muy lejana. Es muy posible que estos cantos no provengan ni siquiera de las Sierras Exteriores, sino que su área madre se encuentre en el Pueyo de Barbastro, con lo cual su sedimentación se relaciona con la emergencia de la lámina cabalgante que allí aflora. Los bloques y cantos que componen esta unidad, debieron haber sido transportados en masa ("debris flow"). En lo referente al medio de sedimentación, este parece corresponder a un abanico aluvial proximal. Hacia la parte alta de esta unidad, por encima de los conglomerados, aparecen capas de la Fm. Sariñena (suprayacente) que en algunas zonas se disponen en forma de abanico dando lugar a una discordancia progresiva. Esta discordancia progresiva es, posiblemente, sincrónica al levantamiento ocasionado por el emplazamiento del Cabalgamiento del Pueyo, datando por tanto esta estructura.

2.9. CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS (11). CONGLOMERADOS (11cg). AGENIENSE

Estos conglomerados afloran en diferentes puntos de la hoja: en la parte norte, alrededor de la terminación meridional del Anticlinal de Boltaña; al este de la localidad de Azara, concretamente en el flanco NE del Anticlinal de Barbastro y a lo largo de buena parte del flanco SO de dicho anticlinal, constituyendo el límite entre las Formaciones Peraltilla y Sariñena. CRUSAFONT *et al*. (1966) denominaron Formación Barbastro a todos los conglomerados que afloran al pie de las Sierras Exteriores, sin embargo, debido al error que puede inducir el uso de esta denominación, es preferible prescindir de ella. Estas rocas, en las Sierras Marginales, han sido denominadas Conglomerados de Baells por POCOVI (1978).

En la cartografía geológica se han agrupado con el símbolo (11cg) los afloramientos constituidos exclusivamente por conglomerados, separadolos de aquellos en los que los conglomerados se intercalan con capas de microconglomerados, areniscas y lutitas. En cualquier caso, todos estos conglomerados pasan lateralmente a facies lutítico-arenosas de la Fm. Sariñena. En la Hoja de Barbastro los conglomerados son poligénicos, presentando principalmente cantos de calizas, posiblemente de procedencia local, como son las Sierras Exteriores. También se reconocen cantos de cuarzo y cuarcita cuyo origen puede ser más alejado, como por ejemplo de la Zona Axial pirenaica donde afloran rocas paleozoicas. Por lo

general, los cantos de los conglomerados están bien redondeados y su tamaño es variable, siendo de varios decímetros en los afloramientos septentrionales y de menos de 10 cm en el resto de las zonas. El espesor es muy variable ya que en muy pocas centenas de metros se pasan de facies conglomeráticas a facies lutítico-arenosas. Así por ejemplo, al norte, en el río Vero, el espesor de la unidad conglomerática es superior a los 100 metros, mientras que en los afloramientos más meridionales, el espesor es, por lo general, de tan sólo algunas decenas de metros.

En áreas situadas más al norte, fuera ya del ámbito de la Hoja de Barbastro, más concretamente en la zona de Panzano, se observa como los conglomerados pasan a la Formación Sariñena y dan lugar a una discordancia progresiva, que fosiliza las últimas estructuras observables en esta región. Esta discordancia ya fue observada por RIBA (1983). Por otra parte en otras zonas situadas más al este, se observan situaciones comparables con los Conglomerados de Baells (GARCÍA SENZ y ZAMORANO, en prensa).

Estos conglomerados pueden ser interpretados como depósitos de abanicos aluviales y corresponden a las facies proximales de los sistemas fluviales de la Formación Sariñena. Su edad puede encontrarse entre la parte alta del Oligoceno y el Mioceno (Ageniense) ya que son equivalentes laterales de la Fm. Sariñena.

2.10. ARENISCAS, LUTITAS Y CONGLOMERADOS (12). FORMACIÓN SARIÑENA. AGENIENSE

Esta unidad litológica es la más extendida en toda la Hoja de Barbastro, ya que aflora a ambos lados del Anticlinal de Barbastro, cubriendo la práctica totalidad de la hoja. Su denominación se debe a QUIRANTES (1967), quien caracterizó esta unidad por encontrarse discordante sobre la Formación Peraltilla infrayacente.

En la zona estudiada, la Formación Sariñena aparece constituída por capas de areniscas y lutitas, aunque a menudo aparecen niveles conglomeráticos con bastante desarrollo como ocurre al SO de la Hoz de Barbastro. Las capas de arenisca conforman canales fluviales muy parecidos a los de la Formación Peraltilla. Posiblemente, la diferencia más significativa es que tienen una extensión lateral mayor (canales tipo "sheet"). Las capas de arenisca tienen un espesor de 1 a 5 metros aunque a menudo tienen una potencia mayor, cuando se amalgaman varios canales. El tamaño de grano de las areniscas, por lo general, es entre medio y fino, salvo en la parte inferior de los canales donde frecuentemente el tamaño de grano es grueso o bien aparecen niveles de microconglomerado.

Las capas lutíticas, representan los depósitos de llanura de inundación que suelen encontrarse erosionados por los canales areniscosos. Sin embargo, esta erosión de los canales es menos evidente que en el caso de la Formación Peraltilla, ya que en la Fm. Sariñena los canales suelen ser de tipo más laminar ("sheet"). En la Hoja de Barbastro el espesor máximo de esta unidad es de unos 500 metros, aunque en la vecina Hoja de Peralta de Alcofea, la Fm. Sariñena tiene 1.300 metros de potencia (SANZ y SAMSO, 2015).

Esta formación siliciclástica, se depositó en un medio fluvial y se relaciona con los conglomerados antreriormente descritos, que representan las facies proximales. Ambas unidades litológicas fueron agrupadas en la zona situada al este del río Cinca bajo la denominación de Sistema deposicional de Sariñena, representando un cambio de canales más sinuosos de la Fm. Peraltilla a canales trenzados, representando un posible desplazamiento hacia el sur del Sistema aluvial (GARCÍA-SENZ y ZAMORANO, 1991).

Los únicos datos cronoestratigráficos que existen en esta zona son los obtenidos por CRUSAFONT *et al*. (1966) en el conocido afloramiento de Santa Cilia, situado al NE de la Hoja de Barbastro. En dicha localidad, dentro de unos niveles aluviales distales, estos autores recogieron diversos restos de vertebrados que son:

- *Amphitragulus major*
- *Amphitragulus boulangeri*
- *Amphitragulus elegans*
- *Amphitragulus gracilis*
- *Cainotherium laticurvatum*
- *Steneofiber castorinus*
- *Reitteneria manca*
- *Peridyromys murinus*

Estas especies permiten atribuir una edad Ageniense (Chatiense-Aquitaniense) a estos tramos de la Formación Sariñena. Por lo tanto, esta unidad podría quedar comprendida en el tránsito Oligoceno-Mioceno para su parte baja, y Aquitaniense alto (Mioceno) para la parte alta, según indican los datos cronoestratigráficos obtenidos por ALVAREZ-SIERRA *et al*. (1987) en la vecina Hoja de Huesca.

2.11. CONGLOMERADOS, ARENAS, LIMOS Y ARCILLAS. CUATERNARIO

En la Hoja de Barbastro, dada la gran extensión que ocupan, los materiales cuaternarios tienen gran importancia. Sin embargo, será en el capítulo de Geomorfología donde se tratará este tema con una mayor detalle, por lo que en este epígrafe únicamente se realizará una descripción del tipo de depósitos que se han diferenciado en la cartografía. En esta hoja, el estudio del Cuaternario es seguramente el aspecto geológico mejor conocido, gracias al excelente trabajo realizado por RODRÍGUEZ VIDAL (1986). En su estudio, este autor elaboró las cartografías geomorfológicas a escala 1: 50.000 del borde norte de la Depresión del Ebro. Trabajo, que por otra parte, ha sido de gran utilidad para la elaboración de la hoja.

En el mapa geológico, se han diferenciado 3 depósitos cuaternarios diferentes que son los siguientes:

2.11.1. Conglomerados (13).Niveles aluviales altos

Son conglomerados, a menudo cementados, de terrazas antiguas y que corresponden a los niveles denominados PLC2 y PLC1 por RODRÍGUEZ VIDAL (1986).

2.11.2. Conglomerados, arenas y limos (14). Glacis y terrazas colgadas

Son conglomerados, arenas y limos que corresponden a terrazas colgadas recientes, que RODRÍGUEZ VIDAL (1986) denominó T4 y T5. Asimismo, se incluyen los glacis asociados, difíciles de separar de las terrazas en la cartografía.

2.11.3. Conglomerados, gravas y arenas (15). Depósitos recientes

Son conglomerados, arenas y limos de los depósitos más recientes. Se incluyen las terrazas que RODRÍGUEZ VIDAL (1986) denominó T3, T2 y T1, así como depósitos cuaternarios indiferenciados.

3. TECTÓNICA

El Pirineo ha sido recientemente objeto de numerosos trabajos sobre la estructura, además de un perfil sísmico (ECORS Pyrenees team, 1988), lo que ha ocasionado un notable desarrollo del conocimiento geológico de esta cadena montañosa. De forma resumida, se puede decir que la Cordillera Pirenaica es el resultado de la colisión entre las placas Ibérica y Europea durante el Cretácico Superior y el Neógeno, considerando los términos placa y colisión en su sentido más amplio. La parte central de esta cordillera aparece ocupada principalmente por rocas del basamento hercínico que constituyen la Zona Axial, levantada por cabalgamientos alpinos de escala cortical. En el margen meridional de esta Zona Axial se formó un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes que involucran conjuntamente a rocas paleozoicas y mesozoicas (PARISH, 1984; DERAMOND *et al*., 1985; WILLIAMS y FISHER, 1985; MUÑOZ, 1985; etc.). En la parte meridional del apilamiento antiformal, tiene lugar la formación de una serie de cabalgamientos, despegados a nivel de las rocas triásicas, con dirección de transporte hacia el sur y que se desarrollan hasta la Cuenca del Ebro, constituyendo la Zona Surpirenaica. El acortamiento total que se ha estimado para la Cordillera pirenaica está entre 100 y 150 km (ROURE *et al*., 1989; MUÑOZ, 1991; etc.).

La Hoja de Barbastro se sitúa en el frente pirenaico y al norte de la Cuenca del Ebro (cuenca de antepaís). Las estructuras reconocibles en el sector estudiado son escasas y se pueden agrupar en tres tipos. Por una parte se reconocen cabalgamientos, observables en la zona del Pueyo de Barbastro, que representa la emergencia de algunas de las láminas cabalgantes más meridionales. El mejor desarrollo de cabalgamientos del frente pirenaico se sitúa al norte, fuera del ámbito de la hoja, en las Sierras Exteriores. En segundo lugar, se reconocen estructuras relacionadas con el Anticlinal de Barbastro, que atraviesa la hoja diagonalmente con una dirección NO-SE. Este anticlinal se formó con posterioridad a los cabalgamientos, como consecuencia del desarrollo de un despegue de la Cuenca del Ebro a nivel de las sales eocenas por delante del frente de cabalgamientos. Por último, un tercer grupo de estructuras lo constituyen las que se relacionan con el diapiro de Noval, localizado al NE de la hoja. Estas estructuras, aparte de formarse debido al diapirismo de las rocas triásicas, seguramente guardan relación con los cabalgamientos de las Sierras Exteriores.

Para el análisis de las estructuras de la Hoja de Barbastro, además de los datos de campo y del mapa geológico, se dispone de un perfil sísmico que atraviesa la hoja. Este perfil, proporcionado por la empresa REPSOL, aporta importante información sobre la continuidad en profundidad de las estructuras observables en superficie, así como de la existencia en profundidad de estructuras que no llegan a emerger. Por lo tanto, el corte que acompaña al mapa geológico ha sido elaborado teniendo en cuenta toda esta información, así como la proporcionada por los sondeos Huesca-1, Ebro-3 y Monzón-1, estos dos últimos situados ya fuera del ámbito de la hoja. La localización de estos tres sondeos puede encontrarse en el esquema estructural a escala 1:200.000 que acompaña al mapa geológico.

3.1. CABALGAMIENTOS

El único cabalgamiento que se observa en la Hoja de Barbastro se localiza en la zona del Pueyo. Como se puede apreciar en el mapa geológico, se trata de un afloramiento de calizas mesozoico-terciarias, de dirección NO-SE que se disponen en posición subvertical. La polaridad de la serie en las calizas es hacia el NE, mientras que al sur de ellas aflora la Fm. Yesos de Barbastro con la polaridad hacia el SO. A la vista de estos datos de campo es difícil de comprender el significado de esta estructura. Sin embargo, observando el corte geológico, donde se representan los datos interpretados a partir del perfil sísmico anteriormente mencionado, la base de las calizas, que en superficie es subvertical, hacia abajo se horizontaliza. Por otra parte, teniendo en cuenta los datos del sondeo Huesca-1, se puede interpretar que las calizas se superponen a una sucesión siliciclástica atribuible a las Capas de Abiego. Por lo tanto, se puede concluir que el cabalgamiento del Pueyo corresponde a una lámina cabalgante que se dispone subhorizontalmente al norte, pero que en la zona de la hoja donde aflora se verticaliza bruscamente, debido seguramente a la formación del Anticlinal de Barbastro, localizado al sur de este cabalgamiento. Esta lámina cabalgante emergente, junto con las de las Sierras Marginales, serían las más meridionales del frente pirenaico.

En el mapa geológico no se observan más cabalgamientos; sin embargo, con los datos de sísmica y del sondeo Huesca-1 se deduce la existencia de un nuevo cabalgamiento, bajo las series oligo-miocenas, a la altura de Salas Bajas. En el corte geológico se observa una rampa frontal de bloque superior, con calizas mesozoico-terciarias despegadas a nivel de las rocas triásicas. Por otra parte, en el bloque inferior se reconocen rocas probablemente oligocenas, en una zona de rellano ("flat"). Teniendo en cuenta que en la Zona Surpirenaica los cabalgamientos se dirigen hacia el sur en una secuencia de emplazamiento de tipo "piggyback", siendo las láminas más meridionales las últimas en emplazarse, se puede suponer que el cabalgamiento enterrado de Salas Bajas es anterior al del Pueyo.

Lateralmente, hacia el oeste, el cabalgamiento enterrado de Salas Bajas podría entroncarse con el del Pueyo, tal y como se ha interpretado en el esquema tectónico anexo al mapa geológico. El punto donde ambas estructuras pueden unirse se interpreta que se localiza a la altura de San Roman, al NO de la hoja. Ambos cabalgamientos unidos podrían prolongarse hasta las Sierras Exteriores, donde a su vez se entroncarían con el frente de cabalgamientos con dirección E-O. Hacia el este, ambos cabalgamientos, el del Pueyo y el enterrado de Salas Bajas, podrían prolongarse hasta las Sierras Marginales con dirección E-O. Sin embargo, no es posible determinar exactamente con cual de los cabalgamientos que allí se observan, se corresponderían los reconocidos en la Hoja de Barbastro.

3.2. ESTRUCTURAS DE PLEGAMIENTO

La principal estructura de plegamiento de la Hoja de Barbastro, corresponde al anticlinal del mismo nombre. Este pliegue atraviesa la hoja diagonalmente y su traza axial tiene una dirección comprendida entre N-140 E y N-150 E, salvo en el extremo SE de la hoja, al sur de Barbastro, donde tiene dirección E-O. Esta estructura no es totalmente cilíndrica, ya que los ejes pasan de estar subhorizontales a encontrarse inclinados algunos grados al SE o al NO. Hacia la parte noroccidental de la hoja, unos 3 ó 4 km dentro de la vecina Hoja de Alquézar, se observa la terminación periclinal del Anticlinal de Barbastro. En esta zona, se pueden observar las capas de la Fm. Peraltilla cerrando la terminación periclinal, mientras que algo más al norte, las capas de la Fm. Sariñena ya se encuentran fosilizando totalmente

este pliegue. Hacia el SE de la hoja, esta estructura se abre progresivamente. Tal y como se observa en el corte geológico que acompaña al mapa, el Anticlinal de Barbastro presenta el plano axial subvertical, no observándose una vergencia definida de esta estructura. En cuanto al ángulo entre flancos, es difícil de conocer, debido a que el flanco nororiental casi siempre aparece semifosilizado por las capas de la Fm. Sariñena, sin embargo este debe de encontrarse entrono a los 70°.

Dentro de esta hoja, es en la Formación Yesos de Barbastro, localizada en el núcleo del Anticlinal del mismo nombre, es en donde se reconoce un mejor desarrollo de pliegues menores. En el flanco NE, únicamente se observan rocas de la Fm. Sariñena, discordantes, que fosilizan las estructuras. En el flanco SO, por debajo de la Fm. Sariñena, se reconoce la serie completa hasta los yesos de Barbastro. En las partes más externas del pliegue las capas buzan unos 45° o algo menos, sin embargo, hacia el núcleo éstas buzan más, llegando a encontrarse en posición subvertical.

En la zona situada en el núcleo del pliegue, al este de la localidad de Peraltilla, se reconocen capas de areniscas dentro de las margas y yesos. Estas capas arenosas constituyen niveles competentes, dentro de la serie yesífera más incompetente y se desarrolla un buen número de pliegues de escala decamétrica o hectométrica. Otra zona donde se pueden observar buenos ejemplos de pliegues a escala de afloramiento, se sitúa en el SE de la hoja, en el corte de la carretera que conduce de Barbastro a Monzón. Por lo general, los pliegues son derechos o ligeramente vergentes al sur. El ángulo entre flancos, generalmente ronda los 60°, aunque es frecuente observar estructuras más apretadas, llegándose a observar pliegues isoclinales.

Cuando se deforman los niveles de arcillas y yesos las estructuras son mucho más irregulares. Se observan pliegues con vergencias indefinidas, a menudo con los flancos cortados. Es frecuente observar pliegues muy apretados junto con otros muy laxos. Ocasionalmente, en las zonas de charnela se llega a reconocer la presencia de un clivaje incipiente afectando a las arcillas y yesos. La geometría de las estructuras de plegamiento en los yesos, observadas en la Hoja de Barbastro, son comparables a las estudiadas por PARDO y VILLENA (1979) al SE de la hoja, en el corte del río Cinca. Estos autores interpretaron que los pliegues se formaron por procesos halocinéticos.

En el Anticlinal de Barbastro, aparte de las estructuras de plegamiento descritas, se puede deducir la existencia de fracturas que afectan a los flancos. Así por ejemplo, en el flanco norte, al este de las poblaciones de Azlor y Abiego, se observa como las Capas de Abiego, localizadas en el flanco suroccidental, se encuentran en contacto con la Brecha de Azlor, situada en el flanco nororiental. Este contacto se interpreta que puede ser debido a fallas, las cuales se pueden considerar pequeños cabalgamientos dirigidos hacia el NE (retrocabalgamientos). Su desarrollo puede estar relacionado con la propia formación del Anticlinal de Barbastro, durante la cual pudieron existir dificultades para la propagación de la deformación, dando lugar a la aparición de pequeños retrocabalgamientos.

Las características de las estructuras asociadas al Anticlinal de Barbastro: geometría de los pliegues, con flancos a veces alargados, dando lugar a algunos pliegues isoclinales; vergencias poco definidas y presencia de retrocabalgamientos, parecen sugerir que estas estructuras de plegamiento se formaron por mecanismos de "buckling", asociados a la propagación de un despegue, posiblemente localizado en las sales eocenas, tal y como se ha representado en el corte geológico que acompaña al mapa. La idea de que el Anticlinal de Barbastro constituye

un "detachment fold" ya fue sugerida por GARCÍA-SANSEGUNDO *et al*. (1991). Por otra parte, la posible existencia de un nivel de despegue en las sales eocenas ya fue propuesta por MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVI (1988).

Por último, conviene indicar que el Anticlinal de Barbastro se encuentra ligeramente deformado por pliegues tardíos. Así en la zona situada entre Azlor y Abiego se observan unas suaves flexiones de dirección NE-SO que afectan a todas las rocas, incluida a la Fm. Sariñena y al propio Anticlinal de Barbastro. Asimismo, los cambios en la inclinación de los ejes de los pliegues del Anticlinal de Barbastro pueden interpretarse como estructuras tardías, aunque también es posible que este Anticlinal ya haya sido una estructura no cilíndrica desde el momento de su formación.

3.3. ESTRUCTURAS DEL DIAPIRO DE NOVAL

En el extremo NE de la hoja se reconoce un sector donde afloran rocas triásicas intensamente deformadas. Es difícil saber exactamente cual es la configuración de estas estructuras ya que únicamente se observan afloramientos aislados de calizas triásicas, con buzamientos variables, rodeados por arcillas rojas. Seguramente, estas caóticas estructuras se originaron como consecuencia de un diapirismo, el cual también es evidente hacia los bordes de este afloramiento, donde algunas veces se observan las capas de la Formación Sariñena deformadas. Sin embargo, las rocas que rodean al diapiro no suelen presentar mucha deformación, por lo que se puede pensar que en esta zona afloran tramos muy altos de la Fm. Sariñena que fosilizan los efectos de la deformación diapírica.

Por otra parte, si se observa el afloramiento de Noval en toda su extensión (ver esquema regional anexo al mapa) se aprecia que se trata de un afloramiento alargado en dirección N-S. Es por ello que aparte de un origen diapírico, esta estructura pudo formarse como consecuencia de cabalgamientos alpinos, ligados a las Sierras Exteriores. El hecho de que el afloramiento de rocas triásicas se encuentre alargado con dirección N-S es coherente con algunas de las estructuras más importantes de las Sierras Exteriores, como son los anticlinales de Mediano, Boltaña, etc. De estas observaciones y a modo de conclusión, se puede interpretar que el diapirismo pudo ser un proceso que acompañó al desarrollo de cabalgamientos, pero que cuando cesó la deformación alpina, el diapirismo también dejó de actuar.

3.4. SECUENCIA DE FORMACIÓN DE ESTRUCTURAS

En las Sierras Exteriores se reconocen cabalgamientos de dirección N-S, desarrollados durante el Cretácico Superior y el Eoceno (CITAS). Estas son las primeras estructuras alpinas reconocibles del Pirineo y representan estructuras laterales de un sistema de cabalgamientos dirigido hacia el sur. Los cabalgamientos más orientales, fueron los primeros en emplazarse (Cabalgamiento del Turbón), y hacia el oeste estos van siendo cada vez más modernos (Cabagamientos de Mediano, Boltaña, etc.), en una secuencia "piggyback". Con posterioridad a esta primera secuencia de cabalgamientos, el Frente pirenaico con dirección E-O fue reactivado durante el Oligoceno.

Haciendo referencia a la Hoja de Barbastro, el afloramiento del diapiro de Noval, si se relaciona con las estructuras de las Sierras Exteriores, podría corresponder a una de las primeras estructuras en formarse en la hoja, posiblemente durante el Eoceno. Por otra parte, en primer lugar, el cabalgamiento enterrado de Salas Bajas observado en el perfil sísmico, y en segundo lugar el Cabalgamiento del Pueyo, podrían corresponder a estructuras ligadas a la reactivación

del Frente pirenaico durante el Oligoceno. A favor de esta edad para estas estructuras, está primeramente el hecho de que se vean involucradas en esta deformación las Capas de Abiego, y en segundo lugar que las rocas de la Fm. Sariñena ya fosilicen completamente a estos cabalgamientos. Por último, a finales del Oligoceno, o incluso en el Mioceno, tuvo lugar la formación del Anticlinal de Barbastro. Este pliegue deforma a las demás estructuras, así como a buena parte o incluso a todas, las rocas oligocenas, encontrándose fosilizado por la Fm. Sariñena.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Aunque en la Hoja de Barbastro tienen escasa representación los afloramientos de rocas mesozoicas, lo cierto es que la historia geológica de esta zona comienza con la sedimentación de las rocas triásicas en un medio continental. Posteriormente, tuvo lugar la sedimentación, en medio marino, de las rocas cretácicas, pudiendose interpretar que existió una erosión previa de las rocas del Jurásico y Cretácico inferior que no se encuentran representadas en el ámbito hoja. Esta interpretación se basa en estudios realizados en otras áreas, donde si es posible observar que la ausencia de estas rocas es por erosión.

El Terciario, comienza con una somerización de la cuenca, ya iniciada en el Cretácico Superior, depositándose rocas continentales de facies Garumniense. Posteriormente, durante el Eoceno, tiene lugar a la sedimentación de las Calizas de Guara en un medio de plataforma marina. En este mismo periodo, en áreas próximas situadas más al norte, ya había comenzado la actividad tectónica. Es posiblemente durante el Eoceno cuando, en el extremo NE de la hoja, tuvo lugar la aparición de cabalgamientos y pliegues de dirección N-S ligados al frente pirenaico. Seguramente, de forma paralela y en relación con la tectónica eocena, se inició el diapirismo en la zona de Noval.

Las Capas de Abiego y la Fm. yesos de Barbastro se depositaron en la Cuenca del Ebro cuando esta ya se encuentra cerrada al mar. Estos sedimentos representan un periodo de actividad tectónica intensa. En áreas próximas (Sierras Marginales) se pudo determinar que existen unas cuñas clásticas, caracterizadas por sedimentos de procedencia local, en los que las facies proximales están claramente relacionadas con el emplazamiento de cabalgamientos alpinos. Estos sedimentos se depositaron en un surco flexural estrecho, en el que el espesor de los sedimentos se reduce fuertemente hacia el sur. En la Hoja de Barbastro, los Yesos de Barbastro y las Capas de Abiego corresponden a facies distales de estas cuñas clásticas, donde la intensa evaporación propició la sedimentación de yesos, encontrándose los períodos con mayor nivel de agua, representados en los niveles de calizas.

Con la sedimentación de la Fm. Peraltilla tiene lugar una expansión hacia el sur del área subsidente, con una migración del surco flexural. El área fuente es más amplia, incluyendo la Zona Axial pirenaica. Posiblemente, es durante este período cuando tiene lugar el emplazamiento del cabalgamiento enterrado de Salas Bajas primero y el del Pueyo después. Localmente, en relación con este último cabalgamiento se depositó la Brecha de Azlor.

Una nueva expansión del surco flexural, coincide con la sedimentación de la Fm. Sariñena, con aportes en áreas alejadas del Pirineo. Simultáneamente a la sedimentación de la parte baja de la Fm. Sariñena, tuvo lugar el desarrollo del posible despegue a nivel de rocas evaporíticas, que dio lugar a la formación del Anticlinal de Barbastro. Esta estuctura se encuentra fosilizada

por los tramos más altos de la Fm. Sariñena. El diapiro de Noval, a lo largo de todo el Terciario posiblemente haya estado actuando, encontrándose dentro de las rocas de la Fm. Sariñena las evidencias de los últimos movimientos diapíricos. Durante la sedimentación de esta formación, también se registra la aparición de suaves pliegues tardíos que deforman el Anticlinal de Barbastro.

5. GEOMORFOLOGÍA

Este capítulo hace referencia al mapa geomorfológico de Barbastro, ya que en el mapa geológico únicamente se han representado, de forma sintetizada, los depósitos cuaternarios. La Hoja de Barbastro queda enmarcada en la parte norte de la Cuenca del Ebro, donde fue realizado un importante estudio geomorfológico a cargo de RODRÍGUEZ VIDAL (1986), el cual ha sido de gran utilidad para la elaboración de este trabajo.

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Barbastro se localiza al norte de la Cuenca del Ebro, en el piamonte de la Cordillera pirenaica. Dentro de lo que es el ámbito de la hoja, al norte se localizan las estribaciones meridionales de las Sierras Exteriores, correspondientes a los últimos relieves pirenaicos de importancia. Las principales redes de drenaje discurren desde el norte hacia el sur.

En lo referente al clima de la Hoja de Barbastro, es de tipo árido. La pluviometría de la zona es baja, como lo demuestran los datos obtenidos entre los años 1947 y 1970, por la estación meteorológica de Barbastro. La media anual de lluvias es de 888,3 mm /año, siendo el mes más seco el de Julio con 45,3 mm y el más lluvioso el de Mayo, con 87,1 mm (GARCÍA-RUIZ *et al*, 1985). En general, las precipitaciones disminuyen de norte a sur. La temperatura media anual se sitúa entre los 13° y 14° C, aunque es destacable la fuerte variación estacional existente en la región. En lo referente a los vientos, esta zona se encuentra frecuentemente afectada por el Cierzo, de dirección NO-SE, que es especialmente intenso en los meses frios, pudiendo llegar a alcanzar los 40 km/h (BIEL y GARCÍA DE PEDRAZA, en ALBERTO *et al.*, 1984).

En la práctica totalidad de la Hoja de Barbastro, las litologías predominantes son alternancias de lutitas y areniscas, y en algunas zonas, niveles de yesos. Este tipo de litologías favorece el desarrollo de un relieve en el que predominan los escarpes, con desniveles generalmente inferiores a 100 m, y pequeñas crestas. Los escarpes, a menudo limitan algunos depósitos cuaternarios, concretamente depósitos fluviales elevados. Estos depósitos fluviales ocupan importantes extensiones, dando lugar a llanuras o plataformas elevadas. La erosión reciente del sustrato y de los depósitos fluviales más modernos, ha dado lugar a las denominadas "hoyas", que son ámplias zonas deprimidas por la erosión. Según ALBERTO *et al.* (1984), en la región existen tres "hoyas" principales que son: la de Ayerbe, Huesca y Barbastro; originadas por los ríos Gállego, Flumen y Cinca respectivamente.

Los accidentes geográficos de la Hoja de Barbastro no son muy importantes, salvo hacia los sectores más septentrionales, donde se encuentran las estribaciones de las Sierras Exteriores. Allí, se reconoce un relieve de pendientes abruptas y cañones como son los casos de los ríos Isuala, Alcanadre, Formiga y Vero. En la parte oriental de este sector septentrional es donde se localiza la cota máxima que corresponde al pico San Bernabé de 867 m; también

en este mismo sector, se encuentra la localidad más alta que es la Hoz de Barbastro, la cual alcanza la cota 722 m. Hacia la parte meridional del área estudiada, existe otro sector donde se encuentran relieves abruptos correspondientes al Pueyo de Barbastro, de 612 m, que contrasta con los relieves circundantes, de alturas en torno a los 400 m. En la parte central de la hoja los desniveles son poco importantes, encontrándose casi todas las zonas entre 600 y 400 m. En este mismo sector central se reconoce una ancha franja de dirección NO-SE correspondiente al Anticlinal de Barbastro; en su flanco SO las capas se disponen paralelas al trazado axial del pliegue dando lugar a crestones de escasa altura asociados a la presencia de capas de arenisca. A ambos lados del anticlinal, las capas están subhorizontales, por lo que los niveles de arenisca dan lugar a pequeños escarpes, que hacia la parte nororiental de la hoja alcanzan gran importancia, superando el centenar de metros. A menudo estos escarpes delimitan superficies estructurales planas.

También a ambos lados del Anticlinal de Barbastro, y sobre todo en la parte occidental, se encuentran bien representados los depósitos cuaternarios, que son de gran importancia dentro del ámbito de la hoja, por su notable desarrollo. Por lo general, son terrazas altas con los bordes escarpados. Hacia los bordes de las terrazas, se observan laderas de suave pendiente ocupadas por los glacis. Estas terrazas dan lugar a llanuras elevadas de forma alargada, cuya anchura puede ser de varios kilómetros. Los ríos Alcanadre al oeste y, Vero al este, surcan la hoja dando lugar a depresiones erosivas que, como se ha indicado anteriormente, se denominan "hoyas". Coincidiendo con esta depresiones, al sur de la hoja, se localizan los relieves más bajos. Es concretamente en los alrededores de la localidad de Babastro, en el cauce del río Vero, donde se sitúa el punto de menor cota de la hoja (315 m). Estas depresiones u "hoyas" también pueden formarse en relación con arroyos más pequeños; encontrándose, generalmente, en el fondo de las mismas sedimentos fluviales y coluviales.

Los suaves relieves de la parte meridional de la hoja han permitido desarrollar un sistema de regadío con canales. Así, la Hoja de Barbastro es atravesada de este a oeste por el canal de Cinca, del que hacia el sur, parten otros de menor rango. La presencia de estos canales ha favorecido una intensa actividad agrícola, por lo que la influencia antrópica en la Hoja de Barbastro, es importante.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

Desde un punto de vista estructural, la Hoja de Barbastro se sitúa al sur del Frente de la Cordillera pirenaica y al norte de la Cuenca del Ebro. Dentro de la hoja se localiza el anticlinal de Barbastro que es una estructura alpina que atraviesa la hoja en dirección NO-SE. Desde un punto de vista morfoestructural en la hoja se pueden diferenciar 4 zonas que son las siguientes:

5.2.1.1. Zona del núcleo del Anticlinal de Barbastro

Esta zona se sitúa en la parte suroriental de la hoja y en ella se pueden distinguir dos sectores:

a. Sector dominado por lutitas y yesos de la Fm. yesos de Barbastro, que ocupan el núcleo del Anticlinal de Barbastro. En este sector se reconocen relieves suaves, dominados por lomas y valles de morfología dendrítica ("valés"). Buena parte de los depósitos cuaternarios de este sector, están desmantelados, observándose únicamente depósitos aluviales y coluviales en el fondo de los valles.

b. Sector en el que dominan calizas, conglomerados y brechas del flanco NE del Anticlinal de Barbastro, que dan lugar a un relieve que contrasta notablemente con el del sector anterior. Este sector está constituido por una serie de afloramientos alargados en la dirección del Anticlinal de Barbastro, que corresponden al Pueyo de Barbastro, los conglomerados situados al NE de Azara y las brechas y conglomerados del NE de Azlor y Abiego. El relieve que originan estas litologías es normalmente abrupto, con crestones y escarpes, que ocasionalmente pueden dar lugar a desniveles superiores a 100 m.

5.2.1.2. Zona del flanco SO del Anticlinal de Barbastro

Esta zona corresponde a una franja de dirección NO-SE que atraviesa la hoja. En esta zona afloran las formaciones Peraltilla y Sariñena, donde las capas buzan entre 10º y 40º. Las capas de arenisca, al encontrarse incluidas entre niveles lutíticos, dan lugas a pequeños escarpes y crestones con dirección N-140-E, con un desnivel inferior a 50 m. Entre los crestones suelen encontrarse pequeños valles con su fondo ocupado por depósitos aluviales y coluviales.

5.2.1.3. Zona de los ríos Alcanadre y Vero

Corresponde a los sectores situado al oeste y y noreste del Anticlinal de Barbastro. En estas zonas afloran capas subhorizontales de la Fm. Sariñena, por lo que las capas de arenisca dan lugar a escarpes. Los escarpes que afloran en las proximidades del río Vero (al NE del anticlinal) son más abruptos que los que aparecen en el resto de la hoja, pudiendo encontrarse desniveles superiores a los 100 m. Por el contrario, los escarpes observables en torno al río Alcanadre, son inferiores a los 50 m. A menudo se observan superficies estructurales, sobre todo en las áreas próximas al río Vero, así como cerros de mofología cónica coronados por bloques de areniscas.

Los dos ríos principales de esta zona, Alcanadre y Vero, se encajan en el sustrato hasta 100 m, dejando varios niveles de terrazas cuaternarias colgadas que serán analizadas posteriormente. Los depósitos de terrazas mejor preservadas, se encuentran en la zona del río Alcanadre. A menudo, estas se disponen sobre las capas de areniscas subhorizontales, de forma que el escarpe que se observa en la roca coincide con el de la terraza.

Hacia los bordes de las terrazas, se observan laderas de suave pendiente ocupadas por los glacis, los cuales se encuentran bién preservados en el sector del río Alcanadre. En el sector del río Vero, las laderas existentes entre los escarpes tienen mayor inclinación y aparecen desnudas, siendo posible observar en ellas algunos "bad lands".

5.2.1.4. Zona del diapiro de Noval

Corresponde a un pequeño sector situado en el extremo NE de la hoja. En este sector predominan las calizas y lutitas del Triásico. Las primeras dan lugar a crestones, a veces abruptos, superiores a 100 m que se encuentran separados por arroyos muy encajados. El fenómeno kárstico es notable en este sector; así, es posible observar zonas deprimidas planas, situadas entre los crestones y cerros de caliza que corresponden a pequeños poljés. El fondo de estas zonas suele encontrarse relleno por depósitos aluviales y coluviales.

5.2.2. Estudio del modelado

Siguiendo la propuesta de RODRÍGUEZ VIDAL (1986), en esta zona existe una serie de terrazas fluviales cuaternarias, diferenciables entre sí por su altura relativa. Este autor las denominó, de más moderna a más antigua, T1, T2, T3, T4 y T5. Además, también distinguió tres niveles de terrazas más antiguas, que denominó PLC1, PLC2 y PLC3, de las cuales las dos primeras afloran dentro del ámbito de la hoja. Para la elaboración de la Hoja de Barbastro se ha seguido el mismo criterio empleado por RODRÍGUEZ VIDAL (1986). Las terrazas fluviales están enlazadas por glacis, de los cuales tres niveles se observan en la Hoja de Barbastro y son los denominados G3, G4 y G5.

5.2.2.1. Laderas

Debido a la fuerte erosión del sustrato que existe en la Hoja de Barbastro son frecuentes las laderas de fuerte pendiente, desprovistas de recubrimientos superficiales. Por lo general, y dado que en gran parte de la hoja las capas están en posición subhorizontal, se suelen observar sistemas de mesas y sasos protegidos pos terrazas fluviales colgadas.

Hacia la parte septentrional de la Hoja de Barbastro, en la zona del río Vero, las capas de arenisca que se sitúan sobre niveles lutíticos conforman laderas de perfil cóncavo, desprovistas de vegetación, donde suelen observarse "bad lands" en los niveles arcillosos. Las capas de arenisca dan lugar a resaltes con escarpes verticales, a veces de importancia y, cuando se erosionan ocasionan el desprendimiento de bloques que se deslizan gravitacionalmente.

En la parte occidental de la hoja, a ambas márgenes del río Alcanadre, también se observan resaltes de las capas de arenisca con escarpes verticales, pero son menos importantes. En esta zona, debido a que el relieve es menos abrupto, frecuentemente, las laderas están cubiertas por glacis. A menudo, el retroceso de los escarpes de las terrazas, da lugar a la formación de coluviones que regularizan la vertiente.

5.2.2.2. Formas fluviales

Las formas de acumulación fluvial mejor desarrolladas se encuentran en la parte occidental de la Hoja de Barbastro, en relación con el río Alcanadre. Este río discurre de norte a sur entre las cotas 450 m y 340 m, pudiéndose distinguir en ambas márgenes de río varios niveles de terrazas colgadas. La clasificación de estas terrazas se realiza basándose en la posición y altura relativa a la que que se encuentran. En total se han distinguido siete niveles diferentes de terrazas, que según el criterio seguido por RODRÍGUEZ VIDAL (1986) son las T1, T2, T3, T4, T5, PLC1 y PLC2.

La terraza más baja (T1) se localiza a una altura que llega a ser de hasta 20 m sobre el lecho actual del río. La segunda terraza, que es la denominada T2,se encuentra un poco más alta, entre 35 m y 40 m del curso actual del río Alcanadre. Ambas tienen escasa continuidad lateral y sus afloramientos son muy discontinuos pero son reconocibles a lo largo de todo el curso fluvial. Los afloramientos de la terraza T2 se encuentran mejor representados, pudiendo ocupar áreas de hasta 500 m^2.

La tercera terraza (T3), se encuentra mejor representada en el río Alcanadre que las dos anteriores, pudiéndose observar afloramientos de hasta 3000 m de longitud por 500 m de anchura. Se sitúa a una altura entre 50 m y 60 m del curso actual del río. En algunos casos es posible observar que se enlaza con niveles fluviales superiores mediante un nivel de glacis

(G3), tal y como puede ser observado en la parte meridional de la hoja, en las proximidades del río Alcanadre.

La terraza T4 es la mejor representada en la Hoja de Barbastro, sobre todo en la margen izquierda del río Alcanadre. Se sitúa a una altura comprendida entre 70 m y 80 m del curso actual y enlaza con la terraza superior mediante un nivel de glacis (G4) bien desarrollado. La extensión lateral de esta terraza es importante, pudiéndose observar que estos depósitos ocupan áreas prácticamente ininterrumpidas de 1 km de ancho por 7 km de longitud.

El nivel de terraza T5 es observable en la parte meridional del río Alcanadre, a una altura entre 110 m y 130 m del curso actual del río. Los afloramientos suelen ser de una extensión importante, hasta 3 km^2, pero son discontinuos. Esta terraza enlaza con los niveles fluviales superiores mediante el nivel de glacis G5.

En la parte oriental de la hoja, en los alrededores del río Vero los 3 primeros niveles de terraza T1, T2 y T3 no son observables. En lo referente al cuarto nivel (T4), en la mitad sur de la hoja se reconocen pequeños afloramientos de este depósito, en ambas márgenes del río Vero, muy próximas al curso actual. La altura a la que se sitúa este nivel fluvial respecto al curso actual del río Vero está entre 45 m y 65 m. El hecho de que atualmente se encuentre a esta altura tan importante sobre el curso del río, y que a esta terraza se asocie un importante nivel de glacis, indujo a RODRÍGUEZ VIDAL (1986) a considerar esta terraza como el nivel T4 y no otro más bajo. El nivel de terraza fluvial T5, es observable en la margen derecha del río, aunque hacia el sur de la hoja se aleja del curso actual, lo que indica la existencia de una captura fluvial que será comentada más adelante, en el capítulo 5. 4. La altura a la que se sitúa el nivel fluvial T5 está entre 120 m y 130 m sobre el cuso actual del río Vero.

Por último, en la margen derecha del río Alcanadre y en la zona situada entre los ríos Alcanadre y Vero, se reconocen las dos formas fluviales más altas de la Hoja de Barbastro que son las PLC1 y PLC2. Estas son terrazas colgadas planas y corresponden a los denominados sasos. En relación con estos niveles aluviales altos no se observan glacis. El origen de estas terrazas es difícil de asociar con los actuales cursos fluviales, motivo por el cual RODRÍGUEZ VIDAL (1986), considera que son abanicos aluviales de posible edad pliocuaternaria. El primero de estos niveles aluviales, el PLC1, se sitúa entre las cotas 470 m al sur de la hoja, y 585 m al norte, aunque excepcionalmente, en los sectores más septentrionales, como por ejemplo ocurre al NO de Adahuesca, llega a situarse a 650 m de altura. En lo referente al nivel aluvial PLC2 se encuentra a una cota de 500 m al sur de la hoja, mientras que los afloramientos más septentrionales están a 590 m de altura.

El resto de la red fluvial, hacia la parte norte de la hoja, en las proximidades de la Sierras Exteriores, se encuentra caracterizada por incisiones lineales muy encajadas en barrancos, dando lugar a cañones, como ocurre en los barrancos de Fornocal y Ramillar; pudiendo llegar a ser subverticales las laderas. Hacia sectores más meridionales es frecuente observar incisiones lineales de morfología dendriforme, a menudo con su fondo relleno por depósitos poligénicos, dando lugar a los "valés".

5.2.2.3. Formas poligénicas

Se encuentran bién representadas en la parte occidental de la hoja, a ambas márgenes del río Alcanadre. Se trata de glacis más o menos degradados, con extensión variable y enlazados

con los diferentes niveles fluviales a los que se ha hecho referencia anteriormente. También al SO de la hoja se reconocen depósitos de fondo de valle cuyo origen es principalmente fluvial, pero donde también han intervenido otros procesos.

Respecto a los glacis, en el mapa geomorfológico se han diferenciado tres niveles principales que se denominan G3, G4 y G5, enlazados con las terrazas T3, T4 y T5 respectivamente. Con respecto a los niveles aluviales altos, dentro del ámbito de la Hoja de Barbastro, los glacis asociados a ellos no se conservan. Los glacis se desarrollan sobre relieves anteriores, correspondientes a la posición de las rocas terciarias o a terrazas fluviales preexistentes. Suelen presentar una cobertera sedimenteria bien desarrollada y corresponde a glacis de acumulación. De más antiguo a más moderno tiene las características siguientes:

- Glacis G5: Se pueden reconocer al sur de la hoja, en la margen izquierda del río Alcanadre, con su pendiente hacia el curso actual del río. En su borde inferior, este nivel de glacis enlaza con la terraza T5 y, por lo general, se encuentra muy degradado.
- Glacis G4: Este nivel de glacis es el mejor representado en la Hoja de Barbastro. Se observa a lo largo de la margen izquierda del río Alcanadre y en las dos márgenes del río Vero, desde Pozán de Vero hacia el sur. Por lo general, su pendiente se inclina hacia los cursos actuales de los ríos, aunque en la zona situada entre Pozán de Vero y Salas Altas, se encuentra bordeando por el sur la zona montañosa de los picos Puntón y El Mon. Hacia abajo, este nivel de glacis enlaza con la terraza T4.
- Glacis G3: Es el glacis más reciente de los tres observados en la Hoja de Barbastro. Únicamente puede reconocerse, muy degradado, al sur de la hoja, en la margen izquierda del río Alcanadre. En esta zona, se observa que el borde inferior del glacis enlaza con el nivel de terraza T3.

El resto de niveles de glacis más modernos, normalmente han sido erosionados. Sin embargo, en el mapa geomorfológico se han agrupado con la denominación de aluvial-coluvial a una serie de depósitos recientes que rellenan las zonas deprimidas. En ellos existe una mezcla de depósitos aluviales, procedentes de las recientes crecidas de los ríos, y de depósitos coluviales. Estos últimos depósitos poligénicos han sido diferenciados de los denominados fondo de valle, que tambien corresponden a depósitos aluviales y coluviales, pero que se caracterizan por presentar una morfología plana, con perfil ligeramente cóncavo. Estos depósitos se encuentran en el fondo de valles dendriformes y se denominan "valés" en esta zona.

5.2.2.4. Formas antrópicas

Salvo el sector norte de la Hoja de Barbastro, en buena parte de la superficie restante son abundantes las zonas cultivadas, sobre todo en los sectores occidentales, donde son aprovechados los llanos de las terrazas fluviales para este fin. En las zonas en las que el relieve es más abrupto, concretamente al NE de la hoja, se suelen construir escarpes artificiales, con muros de piedra para suavizar las pendientes. En la mitad meridional de la Hoja de Barbastro existe una importante red hidrográfica artificial con fines agrícolas. El ejemplo más significativo es el canal del Cinca, que atraviesa la hoja de E-O, pasando por el sur de Salas Bajas, Pozán de Vero, Peraltilla y Pertusa. De éste canal, hacia el sur, parten otros de menor rango que de este a oeste son los canales de: Salgua, Terreu y Pertusa. La presencia de estos canales ha dado lugar a la profusión de acéquias de riego que modifican el drenaje natural de la zona.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Como ya ha sido indicado anteriormente, los depósitos cuaternarios se encuentran bien representados en la Hoja de Barbastro; principalmente en los alrededores del río Alcanadre y en la mitad suroriental de la hoja. La parte NE de la hoja corresponde a un sector desprovisto de estos depósitos, o bien se encuentran mal representados. En el mapa geomorfológico, por un lado, se han diferenciado los depósitos fluviales correspondientes a terrazas colgadas y lechos actuales de ríos; por otro lado, se han diferenciado los depósitos poligénicos, correspondientes a los depósitos de glacis, aluvial-coluvial y fondo de valle o valés y finalmente los coluviones como depósitos de ladera.

En lo referente a los depósitos de las terrazas fluviales, en general, corresponden a limos y gravas organizadas y con cantos bien redondeados, de origen pirenaico. Los depósitos fluviales actuales se componen de arenas y gravas que forman barras de morfología variada. En lo que a las terrazas se refiere, en el mapa geológico sa han agrupado las tres más bajas (T1, T2, T3) pero en el mapa geomorfológico se han diferenciado. El nivel de terrazas T1 aparece contituido por gravas masivas, siendo su espesor inferior a 3 m. El nivel de terrazas T2 puede tener un espesor algo superior, entre 4 y 6 m, y se componen por arcillas y limos con cantos de grava, que dan lugar a canales de escala métrica. El nivel T3 tiene un espesor de unos 2 m, y se compone de gravas masivas y lutitas en las que se pueden observar cantos dispersos.

Por encima de estos tres niveles de terraza, en el mapa geológico se han diferenciado los niveles de terrazas colgadas, correspondientes a los niveles T4 y T5, que han sido separados en el mapa geomorfológico. El nivel de terraza T4 es el de mayor superficie de afloramiento en la Hoja de Barbastro; se compone de gravas, a menudo imbricadas, que pueden encontrarse encostradas o algo cementadas. Su espesor se encuentra entre 2 y 3 m. Por su parte el nivel de terraza T5 es muy parecido al anterior, presenta gravas encostradas y su espesor es de aproximadamente 2 m.

Los niveles aluviales altos han sido representados conjuntamente en el mapa geológico, mientras que en el geomorfológico se han diferenciado los dos niveles observables (PLC1, PLC2). El más bajo de ellos, el PLC1, aparece bien representado en la parte occidental de la hoja. Tiene un espesor que ronda los 10 m y, es un nivel que aparece caracterizado por presentar gravas masivas en capas de hasta 5 m de espesor, separadas por niveles delgados de materiales más finos. En estos depósitos es frecuente encontrar cicatrices y cantos bien redondeados que pueden presentar un diámetro de hasta 10 cm, a menudo encostrados y cementados. Estos depósitos pueden se considerados abanicos aluviales de tipo braided. En lo referente al nivel aluvial más alto, el PLC2, únicamente se encuentra representado por pequeños afloramientos dispersos en la parte occidental de la hoja. Las características del nivel aluvial PLC2 son muy similares a las del anterior. RODRÍGUEZ VIDAL (1986) interpreta que estos niveles aluviales altos corresponden a abanicos aluviales de edad Pliocuaternaria, previos a la red fluvial actual.

Entre los depósitos poligénicos, por un lado se han diferenciado los glacis, constituidos por arcillas y limos principalmente, entre los que se reconocen cantos dispersos. Estos cantos a veces están redondeados y suelen proceder de niveles aluviales superiores; mientras que en

otras ocasiones, están mal redondeados y proceden de relieves próximos. Estos depósitos se diferencian bien de los restantes por su pendiente deposicional y perfil cóncavo.

Otro tipo de depositos, diferenciados en el mapa geomorfológico, son los coluviones, constituidos por cantos mal redondeados, procedentes de los pequeños relieves que forman las terrazas, y limos. Sin embargo, en la Hoja de Barbastro es más frecuente observar mezcla de depósitos coluviales y aluviales, que se han diferenciado en el mapa bajo la denominación de aluvial-coluvial. Por último, atendiendo más a la morfología de los depósitos, se han agrupado con la denominación de fondo de valle a depósitos polígénicos (aluvial, coluvial y eólico) de arcillas verdosas o parduzcas, limos finamente laminados, a veces con restos de concha de gasterópodos, arenas finas y algunos canales de cantos. Estos depósitos de fondo de valle son observables hacia la parte SE de la hoja.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Los primeros acontecimientos referentes a la geomorfología de la Hoja de Barbastro pueden situarse en el Mioceno terminal, momento en el cual se piensa que la cuenca del Ebro comienza a drenar sus aguas hacia el mar Mediterráneo, dejando de ser así una cuenca endorreica (RIBA *et al.*, 1986). A partir de este momento y hasta la actualidad, en la zona situada al sur del Frente pirenaico, comenzó a ser excavada por incisiones fluviales, controladas por la litología de las rocas terciarias, dando lugar a depresiones de direccion N-S (RODRÍGUEZ VIDAL, 1986).

La evolución de la red fluvial ha dado lugar a una serie de depósitos y formas, que pueden ser observados dentro del ámbito de la hoja, y constituyen un buen registro de la historia geomorfológica de la región. Observando el perfil de las terrazas, se puede deducir que la pendiente media de los cursos fluviales ha ido disminuyendo a lo largo del tiempo (RODRÍGUEZ VIDAL, 1986). Asimismo, los glacis que se observan en relación con los depósitos fluviales representan el enlace entre estos y los relieves colindantes.

En lo que se refiere a los depósitos aluviales altos, los denominados PLC1 y PLC2, son los depósitos más antiguos y se relacionan con antiguos cursos fluviales que drenaban hacia el sur. Estos depósitos ocupaban una extensión importante, reflejan una sedimentación fluvial de tipo "braided" y no guardan mucha relación con los actuales cursos fluviales.

Posteriormente a la formación de los niveles aluviales altos comenzó a encajarse la actual red fluvial, como lo demuestra la distribución de los depósitos de terraza T5. Los afloramientos de este nivel de terrazas se encuentra próximos al curso actual del río Alcanadre, aunque hacia la parte más oriental parecen estar más desarrollados. Esta circunstancia sugiere que el antiguo curso del Alcanadre discurria un poco más al Este de lo que lo hace actualmente.

Respecto al río Vero, si se observa la parte meridional del curso fluvial, se puede reconocer que no presenta depósitos de T5 asociados, ya que estos se localizan mucho más al oeste, a la altura de Peraltilla y Laluenga. De esta circunstancia puede deducirse que el antiguo río Vero vertía sus aguas al Alcanadre, al sur de la Hoja en Lapardiguera, localidad situada en la Hoja de Peralta de Alcofea. Por lo tanto, esta distribución de la terrazas indica que el río Vero fue capturado en favor del río Cinca, que discurre hacia el sur en la parte Este de la Hoja, en la vecina Hoja de Fonz, mediante un canal de dirección NO-SE, el cual retrocedía con rapidez hacia su cabecera, aprovechando la litologia poco resistente y a la posición de las capas. La observación de este hecho ya fue advertida por RODRÍGUEZ VIDAL (1986). Asimismo, al

sur de la Hoja de Barbastro, unos 4 km al este de la Luenga, se observan unos depósitos de terraza T4 que parecen relacionarse con el barranco de Calmor. Hacia el SE, en la Hoja de Peralta de Alcofea, se pueden observar escalonadamente a las terrazas inferiores relacionadas con este barranco, hasta el río Cinca. La presencia de estas terrazas asociadas al barranco de Clamor, parece sugerir que el antiguo río Vero, también fue capturado en este sector, por otro afluente del Cinca.

Respecto a los depósitos de terraza T4 que se relacionan con el río Alcanadre, se puede decir que siguen bastante bién el actual curso fluvial salvo en la zona sur de la hoja. En este sector meridional, los depósitos tienen una disposición asimétrica respecto al actual curso fluvial, de lo que puede deducirse que cuando se depositaban los materiales que actualmente forman la terraza T4, el antiguo río Alcanadre discurría un poco más al Este de lo que lo hace hoy.

En lo que se refiere a las terrazas T3 y T2, solo se reconocen, muy encajadas en relación con el río Alcanadre. En lo que a la T3 se refiere, hacia la parte norte de la hoja se observa abandonada en varios cauces de pequeño rango, separada por altos en los que se observa que quedan preservadas terrazas más altas, como por ejemplo ocurre al SE de Sieso de Huesca. Esto indica que en este tiempo, en el sector septentrional de la hoja, la red fluvial asociada al río Alcanadre estaba bastante desarrollada. Al sur de la hoja, al igual que ocurría con las terrazas T5 y T4, la asimetría de la terraza T3 respecto al curso actual, indica que el antiguo río Alcanadre discurria algo más al Este. La terraza T1 se observa encajada en los dos cursos principales, Alcanadre y Vero. El resto de depósitos y formas se entiende que han tenido lugar en tiempos recientes.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Las explotaciones mineras dentro del ámbito de la hoja son muy escasas y de poco interés económico. Únicamente se reconocen algunas explotaciones de canteras para la obtención de áridos. Entre estas canteras pueden ser citadas las siguientes:

- Cantera del Pueyo de Barbastro, donde se explotan calizas de la parte inferior de las Calizas de Guara para la obtención de áridos.
- Pequeñas canteras para obtención de yeso. En la Formación yesos de Barbastro.
- Pequeñas canteras en terrazas colgadas, para obtención de áridos. Actualmente también se explotan algunas terrazas de los fondos de los ríos, principalmente las del río Alcanadre.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Climatología

En la Hoja de Barbastro se localizan un total de 10 estaciones meteorológicas, 8 pluviométricas y 2 termopluviométricas. La precipitaciones medias de los observatorios oscilan entre los 417 y los 596 mm, aumentando hacia el N, mientras que la temperatura media está entre los 13-14° C, con incremento generalizado hacia el S. El clima dominante según la Clasificación Agroclimática de Papadakis es por tanto del tipo mediterráneo seco.

La evapotranspiración (ETP) media según Thornthwaite varía entre los 750-800 mm; FACI (1.991, 1.992) calcula valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) muy superiores y del orden de 1.288 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 13 y el 30% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo.

6.2.2. Hidrología

Dos son las principales cuencas hidrográficas encuadradas que cruzan esta hoja. La más destacada es la del río Alcanadre en la mitad occidental, con 196 km^2 y un cauce que discurre de N a S encajado sobre formaciones terciarias continentales. Posee en este tramo una estación de aforo en Lascellas (E.A. nº 91) para la que se obtienen una aportación restituida media anual de 157 hm^3 en una cuenca receptora de 501 km^2. El irregular régimen mensual de estas aportaciones configura un río de carácter pluvio mediterráneo con ligeras matizaciones continentales. En este río confluyen al norte de la hoja dos importantes cauces prepirenaicos: Isuala y Formiga.

Esta cuenca es seguida en importancia por la del río Vero con una superficie de 170 km^2 en la mitad oriental de la hoja, también sobre materiales terciarios continentales. Tiene una única estación de aforo que se sitúa próxima a su desembocadura, aguas abajo de Barbastro (E.A. nº 95), con una aportación media anual de 77 hm^3. Es un río poco caudaloso y con elevado aprovechamiento para riego, de régimen fluvial semejante al del Alcanadre.

Por la parte central de la hoja se dibuja la cabecera del barranco de La Clamor, con 93 km^2 sobre la que circula un cauce de carácter estacional hasta el núcleo de Peraltilla.

Las obras de regulación de caudales superficiales más importantes son las correspondientes al Plan de Riegos del Alto Aragón que afectan a la mitad meridional de la hoja bajo el dominio de los canales del Cinca y sus derivaciones Selgua, Terreu y la acequia de Pertusa, con los que se riegan unas 1.147 hectáreas en estos límites. El regadío tradicional afecta también a unas 650 ha principalmente en la cuenca del Vero, con escasa utilización del agua subterránea. La construcción de una red de canales secundarios de distribución y de otros que recogen las aguas excedentarias del riego han producido una profusa alteración antrópica del paisaje y de la red de drenaje natural.

6.2.3. Características hidrogeológicas

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

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

Ocupa los afloramientos carbonatados mesozoicos y terciarios en facies marinas que se localizan al N de la hoja y que forman parte del frente de cabalgamientos alóctonos de las sierras prepirenaicas cuyas manifestaciones más meridionales se encuentran en los afloramientos del Pueyo y en el cabalgamiento de Salas Bajas reconocido en profundidad.

La complejidad tectónica de las estructuras y la presencia de diversos niveles impermeables intercalados determina la existencia de varias unidades acuíferas con diverso grado de conexión hidráulica en las que entran a formar parte dos acuíferos principales: Muschelkalk y Cretácico-

Eoceno. En el dominio de esta hoja adquieren características de acuíferos confinados, situados en profundidades medias superiores a los 800 m en el flanco N de anticlinal de Barbastro.

Tres son las principales formaciones acuíferas carbonatadas:

- Muschelkakl: acuífero de alta porosidad y permeabilidad por fracturación y disolución (índice B_2), con buena capacidad de regulación. Está limitado en su base por las arcillas del Keuper mientras que, a techo, conecta en parte con el acuífero Cretácico-Eoceno a través de las lutitas y yesos del M_2.
- Cretácico Superior: acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación (índice B_2) pero de escasa porosidad lo que determina su pequeña capacidad de regulación.
- Eoceno: destacan los niveles de calizas de alveolinas de la Fm. Guara. Forman un acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación, baja porosidad y pequeña capacidad de regulación. Las arcillas en facies Garum, que se sitúan en el muro de esta formación no forman un impermeable regional dada su escasa potencia, por lo que mantiene una estrecha conexión hidráulica con el acuífero Cretácico. Por tal motivo el acuífero Cretácico-Eoceno será el de mayor interés en toda la Sierra de Guara y, de manera especial, en sectores cada vez más orientales de la misma, en las vecinas Hoja de Alquézar y Apiés.

6.2.3.2. Sistema Hidrogeológico Terciario Continental

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

Constituye un potente acuífero detrítico del tipo multicapa, de baja-muy baja permeabilidad por porosidad intergranular (índice C_1) y transmisividad del orden de 100 m^2/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 función de su pertenencia a diferentes abanicos sedimentarios, se cartografía en la Hoja de Barbastro el Subsistema Huesca, con desarrollo por los dos flancos del Anticlinal de Barbastro. En su flanco Norte, sin embargo, el funcionamiento del Subsistema presenta algunas incertidumbres en cuanto a la relación hidráulica con las unidades mesozoicas y eocenas más septentrionales y profundas, de las que presumiblemente reciben una alimentación que, en parte, explicaría los fenómenos de artesianismo detectados en este flanco, difícilmente atribuibles tan sólo a factores topográficos.

Se han contabilizado un total de 71 puntos acuíferos de los que 21 son surgencias con caudales poco significativos por lo general, y 36 son sondeos con una profundidad media de 108 m.

En general, 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 manifestaciones asociadas al Subsistema Huesca en esta Hoja muestran una facies dominante bicarbonatada cálcica o bicarbonatada sódico-cálcica, de mineralización ligera o media, dureza entre blandas y duras.

6.2.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario

Al S de las Sierras Exteriores se cartografía un conjunto de depósitos pliocuaternarios de glacis y terrazas, con diverso grado de conexión y gran desarrollo por todo el Somontano que se agrupan bajo tres denominaciones genéricas: Acuíferos en glacis y terrazas, Acuíferos aluviales y Acuíferos pliocuaternarios indiferenciados.

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

En la Hoja de Barbastro se distinguen los siguientes acuíferos (ver Tabla 1):

- Acuíferos en glacis y terrazas: Glacis de Salas Altas-Salas Bajas, Abiego-Azlor, Peralta de Alcofea y Casbas de Huesca-Liesa. Ocupan una superficie de más de 121 km^2 para los que en conjunto se evalúa una recarga del orden de 11,6 hm^3 al año. Las principales surgencias de estos acuíferos son la Fonteta (3012.2008), de 20 l/s, y La Paúl (3012.1013).
- Acuíferos aluviales: Aluvial del río Vero. Con una extensión de 12 km^2 tiene un volumen de recarga de 2,2 hm^3 al año.

Las surgencias que aparecen relacionadas con todos los acuíferos pliocuaternarios de esta hoja son del tipo bicarbonatado cálcico, con dureza media y mineralización ligera.

6.2.3.4. Otros materiales de interés hidrogeológico

Las formaciones yesíferas que conforman el núcleo del anticlinal de Barbastro, aunque consideradas como impermeables, pueden tener manifestaciones kársticas por disolución que son visibles en superficie o han sido detectadas en profundidad por algunos sondeos próximos en los que se ha comprobado un escaso flujo subterráneo de características muy salinas.

Tabla 1 .CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

Hoja de BARBASTRO (287) 30-12

	OCTANTES	1	2	3	4	5	6	7	8	TOTAL
NATURALEZA	Manantiales	7	11	3	11	5	6	2	2	**47**
	Pozos	1	1	-	2	-	11	1	-	**16**
	Sondeos	6	-	-	2	4	10	2	13	**37**
	Otros	-	-	-	-	-	1	-	-	**1**
	Total	**14**	**12**	**3**	**15**	**9**	**28**	**5**	**15**	**101**
USO	Abastecimiento	2	3	-	3	-	5	2	9	**24**
	Regadío	1	5	1	1	1	6	1	1	**17**
	Ganadería	7	1	-	0	-	1	-	-	**9**
	Otros	4	-	1	3	1	4	-	1	**14**
	Sin uso	0	3	1	8	3	11	2	-	**28**
	Industria	-	-	-	-	4	1	-	4	**9**
	Caudal Medio l/s (manantiales)	1	3	1,3	1,7	0,2	1,5	3,2	5,2	**-**
	Prof. M. Sondeos	103	-	-	100	123	77,5	145	104,5	**-**
	Prof. M. Pozos	-	-	-	4	-	8,1	22	-	**-**
	Bombeos Estimados (Dm^3/año)	30	-	-	-	94	91	15	289	**519**

7. BIBLIOGRAFÍA

ALBERTO, F., GUTIERREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., MACHÍN, J., PEÑA, J.L., POCOVI, A. Y RODRÍGUEZ, J. (1984). "El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la Región Aragonesa (Investigación Interdisciplinar)". *Univ. Zaragoza*, 217 *p*.

ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1951). "Estudio geológico de la zona sudpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. Primer Congr. Int. Est. Pirenaicos,* C.S.I.C., *t. II, sec. I, pp*. 327-350. Zaragoza.

ÁLVAREZ-SIERA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N. & SACRISTÁN MARTÍN, M.A. (1987). "Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". *Münchner Geowiss. Abh., (A),* 10, *pp*. 43-48.

CÁMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp)". *Estudios Geol.,* Madrid, 41, *pp*. 391-404.

CASTIELLA, J. *et al*. (1982). "Las aguas subterráneas en Navarra". *Proyecto Hidrogeológico.* Diputación Foral de Navarra. 229 *pp*.

C.H.E. (1988). "Plan Hidrológico". *Documentación Básica*. Zaragoza. MOPTMA. *Vol. I, II y planos.*

C.H.E. (1993). "Proyecto de directrices de la cuenca del Ebro (versión 26 de noviembre de 1993)". Zaragoza. MOPTMA.

C.H.E. (1993) "Avance del estudio de dotaciones por cultivos y comarcas en la Cuenca del Ebro". Zaragoza. MOPTMA.

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 Com.* I.G.M.E., 83, *pp*. 7-14.

DALLONI, M. (1910). "Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, *pp*. 436.

DERAMOND, J.; GRAHAM, R.M.; HOSSACK, J.R.; BABY, P. & CROUZET, G. (1985). "Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées". *C.R. Acad. Sc.* Paris, 30 1, II, *pp*. 1213-1216.

D.G.A. (1.990). "Riegos en Aragón por comarcas y municipios". *Dpto. de Agricultura Ganadería y Montes.* 77 *pp*.

ECORS Pyrenees team (1988). "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature*, London, 331, 508-511 *pp*.

FACI, J.M. Y MARTÍNEZ COB, A. (1.991). "Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón". *Diputación General de Aragón*. 115 *pp*.

FACI, J.M. (1.992). "Contribución a la medida y cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET0) en Aragón". *Institución Fernando el Católico*. Zaragoza

GARCÍA-RUIZ J.M., PUIGDEFÁBREGAS, J. Y CREUS, J. (1985). "Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón". *Colección de Estudios Altoaragoneses* nº 2, 224 *p*.

GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; GARCÍA-SENZ, J.; MONTES, M.J.; SAMSO, J.M.; SANZ, J.; TEIXELL, A. Y ZAMORANO, M. (1991). "Evolución estructural y sedimentaria del borde norte de la Cuenca del Ebro entre las Sierras Marginales y las Sierras Exteriores". *I Congr. Gr. Esp. Terciario,* Vic, *pp*. 144-146.

GARCÍA-SENZ, J. Y ZAMORANO, M. (1991). "Dinámica sedimentaria del Terciario continental en el margen norte de la Cuenca del Ebro, entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana". *I Congr. Gr. Esp. Terciario,* Vic, *pp*. 147-150.

GARCÍA-SENZ, J. *et al*. (1985). "Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón". *Colección de Estudios Altoaragoneses nº 2. Instituto de Estudios Altoaragoneses.* Huesca. 224 *pp*.

GARCÍA-SENZ, J. Y ZAMORANO, M. (en prensa). "Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, Hoja de Monzón (nº 326). 2ª serie MAGNA". *Inst. Tecn. Geomin. Esp.,* Madrid.

GARRIDO, A. (1972 a). "Precisiones sobre la "mise en place" del manto de Gavarnie en el borde N del Valle del Ebro (región de Barbastro, Huesca)". *Acta Geol. Hisp.,* 7 (2), pp. 50-52.

GARRIDO, A. (1973 b). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica (provs. de Huesca y Lérida)". *Tesis de doctorado,* Univ. de Granada, 395 *pp*.

GARRIDO, E. Y AZCÓN, A. (1994). "Naturaleza y características de los aprovechamientos con aguas subterráneas al sur de las Sierras Exteriores pirenaicas". *Congreso Nacional del agua y medio ambiente.* Zaragoza. *pp* 15-23

HIRST, J.P. (1.983). "Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro basin, Huesca province, Spain". *Tesis Doctoral inédita,* University of Cambridge. 247 *pp*.

I.T.G.E. (1.981). "Investigación hidrogeológica de la cuenca del Ebro. Informe técnico nº 9: Estudio hidrogeológico del Sistema Acuífero nº 67 Sinclinal de Jaca". MINER.

I.T.G.E. (1.989). "Estudio hidrogeológico de la Sierra de Guara". MINER

LARRAGÁN, A. DE (1949). "Memoria y mapa geológico de España a escala. 1:50.000 (Hoja nº 287, Barbastro)". *Inst. Geol. Min.* Esp., Madrid.

LEYMERIE, A. (1877). "Memoire sur le type garumnien comprenant une description de la Montagne d'Ausseing, un aperçu des principaux gites du departement de la Haute-Garone et une notice sur la faune d'Auzas". *Ann. Sci. Geol.,* 9, Paris.

MALLADA, L. (1881). "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca (con un mapa geológico a escala 1:400.000)". *Mem. Com. Mapa Geol*. España.

MALLADA, L. (1895-1907). "Explicación del Mapa geológico de España (prov. de Huesca)". *Mem. Com. Mapa geol.* España, Madrid.

M.A.P.A. (1979). "Atlas agroclimático nacional"

MARTÍNEZ PEÑA, M.B. Y POCOVI, A. (1988). "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geológica Hipánica, t.* 23, nº 2, *pp*. 81-94.

MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. Y HARTEVELT, J.J.A. (1968). "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.,* 41, *pp*. 221-228.

MISCH, P. (1934). "Der Bau der mittleren Südpyrenäen". *Beiträge zur Geol. west. Med*., 13. Berlin.

MUÑOZ, J.A. (1985). "Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental". *Tesis Doctoral,* Univ. de Barcelona, 305 *p*.

MUÑOZ, J.A. (en prensa). "Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section". *Thrusts Tectonics*

NAGTEGAAL, P.J.C. (1969). "Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geolog.* Mededelingen, 42, *pp*. 143-238.

NICHOLS, G.J. (1984). "Thrust Tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Tesis Doctoral,* Univ. Cambridge, 243 *pp*.

PARDO, G. Y VILLENA, J. (1979). "Aportación a la geología de la región de Barbastro". *Acta Geológica Hispánica*, 14, *pp*. 289-292.

PARISH, M. (1984). "A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology". *J. Struct. Geol.,* Oxford, 6, *pp*. 247-255.

POCOVI, A. (1978). "Estudio Geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)". *Tesis, Univ. Barcelona*, 2 vol., 218 y 138 *pp*.

Puigdefábregas, C. (1975). "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Pirineos*, Jaca, 104, 188 *pp*.

Puigdefábregas, C. y Soler, M. (1973). "Estructura de las Sierras Pirenaicas en el corte del río Gallego (prov. de Huesca)". *Pirineos*, Jaca, 109, *pp*. 5-15.

Quirantes, J. (1969). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros". *Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Publ. Inst. "Fernando el Católico"* (1978), 681, 207 *pp*. Zaragoza.

Reille, J.L. (1967a). "Sur l'importance des Charophytes dans l'etude des formations continentales tertiaires du versant meridionale des Pyrénées". *C.R. Acad. Sc*. Paris., 265, *pp*. 778-780.

Reille, J.L. (1967b). "Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen (Règion de Barbastro, province de Huesca)". *C.R. Acad. Sc.* Paris, 265, *pp*. 852-854.

Reille, J.L. (1971). "Les relations entre tectorogenèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude de formations tertiaires essentiellement continentales". *Thèse, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc*, 321 *pp*.

Riba, O. (1971). "Memoria y mapa geológico de España, escala 1:200000, Hoja de Lérida (nº. 33), 1ª ed.". IGME, Madrid.

Riba, O. (1975). "Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de potasse". *Synthèse litostratigraphique.I Cong. Int. Sed*. Nice, *Livret-Guide* 20: 9-14.

Riba, O. *et al*. (1.983). "Ensayo estratigráfico y evolutivo de la cuenca terciaria del Ebro". *Libro Jubilar de homenaje a J. M. Ríos, Geología de España,* I.T.G.E. *tomo II, pp*. 131-159.

Riba, O. y Llamas, M.R. (1965). "Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estrada (Huesca)". *I Coloquio Internacional sobre las obras públicas en terrenos yesíferos. T.V., Comunicación* C.6-11, 14 *p*.

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, t.* 2, I.G.M.E., *pp*. 131-159.

Rodríguez Vidal, J. (1986). "Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su piedemonte". *Tesis Doctoral,* Univ. de Zaragoza, 493 pp.

Roure, F.; Choukroune, P.; Berastegui, .; Muñoz, J.A.; Villien, P.; Matheron, P.; Bareyt, M.; Seguret, M.; Camara, P. & Deramond, J. (1989). "ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees". *Tectonics*, Washington, 8, 1, *pp*. 41-50.

Sáez, A. (1987). "Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro". *Tesis doctoral, Publ*. Univ. de Barcelona, *p*.

Sánchez Navarro, J.A. (1.988). "Los recursos hídricos de las Sierras de Guara y sus somontanos". 336 *pp. Colección de Estudios Altoaragoneses, nº 27.* Diputación Provincial de Huesca.

Saz, P. (1.992). "Fuentes minero-medicinales de la provincia de Huesca". *Instituto de Estudios Altoaragoneses,* Huesca. 102 *pp*

Seguret, M. (1972). "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité". *Publ. Univ. Scienc. Tecniques du Languedoc,* USTELA. *Sér. Geol. Struct.,* 2, 155 *pp*.

Sanz, J. y Samso, J.M. (2015). "Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, Hoja de Peralta de Alcofea (nº 325)". *2ª serie MAGNA, Inst. Tecn. Geomin.* Esp., Madrid.

Selzer, G. (1934). "Geologie der südpyrenaischen Sierren in Oberaragonien". *Neves Jahrbuch für Min. Geol. und Pal.,* 71, *Beilage Band,* Sttutgart, *pp*. 370-406. Traducido al español bajo el título: "Geología de las Sierras surpirenaicas del Alto Aragón". *Publ. Extranj. Geol. España,* 4 (20), *pp*. 183-230, Madrid (1948).

Souquet, Pp. (1967 b). "Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre". *Tesis, Fac. Sci.*, Toulouse.

Williams, G.D. y Fischer, M.W. (1984). "A balanced section across the Pyrenean orogenic belt". *Tectonics*, Washington, 3, *pp*. 773-780.

ISBN 978-84-7840- 946-4

MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD