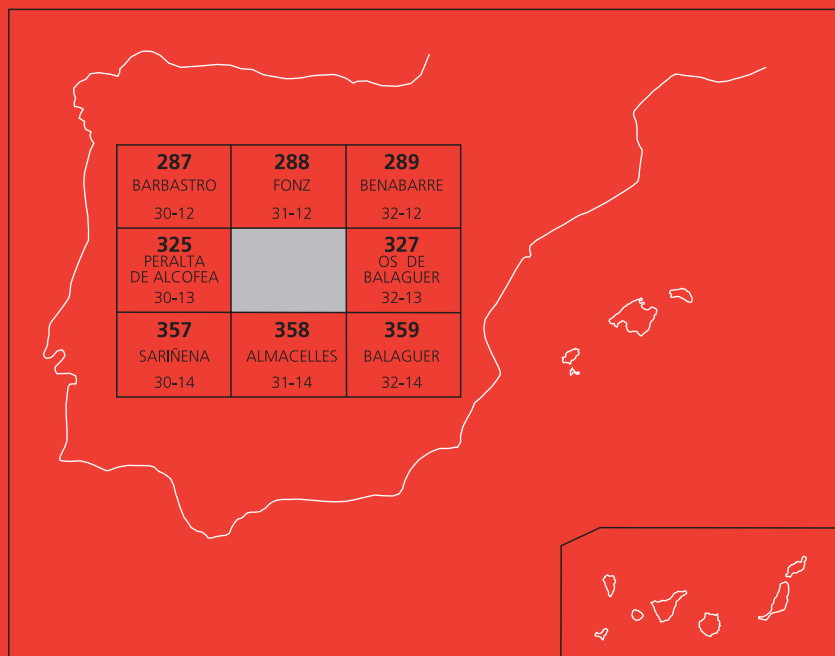




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MONZÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MONZÓN

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
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-17-015-3
ISBN: 978-84-9138-039-9
Depósito legal: M-24.013-2017

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Monzón-326), han sido realizadas por el IGME durante el año 1991, dentro del programa MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa geológico

- J.M. García Senz (IGME)
- M. Zamorano Cáceres (IGME)
- M.J. Montes (IGME)
- M. Rico (IGME)

Memoria

- J.M. García Senz (IGME)
- M. Zamorano Cáceres (IGME)

Geomorfología

- J.M. García Senz (IGME)
- M. Zamorano Cáceres (IGME)

Hidrogeología

- E.A. Garrido Schneider (IGME)

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. TRIÁSICO	8
2.1.1. Lutitas versicolores (1). Keuper	8
2.2. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO	8
2.2.1. Calizas con rudistas (2). Senoniense marino	8
2.2.2. Facies Garumniense	9
2.2.2.1. Calizas micríticas con carófitas y sílex (3)	9
2.2.2.2. Lutitas versicolores con intercalaciones de yesos y carniolas (4)	9
2.2.2.3. Calizas micríticas con <i>Microcodium</i> (5)	9
2.3. EOCENO MARINO	10
2.3.1. Calcarenitas con alveolinas (6). Fm de Ager. Ilerdiense	10
2.4. EOCENO-OLIGOCENO CONTINENTAL	10
2.4.1. Areniscas, lutitas y yesos nodulares (7). Fm de Salinar. Priaboniense-Rupeliense	11
2.4.2. Yesos nodulares y lutitas grises (8). Fm de Barbastro. Priaboniense-Rupeliense	13
2.4.3. Calizas, lutitas y gypsarenitas (9). Fm de Salinar. Rupeliense	14
2.4.4. Areniscas y lutitas rojas con estratificación horizontal (10). Brechas y conglomerados calcáreos (11). Fm de Peralta. Rupeliense	14
2.4.5. Calizas, lutitas, areniscas y yesos (12). Fm de Peralta. Rupeliense medio ..	15
2.4.6. Conglomerados y brechas calcáreas (13). Fm de Calasanz. Rupeliense medio-Chattiense	17
2.4.7. Formación de Peraltilla	17
2.4.7.1. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas en paleocanales (14). Fm de Peraltilla inferior. Rupeliense medio	17
2.4.7.2. Paleocanales de areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas rojas (15). Fm de Peraltilla superior. Rupeliense medio-Chattiense	18
2.5. NEÓGENO-MIOCENO	18
2.5.1. Paleocanales de areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas rojas (16). Fm de Sariñena. Chattiense-Aquitaniense	18

2.5.2. Conglomerados y brechas calcáreas entre lutitas rojas (17). Fm de Baells. Chattiense-Aquitaniense.....	19
2.6. CUATERNARIO (18, 19, 20 Y 21)	20
3. TECTÓNICA	21
4. HISTORIA GEOLÓGICA	24
5. GEOMORFOLOGÍA	25
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	25
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	26
5.2.1. Estudio morfoestructural	26
5.2.2. Estudio del modelado	28
5.2.2.1. Laderas	28
5.2.2.2. Formas y depósitos fluviales.....	29
5.2.2.3. Formas kársticas	30
5.2.2.4. Formas y depósitos poligénicos.....	31
5.2.2.5. Formas antrópicas	31
5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	31
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	32
6.1. HIDROGEOLOGÍA	32
6.1.1. Climatología.....	32
6.1.2. Hidrología	33
6.1.3. Características hidrogeológicas	33
6.1.3.1. U.H. nº 23: Esera-Segre	33
6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico Terciario Continental	34
6.1.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario.....	34
6.1.3.4. Otros materiales de interés hidrogeológico	35
6.2. RECURSOS MINERALES.....	35
7. BIBLIOGRAFÍA	37

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Monzón se localiza en el Sureste de la provincia de Huesca, próxima al límite con la provincia de Lérida. La mayor parte se inscribe en la comarca de la Litera y las poblaciones más importantes son Monzón y Binéfar. El río Cinca discurre con un trazado N-S por su margen occidental.

En la esquina noreste de la Hoja se hallan los relieves más importantes, que forman parte de las estribaciones meridionales de las Sierras Marginales aragonesas. Al Sur de las "Sierras" se extiende una zona de montes modelada en materiales terciarios plegados, que enlaza con el somontano oscense. Este último se caracteriza por un modelado suave, sobre los materiales terciarios subhorizontales y los depósitos cuaternarios.

En un contexto geológico regional, la Hoja de Monzón se localiza en el límite entre la cuenca del Ebro y la Unidad Surpirenaica Central. Esta última se halla representada por la lámina cabalgante de las Sierras Marginales, formada por materiales mesozoicos y paleógenos que cabalgan al Terciario continental según un sistema de rampas oblicuas.

Al Sur del frente de cabalgamiento de las Sierras se extiende una franja de Terciario continental plegado de amplitud y orientación variables. Entre estos pliegues destaca por su continuidad regional el anticlinal de Barbastro, cuyo flanco sur enlaza con los materiales indeformados de la cuenca del Ebro.

Las principales estudios estratigráficos regionales que tratan de este sector de la cuenca del Ebro, se deben a QUIRANTES (1969,1978), RIBA *et al.* (1975a, 1975b) y RIBA *et al.* (1986). Desde el punto de vista estructural, destacan los trabajos de PARDO y VILLENA (1979), MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ (1988) y MARTÍNEZ-PEÑA (1991). Recientemente SENZ y ZAMORANO (1992) tratan las relaciones entre estructura y sedimentación en el Terciario continental del área cartografiada.

En lo que se refiere a la estratigrafía del antepaís, clásicamente se han distinguido tres formaciones continentales en el flanco sur del anticlinal de Barbastro. La más antigua es una formación evaporítica que aflora en el núcleo del anticlinal: La Fm de Yesos de Barbastro (QUIRANTES, 1969, 1978). Sobre ella se encuentran dos formaciones fluviales siliciclásticas: La Fm de Peraltila (CRUSAFONT *et al.*, 1966) y la Fm de Sariñena (QUIRANTES *op cit.*). En la cartografía se han reconocido cuatro nuevas unidades litostratigráficas que se interdigitan con las anteriores. Así la Fm de Barbastro pierde hacia el Norte su carácter evaporítico, pasando a dos formaciones esencialmente clásticas, a las que se ha denominado Fm de Salinar y Fm de Peralta. Del mismo modo las formaciones de Peraltila y Sariñena se interdigitan hacia el Norte con brechas y conglomerados calcáreos de origen aluvial, a los que se ha denominado respectivamente Fm de Calasanz y Fm de Baells.

En el área cartografiada afloran sedimentos del Triásico superior, Senoniense, Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Cuaternario. Los sedimentos mesozoicos y el Eoceno marino afloran en las Sierras Marginales, existiendo una importante laguna del Jurásico, Cretácico inferior y parte del Cretácico superior. Fuera del ámbito cartografiado, pero en sus proximidades (ermita de Vilet, Hoja de Fonoz), existen calizas del Jurásico inferior en continuidad con el Keuper.

El terciario continental (Eoceno superior-Mioceno), ocupa casi la totalidad de la Hoja, mostrando gran variabilidad de facies y espesores.

El sondeo Monzón-1 está situado sobre el autóctono de la cuenca del Ebro y corta un importante espesor de Terciario continental bajo el que se encuentra un Eoceno marino poco potente situado sobre las calizas y dolomías del Liásico. Estas últimas se hallan sobre un Triásico medio y superior muy completo y potente, terminando el sondeo a 3.714,6 m en los conglomerados del Buntsandstein (LANAJA, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. TRIÁSICO

2.1.1. Lutitas versicolores (1). Keuper

Presenta afloramientos muy reducidos en los alrededores de Zurita y al Norte de la montaña de San Quílez, situados en la base de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales.

Está constituido por lutitas versicolores con delgadas intercalaciones de yesos rojizos. Fuera de los límites de la Hoja, pero en sus proximidades (Gabasa, ermita de Vilet), contiene intrusiones de rocas ofíticas.

2.2. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

2.2.1. Calizas con rudistas (2). Senoniense marino

Comprende una serie esencialmente caliza de 110 m de espesor, situada sobre el Keuper.

Los primeros 10 m están formados por una arenisca conglomerática con cemento carbonatado. Los cantos son de cuarzo, con forma angulosa y diámetro máximo de 2 cm. La proporción de cantos y el tamaño de grano de la arenisca decrecen hacia el techo. Se interpretan como depósitos costeros transgresivos.

Sigue una serie de calizas bioclásticas "grainstones" con estratificación ondulada y cruzada de bajo ángulo, que alterna con paquetes de calizas limosas. Contienen numerosos fragmentos de rudistas, briozoos y foraminíferos, entre ellos lacazinas. A techo se desarrollan bancos de rudistas con estratificación grosera, que terminan en una superficie brechosa irregular. Se interpretan como depósitos bioclásticos de plataforma modelados por el oleaje.

En las proximidades de Zurita, DALLONI (1910) cita fauna de *Hippurites variabilis*, *Hippurites heberti*, *Sphaerulites coquandi* y *Sphaerulites fissicostatus*, entre otros.

Por comparación con otras secciones de las Sierras Marginales, siguiendo a SOUQUET (1967) y GARRIDO (1973), puede atribuirse a estos materiales una edad Santoniense-Campaniense, y tal vez alcancen la base del Maastrichtiense.

2.2.2. Facies Garumniense

Bajo esta denominación se incluye clásicamente a los materiales continentales que se sitúan entre el Cretácico y el Eoceno marinos.

En los reducidos afloramientos de esta Hoja, la sucesión continental yace en contacto brusco sobre la caliza con rudistas, presentando las siguientes unidades:

2.2.2.1. Calizas micríticas con carófitas y sílex (3)

Tienen un espesor de 60 m. Está constituida por una sucesión de calizas micríticas bien estratificadas con carófitas y moldes de gasterópodos rellenos de esparita. La mitad inferior contiene niveles con nódulos de sílex y numerosos paquetes con textura porosa y pulverulenta de alteración. Las calizas de la mitad superior contienen numerosos intraclastos y rizocreciones, presentando ciclos de somerización que se inician por calizas con carófitas y terminan con paleosuelos. Estas litofacies se asocian a un medio sedimentario de tipo palustre.

El techo de esta unidad se ha situado bajo las lutitas versicolores que caracterizan litológicamente la unidad suprayacente (4).

Puede atribuírsele una edad Rognaciense (Maastrichtiense superior) por comparación con la serie próxima de Castillonroi (Hoja de Os de Balaguer), donde ULLASTRE y MASRIERA (1983) encuentran la asociación de carófitas *Septorella brachycera* y *Septorella ultima*.

2.2.2.2. Lutitas versicolores con intercalaciones de yesos y carniolas (4)

Es una unidad formada predominantemente por lutitas con paleosuelos y coloraciones grises, rojizas y verdosas. Tiene un espesor de 190 m. En los primeros metros se intercalan entre las lutitas paquetes aislados de calizas con carófitas y rizocreciones, indicando posiblemente un contacto transicional con la unidad inferior. Hacia su parte media-alta existen niveles irregulares de carniolas y capas de yesos blancos y rojizos.

Estos materiales se interpretan como depósitos de llanura lutítica aluvial.

La edad de esta unidad podría ser todavía Rognaciense por comparación con la citada serie de Castillonroi.

2.2.2.3. Calizas micríticas con *Microcodium* (5)

Tienen un espesor de 37 m. Comprende una sucesión de calizas micríticas de color claro con estratificación difusa y zonas irregulares porosas y pulverulentas. Contiene intraclastos y *Microcodium*. Esta litofacies es característica de un ambiente de tipo palustre.

La datación de esta unidad es incierta debido a la ausencia de fósiles significativos como huesos de dinosaurios o gasterópodos típicamente paleocenos. En la Conca de Tremp y la Vall d'Àger se consideran paleocenos los primeros niveles con *Microcodium*.

2.3. EOCENO MARINO

Existe solo un pequeño afloramiento situado en la margen izquierda del Barranco de Font (alrededores de Zurita).

2.3.1. Calcarenitas con alveolinas (6). Fm de Ager. Ilerdiense

Comprende 10 metros de calizas rosadas con alveolinas, miliólidos y fragmentos de equinodermos, que yacen sobre la unidad anterior (5) y están erosionadas superiormente por los conglomerados continentales miocenos.

Puede atribuirse a esta unidad litológica una edad Ilerdiense en base a la abundancia de alveolinas flosculinizadas subsféricas. El mal estado de conservación de las mismas no permite identificar las especies para atribuirle una determinación cronoestratigráfica más precisa.

2.4. EOCENO-OLIGOCENO CONTINENTAL

Para su descripción se utilizan las formaciones definidas clásicamente en el flanco sur del anticlinal de Barbastro: Fm de Barbastro, Fm de Peraltila y Fm de Sariñena, cuyos límites se han precisado o redefinido a escala regional en las Hojas de Monzón (326), Peralta de Alcofea (325) y Barbastro (287). Al norte del anticlinal de Barbastro se han definido en esta cartografía cuatro nuevas formaciones que se interdigitan con las anteriores (Fig. 1).

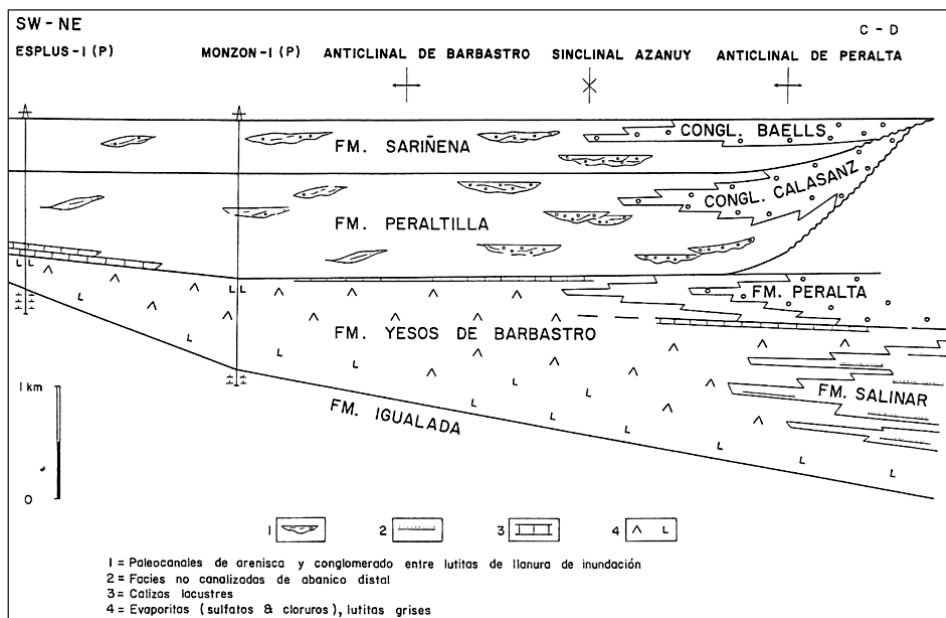


Fig. 1.— Esquema estratigráfico que muestra las relaciones entre las distintas unidades litoestratigráficas.

2.4.1. Areniscas, lutitas y yesos nodulares (7). Fm de Salinar. Priaboniense-Rupeliense

La Fm de Salinar aflora únicamente en el anticlinal de Peralta. La serie más completa se halla en su flanco sur, verticalizada o invertida con más de mil metros de espesor. Está formada por una sucesión de lutitas y areniscas con intercalaciones de yesos, margas y calizas. Hacia el Sur se interdigita con la parte inferior de la Fm de Barbastró.

El estudio petrográfico de las areniscas revela que un 38% del total de la roca, está formado por fragmentos de rocas carbonáticas, un 35% son granos de cuarzo, un 17% feldespatos y un 4% de micas.

La formación muestra una progradación-retrogradación aluvial organizada en tres grandes ciclos de facies (Fig. 2).

El primer ciclo aflora incompleto en el núcleo anticlinal. Los materiales estratigráficamente más bajos se han cortado en el sondeo realizado por "Salpura S.A" en el Barranco del Salinar: entre 60-150 m de profundidad se encuentran cloruros masivos que podrían corresponder a la Fm de Cardona (*s.str*) y entre 0-60 m margas con intercalaciones salinas. En superficie afloran lutitas grises y capas tabulares de arenisca con "ripples" ascendentes y de oscilación. El ciclo termina con capas gruesas de yeso blanco y rojizo que puede presentar cristales seleníticos (ver Fm de Barbastró).

El segundo ciclo está separado del anterior por una falla inversa y refleja una secuencia de progradación-retrogradación aluvial. La parte inferior se halla constituida por una alternancia de lutitas y margas con yeso nodular y capas tabulares de arenisca. Presenta ciclos menores de progradación aluvial, en ocasiones limitados a techo por retrogradaciones bruscas. La parte media del ciclo es esencialmente arenoso-lutítica y representa la máxima progradación aluvial. Se han reconocido cuatro tipos de cuerpos arenosos:

- a) Capas tabulares de arenisca fina y espesor decimétrico con "ripples" ascendentes y laminación convolucionada. Se interpretan como depósitos de avenidas en lámina.
- b) Capas tabulares de arenisca media a gruesa y espesor métrico. Presentan estratificación cruzada de surco, ondulada a gran escala y "ripples" ascendentes. Son frecuentes las superficies erosivas y las morfologías convexas atribuibles a pequeñas barras. Se interpretan igualmente como depósitos de avenidas en lámina.
- c) Cuerpos canaliformes laxos que pueden alcanzar 2 m de espesor y pocas decenas de metros de extensión lateral. Su granulometría es media-gruesa y presentan estratificación cruzada de surco y "ripples" ascendentes. Se interpretan como canales relativamente estables y poco sinuosos situados en la zona externa del abanico aluvial.
- d) Cuerpos canalizados con relleno arenoso-lutítico y marcadas superficies de acreción lateral. Son poco frecuentes y se interpretan como canales sinuosos localizados en las zonas externas del abanico.

El tramo superior del ciclo está formado por areniscas tabulares y lutitas grises o rojas con intercalaciones de yeso nodular. La proporción de areniscas decrece progresivamente hasta el final del ciclo.

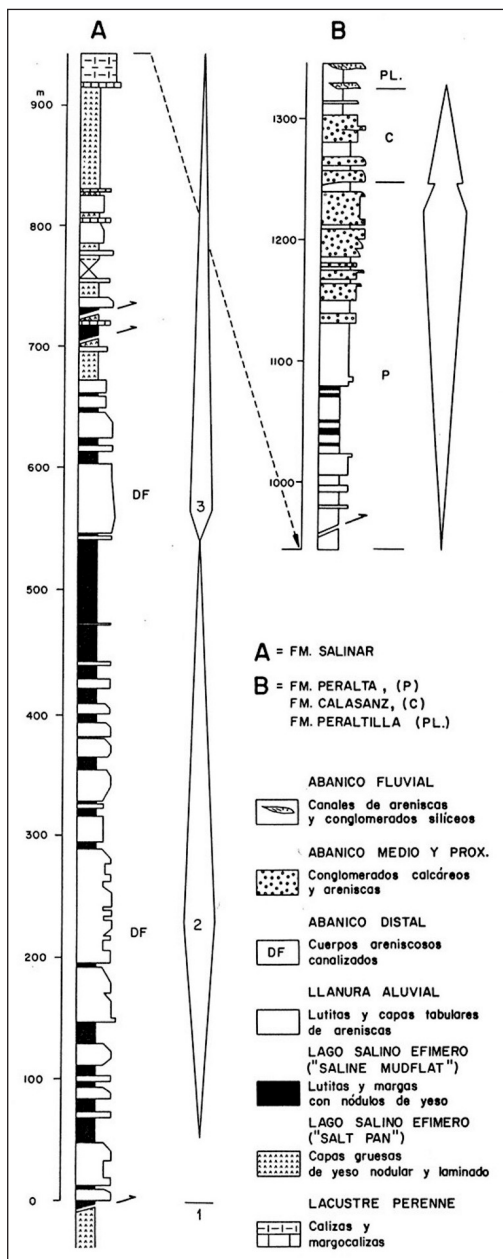


Fig. 2.- Columna estratigráfica del barranco del Salinar (flanco sur del anticlinal de Peralta), donde se muestran las principales asociaciones de facies y la ciclicidad a gran escala.

El tercer ciclo presenta un intervalo progradante reducido, seguido de un potente tramo retrogradante. Se inicia con capas gruesas de arenisca de morfologías tabulares o lobulares. Sobre ellas se encuentra una serie de lutitas y margas laminadas entre las que se intercalan capas delgadas de arenisca fina con estratificación "linsen", "wavy" o "flaser". El conjunto se interpreta como depósitos de llanura aluvial y lacustres someros.

La parte alta del ciclo es esencialmente evaporítica. Está formada por un importante paquete de yesos nodulares, areniscas y lutitas (ver Fm de Barbastro, unidad 8). El techo del ciclo y también de la formación corresponde a las calizas, lutitas y gypsarenitas de la unidad cartográfica (9).

Por sus características sedimentológicas la Fm de Salinar se interpreta como las facies distales de un gran sistema fluvio-aluvial de procedencia pirenaica.

Puede atribuirse a esta unidad litológica una edad Priaboniense superior-Rupeliense inferior, dado que se indenta con la parte inferior de la Fm de Barbastro (8).

2.4.2. Yesos nodulares y lutitas grises (8). Fm de Barbastro. Priaboniense-Rupeliense

La Fm de Yesos de Barbastro (QUIRANTES, 1969) es una formación evaporítica cuyos afloramientos se localizan principalmente en una franja NO-SE que ocupa el núcleo del anticlinal de Barbastro. Hacia el río Cinca los afloramientos ocupan un área extensa conocida como la zona de culminación del Cinca (PARDO y VILLENA, 1979).

Los cortes geológicos muestran que los niveles profundos de la formación no afloran en superficie. En el sondeo Monzón-1 el yacente son las margas marinas del Eoceno superior. En la esquina noreste de la cartografía se indenta con las formaciones clásticas de Salinar y Peralta, cuyo espesor total supera los 1.300 m. El espesor de los yesos es difícil de medir en superficie debido a su gran deformación, aunque por datos de subsuelo (QUIRANTES, 1969) se sabe que disminuye progresivamente hacia el Sur (cuenca del Ebro), cortándose 810 m en el sondeo Monzón-1.

En los afloramientos del anticlinal de Barbastro la litología dominante son yesos blanquecinos alternando con niveles de lutitas grises o pardas y en menor proporción capas finas de areniscas, margas y calizas. Los niveles de yeso presentan litofacies nodulares y textura alabastrina, siendo frecuentes las estructuras enterolíticas. Las litofacies laminadas y gypsareníticas son menos frecuentes. Se han reconocido importantes espesores de halita en el sondeo Monzón-1 y en numerosos sondeos mecánicos y eléctricos efectuados por Sales Monzón S.A entre Azanuy y Castejón del Puente.

En la serie verticalizada situada al norte de Peralta de la Sal afloran dos interdigitaciones de la Fm de Barbastro entre la Fm de Salinar (7) (Fig. 2). La más inferior corresponde al techo del primer ciclo de la Fm de Salinar y no ha sido representada en la cartografía por su escasa potencia, aunque se muestra en los cortes geológicos.

La interdigitación superior se sitúa a techo del ciclo 3 de la Fm de Salinar (7). Tiene un espesor de 235 m. Presenta litofacies parecidas a las descritas para el anticlinal de Barbastro, aunque con

abundantes intercalaciones de capas tabulares de arenisca, margocalizas y margas. Hacia el techo predominan capas finas de gypsarenitas intercaladas entre lutitas pardo-amarillentas.

La Fm de Barbastro se interpreta en conjunto como depósitos de lago salino efímero o "playa lake" asociado a las partes distales de abanicos aluviales (Fms Salinar y Peralta). Los cloruros encontrados en los sondeos se interpretan como depósitos de "salt pan", mientras que la asociación yesos nodulares-lutitas-areniscas corresponde a depósitos de llanura lutítica salina o "sabka" continental.

No hay datos biostratigráficos procedentes del área cartografiada, pero su edad se acota entre el Priaboniense superior (techo del Eoceno marino, Fms de Igualada y Cardona) y el Rupeliense medio (base de la Fm de Peralta). En la zona de Sanahüja, SAEZ (1987) en base a carófitas atribuye a la Fm de Barbastro una edad entre Priaboniense superior-base del Oligoceno inferior.

2.4.3. Calizas, lutitas y gypsarenitas (9). Fm de Salinar. Rupeliense

Aflora únicamente en una franja estrecha situada en el flanco sur del anticlinal de Peralta, en donde tiene un espesor mínimo de 45 m. Su techo está limitado por una falla inversa que hacia el Sureste llega a sustraer por completo esta unidad. Lateralmente hacia el Sur y oeste pasa en el subsuelo a las evaporitas de la Fm de Barbastro.

Está constituida por margas y margocalizas finamente estratificadas de color gris-amarillento con frecuentes intercalaciones de gypsarenitas con "ripples". Algunas capas contienen abundantes moldes de bivalvos del género *Cyrena* (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929). En la parte media de la sucesión se intercalan capas de arenisca fina o limo con estratificación ondulada o lenticular. El techo de la unidad es un tramo lutítico de color gris con abundante yeso fibroso rellenando fracturas.

Se interpretan como depósitos lacustres. La litología predominantemente carbonatada junto a la presencia de bivalvos sugiere condiciones de lámina de agua perenne y relativamente poco salina.

Puede atribuirse a esta unidad litológica una edad Rupeliense, dado que se indenta con la parte media-superior de la Fm de Barbastro (8).

2.4.4. Areniscas y lutitas rojas con estratificación horizontal (10). Brechas y conglomerados calcáreos (11). Fm de Peralta. Rupeliense

En este apartado se agrupan dos conjuntos litológicos de origen aluvial relacionados lateral y verticalmente: areniscas y lutitas (10) y brechas o conglomerados calcáreos (11). Afloran en ambos flancos del anticlinal de Peralta y en el anticlinal de Altarriba. Hacia el Sur y Oeste se interdigitan en el subsuelo con la Fm de Barbastro, observándose cartográficamente esta relación lateral en el núcleo del anticlinal de Altarriba.

En el flanco norte del anticlinal de Peralta, la Fm de Peralta está representada por un único ciclo de facies, de espesor superior a los 500 metros y carácter granocreciente. Su parte inferior

está formada por lutitas y areniscas bien estratificadas, con “ripples”, laminación paralela, grietas de desecación y moldes de evaporitas. Sobre estas facies progradan cartográficamente hacia el Noroeste las brechas y conglomerados calcáreos de la unidad (11). Estas presentan estratificación horizontal que se hace más grosera e incluso masiva hacia la parte alta de la sucesión. Los clastos son heterogénicos y muy heterométricos llegando a alcanzar el tamaño bloque. Estas brechas se hallan cabalgadas por la escama de Zurita, perteneciente a la lámina cabalgante de las Sierras Marginales.

En el flanco sur del anticlinal de Peralta se encuentra la misma distribución de facies. Las facies proximales del sistema aluvial (11) se hallan al este del río Sosa y pasan lateralmente en la cartografía hacia el Noroeste a facies distales (10) sobre las que se halla el pueblo de Peralta de la Sal. Las facies proximales consisten en conglomerados gruesos generalmente con soporte de clastos. Los cantos son subangulosos, heterométricos y heterogénicos, aunque predominan las litologías calcáreas procedentes de las Sierras Marginales. La estratificación es horizontal, con estratos finos a menudo amalgamados y marcados por alineaciones de cantos.

Las facies distales del abanico son areniscas y lutitas con estratificación horizontal fina y “ripples” ascendentes o de oscilación. Presentan alineaciones horizontales de pequeños cantos, suaves canalizaciones, grietas desecación, pseudomorfos de evaporitas y nódulos de yeso. Las paleocorrientes se dirigen hacia el Oeste-Noroeste, aproximadamente paralelas al eje del anticlinal (Fig. 3).

La sucesión vertical muestra un gran ciclo asimétrico de progradación-retrogradación aluvial, marcado por un incremento de la proporción de conglomerado y el tamaño de los clastos (hasta 10-20 cm. de tamaño máximo). El espesor total de la sucesión es de unos 300 m, de los que los 20 últimos reflejan una cierta retrogradación aluvial, marcada por el incremento de las facies lutítico-areniscosas. Sobre estas últimas se disponen los primeros cuerpos conglomeráticos de la Fm de Calasanz (13), que representan una nueva reactivación aluvial.

En el anticlinal de Altarriba solo llega a aflorar la parte más alta de la unidad formada por lutitas rojizas y grises con intercalaciones de capas de arenisca fina. Se halla interdigitada con calizas lacustres (unidad 12) y yesos nodulares de la Fm de Barbastro. La proporción terrígena disminuye hacia el Sur y el Oeste dejando de ser cartografiable la unidad.

La Fm de Peralta puede interpretarse como un sistema de abanicos aluviales de reducidas dimensiones y alto gradiente, con área fuente situada en las Sierras Marginales.

Puede atribuirse a esta unidad litológica una edad Rupeliense, dado que se indenta con la parte superior de la Fm de Barbastro (8).

2.4.5. Calizas, lutitas, areniscas y yesos (12). Fm de Peralta. Rupeliense medio

Se trata de una unidad cartográficamente muy continua que se sitúa a techo de los yesos de la Fm de Barbastro (8). El contacto inferior de esta unidad es gradual, se observa que en pocos metros de serie aumenta progresivamente la proporción de caliza hasta hacerse dominante sobre los yesos.

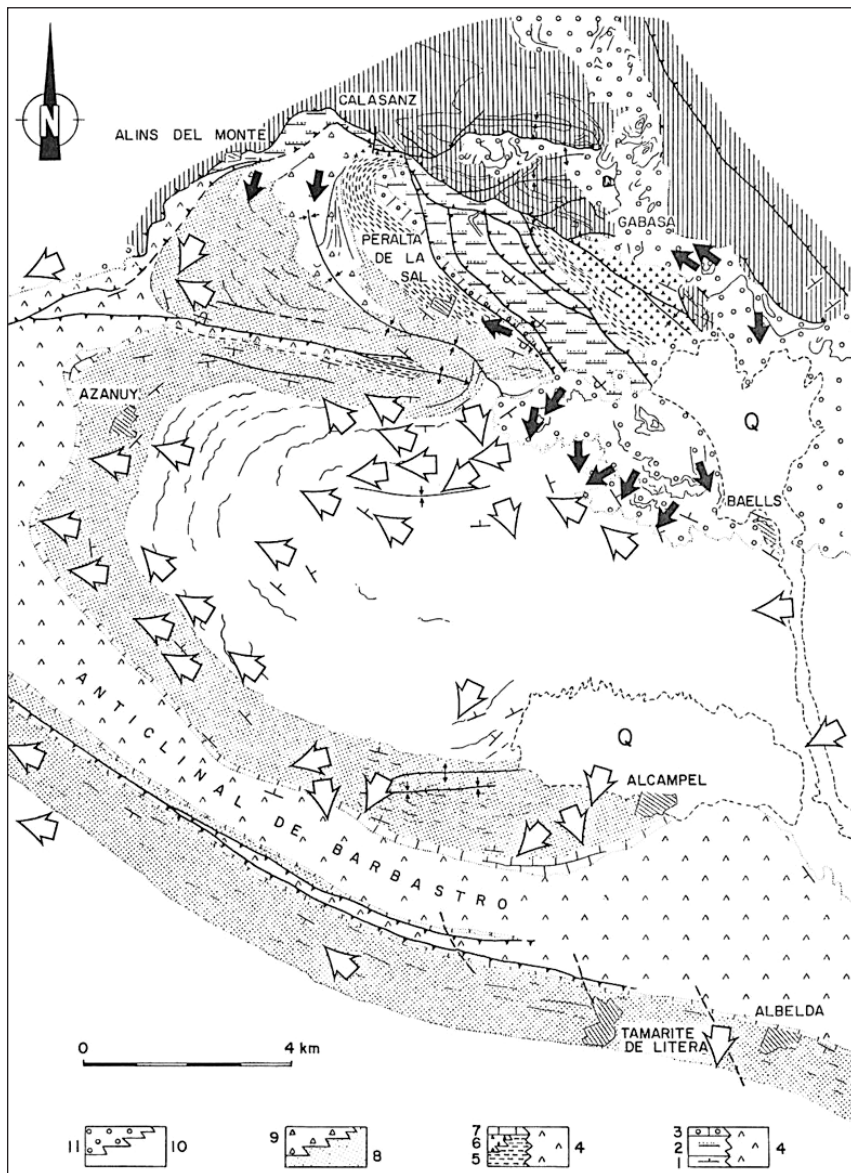


Fig. 3.- Mapa de paleocorrientes. Las flechas negras muestran las paleocorrientes de los pequeños abanicos aluviales con área fuente en las Sierras Marginales. Las flechas blancas muestran las paleocorrientes de los abanicos siliciclásticos. Leyenda: (1, 2, 3) = Fm de Salinar; (4, 7) Fm de Barbastro; (5, 6) Fm de Peralta; (8) Fm de Peraltila; (9) Fm de Calasanz; (10) Fm de Sariñena; (11) Fm de Baells. (Ver explicación en el texto). El rayado vertical corresponde al Mesozoico indiferenciado.

Tiene un espesor de unos 20 m en el flanco sur del anticlinal de Barbastro, incrementándose hacia el Norte. Está formada por una alternancia de capas decimétricas de caliza o margocaliza laminadas y lutitas grises. Localmente se intercalan capas de arenisca fina con "ripples" y niveles de yeso nodular. Las calizas pueden contener intraclastos, pseudomorfos de evaporitas, bioturbación por raíces y restos vegetales. Algunos niveles contienen abundantes bioclastos de gasterópodos y algas. Al Suroeste de Alcampel se han observado nódulos de sílex en las calizas.

Esta unidad litológica se ha datado por correlación cartográfica con el yacimiento de Peraltilla, situado en las proximidades de esta localidad (Hoja de Barbastro). El yacimiento se halla en unos niveles de calizas situados a techo de los Yesos de Barbastro. REILLE (1971) cita carófitas de la Zona de Montmatre (Oligoceno inferior) y ÁLVAREZ-SIERRA *et al.* (1987) reconocen fauna de vertebrados perteneciente a su unidad "R", Zona de *Theridomys major*. FEIST *et al.* (1991) sitúan esta zona en la parte inferior del Estampiense medio (actual Rupeliense medio).

2.4.6. Conglomerados y brechas calcáreas (13). Fm de Calasanz. Rupeliense medio-Chattiense

Afloran en el sinclinal de Alins con un espesor máximo de 600 m, describiendo una discordancia progresiva que cartográficamente se abre hacia el Sureste. Comprende una serie de conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas, de origen aluvial y facies similares a la Fm de Peralta. Se diferencia de esta última en una mayor proporción de cuerpos canalizados y en la ausencia de facies finas distales, puesto que se interdigita con los paleocanales y lutitas de la Fm de Peraltilla. Su límite inferior es neto, encontrándose los cuerpos conglomeráticos de esta formación sobre las facies finas de la Fm de Peralta (10). Presenta un único ciclo de progradación-retrogradación.

Su edad es la misma que la formación de Peraltilla (Rupeliense medio-Chattiense) ya que ambas formaciones son equivalentes laterales.

2.4.7. Formación de Peraltilla

Se trata de una formación esencialmente siliciclástica de origen fluvial que aflora con notable buzamiento en ambos flancos del anticlinal de Barbastro y el sinclinal de Azanuy. Consiste en una sucesión de paleocanales de areniscas y conglomerados silíceos intercalados entre lutitas rojizas o pardas de llanura de inundación, con niveles de paleosuelos. Su espesor medido en el flanco sur del anticlinal de Barbastro es de unos 950 m (corte del río Cinca).

En el anticlinal de Peralta su límite inferior viene marcado por la aparición de paleocanales conglomeráticos sobre las facies finas laminadas de la Fm de Peralta (10). Hacia el Sur, el contacto se manifiesta por el desarrollo de facies aluviales distales sobre las calizas lacustres del techo de la Fm de Peralta (12).

2.4.7.1. *Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas en paleocanales (14). Fm de Peraltilla inferior. Rupeliense medio*

Dentro de la Fm de Peraltilla se distingue una Unidad inferior, decamétrica, formada por areniscas y lutitas rojizas que marcan el límite inferior de la formación. El límite superior de esta

Unidad viene marcado por la aparición de paleocanales de areniscas bien desarrollados, que se amalgaman dando resaltes bastante continuos, reconocibles en foto aérea.

Al Este de la localidad de Albelda las facies son más distales, con una mayor presencia de niveles calcáreos. Al Norte de la Hoja las facies son más proximales y su potencia disminuye quedando reducida a espesores inferiores a 10 metros, que no permiten su diferenciación cartográfica a escala 1:50.000.

2.4.7.2. *Paleocanales de areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas rojas (15). Fm de Peraltilla superior. Rupeliense medio-Chattiense*

La base de la unidad viene definida por la aparición de los primeros paleocanales de areniscas sobre las facies más distales de la unidad inferior. En algunos puntos los paleocanales presentan bases claramente erosivas, con "lag" basales, apoyándose directamente sobre las calizas de la Fm de Salinar.

En el flanco norte del sinclinal de Azanuy, los paleocanales son conglomeráticos, con cantos poligénicos muy rodados de cuarzo, rocas paleozoicas, granitos y rocas permotriásicas. El relleno es multipisódico con abundantes barras de gravas y cicatrices de erosión. Hacia el flanco sur del sinclinal los paleocanales son esencialmente arenosos, con depósitos residuales de conglomerado muy desarrollados. Las facies son características de canales trenzados. En el flanco sur del anticlinal de Barbastro, los paleocanales son esencialmente arenosos, con cantos esporádicos en algunas cicatrices de erosión. Por lo general presentan características de cauces estables de baja sinuosidad. No obstante se encuentran también cuerpos de morfologías convexas y canales asimétricos con superficies de acreción lateral, atribuibles a cauces sinuosos. La sucesión muestra una tendencia general progradacional, con paleocanales más potentes y extensos hacia la parte media-alta de la sucesión. Al Este de la localidad de la Albelda decrece la densidad y el espesor de los paleocanales, pasando a cuerpos areniscosos más tabulares y distales. Este cambio lateral es oblicuo a la dirección de las paleocorrientes, que muestran una dispersión entre SSO y ONO (Fig. 3).

La distribución de las facies y paleocorrientes, junto con las características sedimentológicas descritas, permite interpretar al conjunto de la Fm de Peraltilla como un abanico terminal (en el sentido de FRIEND, 1989), de grandes dimensiones y predominio de transporte fluvial (MACÍAS *et al.*, 1986-1987). Su área fuente se sitúa en el Pirineo Axial y su zona apical se localiza en las proximidades de la localidad de Baells.

La base de la formación se ha datado como Rupeliense medio por correlación cartográfica con el yacimiento de Peraltilla. El techo de la formación se sitúa de forma imprecisa en el Chattiense.

2.5. NEÓGENO-MIOCENO

2.5.1. *Paleocanales de areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas rojas (16). Fm de Sariñena. Chattiense-Aquitaniense*

Es una formación siliciclástica fluvial de características semejantes a la Fm de Peraltilla. Constituye la formación más alta en este sector, yaciendo prácticamente horizontal en los aflora-

mientos situados al sur del anticlinal de Barbastro. Su espesor supera el millar de metros en el sinclinal de Azanuy y se ha estimado un mínimo de 650 m en las proximidades del sondeo Monzón-1.

Su límite inferior se ha situado clásicamente (CRUSAFONT *et al.*, 1966) en la prolongación foto-geológica de la discordancia de Santa Cilia por el flanco sur del anticlinal de Barbastro. El límite cartografiado está por debajo del límite clásico y se manifiesta sobre el terreno por un cambio de las facies fluviales en la vertical: mientras que en el flanco sur del anticlinal de Barbastro los paleocanales de la Fm de Peraltilla son arenosos, de dimensiones modestas y características de cauces rectos o sinuosos; los paleocanales de la Fm de Sariñena son arenisco-conglomeráticos, más extensos y de características de ríos trenzados. En el kilómetro 1.2 de la carretera que enlaza Tamarite de Litera con Altorricón, la base de la Fm de Sariñena se ha situado en la aparición de potentes paleocanales conglomeráticos que contrastan con los canales más finos y de dimensiones más modestas de la serie infrayacente.

Al igual que el abanico de Peraltilla, las facies más proximales se encuentran en el sinclinal de Azanuy y consisten en paleocanales conglomeráticos con grandes barras de gravas. Se observan numerosos cantos de cuarzo y granitos, así como de rocas paleozoicas y permotriásicas. La entrada del abanico se situó entre las localidades de Baells y Alcampel. Las paleocorrientes muestran una dispersión entre SSE y ONO (Fig. 3), siendo más frecuentes las paralelas al eje del sinclinal de Azanuy. Interpretamos que el desarrollo sinsedimentario de esta estructura (ver apartado 3.6) condicionó el trazado de la red fluvial.

La edad de la Fm de Sariñena se establece en base al yacimiento de Santa Cilia (Hoja de Alquézar), donde CRUSAFONT *et al.* (1966) describen fauna de vertebrados que atribuyen al Aquitaniense. Esta fauna ha sido revisada por AGUSTÍ *et al.* (1988), situándola en la biozona *E. autolensis* (Mioceno). ÁLVAREZ-SIERRA *et al.* (1987) sitúan el mismo yacimiento dentro del Ageniense, en un intervalo denominado "transición Oligoceno-Mioceno". En la leyenda del mapa geológico se ha adoptado esta última escala.

La correlación cartográfica a través del flanco sur del anticlinal de Barbastro muestra que el yacimiento de Santa Cilia se halla bastante por encima del límite Peraltilla-Sariñena trazado en la cartografía. En base a estos datos parece razonable asignar a la Fm de Sariñena una edad Chattiense-Aquitaniense.

2.5.2. Conglomerados y brechas calcáreas entre lutitas rojas (17). Fm de Baells. Chattiense-Aquitaniense

Consiste en un conjunto de brechas y conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas de origen aluvial que afloran en el borde septentrional de la cartografía en discordancia progresiva o angular sobre las formaciones infrayacentes.

Entre San Quilez y Zurita, la Fm de Baells se sitúa sobre la lámina cabalgante de las Sierras Marginales, supratenuando una estructura sinclinal. Sobre la caliza garumniense o ilerdiense del flanco sur del sinclinal se halla un nivel verticalizado de brechas desorganizadas que puede incluir bloques métricos de calizas cretácicas y terciarias, ofitas y lutitas con yesos del Keuper.

Se interpretan como depósitos de ladera. Sobre ellos se encuentran en discordancia progresiva lutitas rojas y paleocanales de conglomerado y arenisca con escasa organización interna. Las paleocorrientes medidas siguen el eje de la estructura sinclinal. Los niveles más altos están formados por brechas y conglomerados inclinados hacia el Sur que se disponen en discordancia angular sobre las formaciones infrayacentes.

En el flanco norte del sinclinal de Azanuy, la formación alcanza un espesor de 240 m. Sus facies proximales forman los relieves subhorizontales de Mont-Valls, Tozal Gordo y Castillo de la Mora. Presentan una sucesión vertical estrato y granocreciente, con aumento hacia el techo de la proporción de conglomerado y el tamaño de los clastos. Estos últimos están formados por litologías de las Sierras Marginales, sobretodo calizas con alveolinas, se observa una pequeña proporción de cantos de cuarzo y lidita. Las paleocorrientes muestran una dispersión entre Sur y Suroeste (Fig. 3). Las facies distales están formadas por paleocanales con areniscas y conglomerados calcáreos intercalados entre lutitas rojas, que se interdigitan con grandes paleocanales de cantos paleozoicos de la Fm de Sariñena.

Al Sur de la localidad de Fonz afloran facies distales de otro pequeño abanico aluvial cuyo ápice se sitúa sobre las Sierras Marginales fuera de la cartografía. Ocupan un paleovalle cuya margen sur es una abrupta erosión excavada en los yesos de la Fm de Barbastro. Esta erosión es equivalente a la que se observa en la vertiente derecha del río Cinca (Hoja de Fonz), asociada a una espectacular discordancia progresiva hacia el Norte de la Fm de Sariñena (PARDO y VILLENA, 1979).

Puede atribuirse a la Fm de Baells una edad Chattiense-Aquitaniense por comparación con la Fm de Sariñena, ya que se indenta con la parte media-alta de esta formación.

2.6. CUATERNARIO (18, 19, 20 Y 21)

El territorio cartografiado presenta depósitos cuaternarios arealmente importantes, sobre todo en su mitad meridional. Una descripción detallada se encuentra en el apartado de geomorfología.

En el mapa geológico se han distinguido cuatro grupos de depósitos:

- Conglomerados, arenas y limos que forman las terrazas fluviales situadas altiméricamente elevadas sobre el valle encajado del río Cinca (T3, T4 y T5). (18).
- Brechas, conglomerados, arenas y lutitas pertenecientes a glaciares y laderas que se relacionan con las terrazas altas (19).
- Conglomerados, arenas y limos que forman las terrazas bajas y los depósitos de fondo de valle (20).
- Brechas, arenas y limos formando glaciares y laderas, y depósitos aluviales-coluviales recientes. Son los depósitos más extensos (21).

3. TECTÓNICA

Los sedimentos descritos fueron plegados y fracturados durante la etapa de compresión alpina desarrollada entre el Priaboniense superior y el Mioceno.

En la esquina noreste de la Hoja se encuentran dos pequeñas escamas de Mesozoico y Terciario pertenecientes a la Lámina cabalgante de las Sierras Marginales. Se las ha denominado Zurita y San Quílez. Al Sur de éstas se halla una franja de Terciario continental caracterizada por el desarrollo de pliegues despegados. De Norte a Sur son: anticlinal de Peralta, sinclinal de Alíns, anticlinal de Altarriba, sinclinal de Azanuy y anticlinal de Barbastro. Esta última estructura tiene gran continuidad regional y su flanco sur enlaza con los sedimentos indeformados de la cuenca del Ebro, que ocupan la zona meridional de la Hoja. La sedimentación del Terciario continental es contemporánea con el desarrollo de las citadas estructuras.

– Escama de San Quílez

Constituye el relieve montañoso de San Quílez, que es la máxima altura de la Hoja. Está formada por materiales lutíticos del triásico superior, calizas senonienses y conglomerados de Baells sintectónicos. Tiene una estructura anticlinal de eje NO-SE, que verge hacia el SO. El flanco meridional se halla invertido y fallado, verticalizando a los conglomerados de Baells dispuestos en discordancia progresiva. Estos conglomerados fosilizan el cabalgamiento que superpone esta escama sobre la de Zurita. La verticalización sincrónica de esta última confiere a los conglomerados una estructura sinclinal (ver corte geológico I-I').

El límite norte de la escama de San Quílez es una falla vertical que pone en contacto las calizas senonienses con el Triásico medio-superior del sinclinal de Estopiñán. Esta falla afecta a los conglomerados de Baells en su prolongación hacia el Noroeste por la Hoja de Fonz (MARTÍNEZ-PEÑA, 1991).

– Escama de Zurita

Está formada por los materiales del Triásico, Cretácico y Terciario marino dispuestos en una serie monoclinial inclinada hacia el Noreste cuya base está verticalizada o invertida. Tiene poca continuidad cartográfica debido en parte a que el cabalgamiento que la limita por el sur describe una rampa lateral hacia el Noroeste y en parte a que está fosilizada por los conglomerados de Baells. Su límite norte es el cabalgamiento fosilizado de la escama de San Quílez descrita en el apartado anterior. Al Sur está limitada por un cabalgamiento, que aflora verticalizado o invertido a nivel del Keuper, cortándolo en rampa de bloque superior. Este cabalgamiento superpone el Mesozoico de las Sierras sobre los conglomerados y areniscas de la Fm de Peralta.

– Anticlinal de Peralta

Constituye el pliegue más septentrional del antepaís en esta transversal. Es un anticlinal apretado, de plano axial subvertical NO-SE y su eje periclina hacia el Noroeste en las proximidades de Alíns del Monte (Hoja de Fonz).

Las capas externas están formadas por sedimentos detríticos de las formaciones de Salinar, de Peralta, de Calasanz y de Peraltilla. Las tres últimas son sintectónicas y supratenuan la estructura, que es fosilizada en discordancia angular por las formaciones de Baells y de Sariñena. El núcleo está posiblemente formado por una acumulación lutítico-salina, cuyos primeros 150 m se han atravesado en un sondeo realizado por Salpura S.A. citado en el apartado 2.4.1.

El anticlinal de Peralta está cortado en sus dos flancos por un sistema imbricado de cabalgamientos de traza cartográfica vertical y dirigidos hacia el sur. En el corte geológico el cabalgamiento principal de este sistema pone en contacto el techo vertical o invertido de la Fm de Salinar en el flanco norte, con la base invertida de esta misma formación en el flanco sur. Esta disposición puede explicarse suponiendo una trayectoria del cabalgamiento perpendicular al eje "kink" del flanco norte. Este cabalgamiento se entronca lateralmente con otros de menor desplazamiento, que suprimen serie estratigráfica y a veces llevan asociados pliegues menores de arrastre encarados hacia abajo "downward facing folds". Por detrás del cabalgamiento principal se sitúan otros dos poco importantes. El conjunto de estas estructuras se halla verticalizado por reapretamiento posterior del anticlinal de Peralta.

– Sinclinal de Alins del Monte

Este sinclinal se muestra en el corte geológico II-II' al Sur de Peralta de la Sal. Su plano axial es vertical, describiendo una traza aproximadamente NO-SE que está curvada adaptándose a las terminaciones periclinales en sentidos opuestos de los anticlinales de Peralta y Altarriba. En su prolongación hacia el Noroeste (Hoja de Fonoz), se observa una interferencia con un sinclinal de dirección NE-SO, paralela a la rampa oblicua que describe el cabalgamiento inferior de las Sierras en este área.

– Anticlinal de Altarriba

Toma el nombre del barranco de Altarriba que disecta longitudinalmente a esta estructura. Es un pliegue isoclinal de traza axial aproximadamente E-O, con una terminación periclinal hacia el Este. Su núcleo está formado por evaporitas de las formaciones de Barbastro y tal vez Cardona en su zona más interna. La parte alta de la Fm de Barbastro está plegada isoclinalmente y es paralela a las capas externas de la estructura formadas por la Fm de Peraltilla. La deformación en los flancos está acomodada por tres fallas subverticales, la más próxima al núcleo es una falla inversa de vergencia norte y las dos externas se sitúan en los flancos, separando segmentos con distinta inclinación. Por sus características puede interpretarse como un pliegue despegado de tipo "lift-off" (MITRA y NAMSON, 1989).

– Sinclinal de Azanuy

Es un sinclinal laxo cuyo flanco sur enlaza con el anticlinal de Barbastro y su flanco norte con los anticlinales de Altarriba y Peralta. El eje presenta inmersión hacia el Este, dejando al Oeste de Azanuy una zona de culminación donde aflora extensamente la Fm de Barbastro. El sinclinal queda dibujado como un pliegue paralelo por la Fm de Peraltilla, mientras que la Fm de Sariñena es contemporánea con su desarrollo y lo supratenua. El mayor espesor de la Fm de Sariñena en el flanco meridional del sinclinal le confiere una forma asimétrica, que implica un

desplazamiento progresivo del depocentro sedimentario y del eje de la estructura. Esto se interpreta como un levantamiento más importante del flanco meridional (anticlinal de Barbastro) que el flanco septentrional. De forma análoga, un corte paralelo al eje de la estructura muestra un aumento de espesor de la Fm de Sariñena hacia el este, relacionado con una disposición en "abanico de capas" poco abierto. Esto se interpreta como resultado de la inclinación sinsedimentaria del eje del pliegue hacia el Este.

La convergencia cartográfica de capas de la Fm de Sariñena sobre la Fm de Peraltilla en ambos flancos del sinclinal de Azanuy se interpreta como relaciones de "onlap" asociadas a discordancias progresivas producidas por el levantamiento de los flancos. Con esta geometría cabe la posibilidad de erosión a techo de la Fm de Peraltilla, pero ésta sería poco importante y difícilmente reconocible debido al carácter fluvial de ambas formaciones.

– Anticlinal de Barbastro

Su traza axial está orientada NO-SE. Tiene un núcleo evaporítico muy plegado, formado por las formaciones de Barbastro y tal vez Cardona. Entre Tamarite de Litera y el río Sosa, las charnelas de los pliegues menores presentan un máximo estadístico 114/10, es decir, tienen una clara inmersión hacia el Este (PARDO y VILLENA, 1979).

Los flancos del anticlinal de Barbastro son bastante simétricos y están formados por las formaciones de Peraltilla y de Sariñena. La primera presenta un plegamiento concéntrico, mientras que la Fm de Sariñena se encuentra en discordancia progresiva. Entre Tamarite de Litera y la Almunia de San Juan su flanco sur está complicado por un sistema de fallas inversas de pequeño salto vergentes hacia el Norte, que cortan pliegues previos y superponen la parte alta de la Fm de Yesos de Barbastro con el tramo inferior de la Fm de Peraltilla. Pueden corresponder a fallas de flanco que acomodan el plegamiento de estas dos formaciones con distinta competencia. MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ (1988) interpretan esta estructura como la "imbricación frontal de un cabalgamiento vergente al Sur que se amortigua en el núcleo del anticlinal" (cabalgamiento de San Esteban de Litera). Entre la Albelda y San Esteban de Litera, el flanco sur se halla cortado por pequeñas fallas de dirección orientadas NNO-SSE que cortan a las fallas de flanco y controlan el trazado de algunos barrancos.

Al Sur de Alcámpel, el flanco norte del anticlinal presenta un plegamiento interferente N-S, asociado al cual los términos altos de la Fm de Sariñena erosionan a la Fm de Peraltilla y a la parte alta de los Yesos de Barbastro.

El anticlinal de Barbastro puede interpretarse como un pliegue formado por "buckling" sobre una superficie despegue, con el núcleo engrosado por acumulación de evaporitas. En otros cortes de la Unidad Surpirenaica Central apoyados en datos de geofísica y sondeos (RIBA *et al.* 1975 a, b; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985) el despegue ha sido situado a techo del Eoceno marino.

– Zona de culminación del Cinca

Es un área caracterizada por un extenso afloramiento de los yesos de la Fm de Barbastro, que muestran una intensa deformación plástica. Entre los ríos Cinca y Sosa, PARDO y VILLENA (1979)

reconocen estadísticamente una inclinación de cuatro grados hacia el Este de las charnelas de los pliegues menores.

El corte N-S de la margen derecha del río Cinca proporciona una buena transversal ya descrita por PARDO y VILLENA (1979). La zona de charnela del anticlinal de Barbastro se reconoce a unos 650 m al Norte de Castejón del Puente formada por una serie de pliegues de plano axial vertical. Hacia el Norte pueden observarse pliegues de tamaño métrico con planos axiales inclinados o acostados, sin referencias litológicas que marquen polaridades o estructuras de mayor escala. Al Norte de la confluencia entre los ríos Cinca y Vero, ya en la Hoja de Fonz, se aprecia un gran flanco inverso con vergencia norte formado por niveles de yeso bien estratificados con una gruesa intercalación de areniscas que se indentan con yesos hacia el Oeste y que posiblemente representan un episodio de progradación de la Fm de Salinar. La Fm de Sariñena se dispone en discordancia progresiva hacia el Norte sobre este flanco inverso.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Triásico superior se sedimentan arcillas versicolores y yesos de ambiente continental. Son las facies Keuper, depositadas en un contexto tectónico distensivo.

Las Sierras Marginales se caracterizan por extensas lagunas estratigráficas en la serie mesozoica, debido a su posición marginal en la cuenca. En el área cartografiada, la laguna estratigráfica abarca a todo el Jurásico, el Cretácico inferior y el Cretácico superior hasta el Senoniense. Sin embargo la aparición local de Liásico en áreas próximas a la Hoja sugiere que se erosionó de forma irregular posteriormente a su sedimentación.

Durante el Cretácico inferior y posiblemente al inicio del Cretácico superior, se formaron bauixitas sobre los sustratos carbonatados jurásicos situados en áreas más orientales de las Sierras Marginales.

Durante el Cenomaniense superior comenzó una transgresión diacrónica hacia el margen sur de la cuenca pirenaica, que hasta el Santoniense-Campaniense no alcanzó el área cartografiada. En las Sierras Marginales se desarrolló una extensa plataforma carbonática que pasaba a facies más profundas hacia el Norte.

En la Hoja de Monzón el nivel transgresivo basal consiste en un tramo poco potente de areniscas depositadas en ambientes costeros. A medida que progresa la transgresión, se desarrolló una plataforma carbonática con barras dominadas por el oleaje y bioconstrucciones de rudistas.

Al final del Cretácico superior la sedimentación tiene carácter regresivo (SOUQUET, 1967; GARRIDO, 1973), hecho que puede ser relacionado con los primeros estadios de desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaica. En el área cartografiada el tránsito de condiciones marinas a continentales se manifiesta por una brusca regresión, depositándose sobre las calizas con rudistas, calizas de ambientes lacustres y palustres. Con el tránsito al Paleoceno la sedimentación es de tipo aluvial sedimentándose las típicas facies de areniscas y lutitas rojas garumnienses. Las calizas con *Microcodium* indican un retorno a las condiciones lacustres, que precede a la importante transgresión del Ilerdiense. El Cuisiense y el Luteciense faltan en el área cartografiada.

Durante el Priaboniense medio-superior se produjo una regresión en toda la cuenca surpirenaica, que dio lugar a la desaparición definitiva de la sedimentación marina. Los últimos depósitos marinos son las formaciones salinas de las cuencas potásicas de Cardona y Navarra.

Entre el Priaboniense superior y el Rupeliense inferior, la progresión de la deformación pirenaica da lugar a importantes sistemas aluviales que progradan sobre las sales de la Fm de Cardona. Estos alimentan a un extenso lago salino efímero donde se depositaron las facies evaporíticas de la Fm de Barbastro. En el área cartografiada afloran únicamente los términos más distales de estos sistemas representados por las areniscas y lutitas de la Fm de Salinar. La sedimentación de la Fm de Salinar fue sincrónica con el emplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales.

Posiblemente durante el Rupeliense inferior se produce en el área cartografiada una disminución de los aportes clásticos, relacionada con la desaparición progresiva del abanico fluvial de la Fm de Salinar. La lámina de las Sierras Marginales actuó como área fuente de pequeños abanicos aluviales (Fm de Peralta) que inciden en el lago salino.

Durante el Rupeliense medio persisten los pequeños abanicos aluviales procedentes de las Sierras (Fm de Calasanz) que coalescen con un nuevo gran abanico fluvial procedente del Pirineo (Fm de Peraltila), cuyo ápice se situaba en las proximidades de Baells. La posición del ápice del abanico próxima al lago salino produjo su desaparición definitiva en este área. Esta situación es correlativa con el desarrollo del anticlinal de Peralta y la ampliación hacia el Sur de la cuenca de antepaís.

Entre el final del Oligoceno y el inicio del Mioceno se produce un levantamiento del área fuente pirenaica que da lugar a la aparición del abanico fluvial de Sariñena. Como consecuencia las partes proximales de este nuevo abanico ocupan posiciones más meridionales que el de Peraltila. Esta situación coincide con el desarrollo de un tren de pliegues cuya edad de crecimiento se solapa en parte pero que son progresivamente más modernos hacia el antepaís: anticlinal de Altarriba, sinclinal de Azanuy y anticlinal de Barbastro. La parte alta de la Fm de Sariñena se deposita sincrónicamente con el desarrollo de nuevos cabalgamientos hacia el traspais, que cortan fuera de secuencia al anticlinal de Peralta y a la lámina de las Sierras Marginales.

Finalmente durante el Plioceno y Cuaternario se produce la excavación de los sedimentos citados, modelándose progresivamente la morfología actual.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Monzón se halla en el margen norte de la depresión del Ebro, en el límite entre el Prepireneo y el inicio del Somontano.

Las estribaciones prepirenaicas más meridionales están representadas principalmente por los relieves calizos de las Sierras Marginales. Constituyen una alineación montañosa NO-SE situada

entre el área relativamente deprimida de Benabarre-Graus al Norte y la depresión del Ebro al Sur. Al Noroeste de Monzón, las Sierras Marginales quedan interrumpidas por una zona sin relieves destacables conocida como la Hoya de Barbastro, por donde discurren los ríos Cinca y Vero.

Presenta una climatología de régimen mediterráneo con matiz continental y condiciones semiáridas, con un período árido entre los meses de Junio y Septiembre. Según los datos recogidos en GARCÍA-RUIZ *et al.* (1985) la temperatura media anual es de 13 grados, habiéndose medido 730 mm de precipitación media en Binéfar, con un máximo en primavera y un máximo otoñal secundario. El verano supera al invierno en precipitaciones.

El área cartografiada puede dividirse por una diagonal NO-SE en dos regiones simétricas de orografía distinta:

- Una región meridional, que enlaza con el somontano de Barbastro. Está caracterizada por extensas superficies cultivadas, suavemente inclinadas hacia el Sur, con abundantes depósitos aluviales-colviales y pocos contrastes de relieve. Aquí se asientan las principales poblaciones como Monzón y Binéfar y discurren las principales vías de comunicación.

En el paisaje resaltan cerros y montículos aislados, a veces con vertientes abruptas modelados en las areniscas terciarias horizontales o en relieves invertidos de terrazas cuaternarias. Destacan los existentes al oeste de Binéfar, como la Sierra (426 m) o San Elías (417 m), también la alineación de cerros del Castillo de Monzón (369 m). Todos ellos se sitúan a unos 70 m sobre la llanura circundante.

- Una región septentrional, que vista desde el somontano se presenta en el paisaje como un frente continuo de montes con coloraciones blancas y rojizas. A lo largo de este frente se hallan alineadas las poblaciones de Castejón del Puente, La Almunia de San Juan, San Esteban de Litera y Tamarite de Litera. Esta región presenta una orografía caracterizada por numerosas lomas separadas por valles incisos. La altura media se va incrementando progresivamente hacia el Noreste, con culminaciones en el pico Coscollar (720 m), Tozal Gordo (785 m), Mont-Valls (872 m) y San Quílez (1.084 m) que es la altura máxima de la Hoja.

La mayor parte del territorio cartografiado pertenece a la cuenca hidrográfica del río Cinca, solo el área situada en su borde oriental es drenada por el Barranco del Falagué, afluente del Noguera Ribagorçana. El río Cinca discurre encajado con una orientación aproximada N-S en el extremo occidental de la Hoja, recibiendo en su vertiente izquierda al río Sosa.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

Basta comparar visualmente el mapa morfológico y el geológico para observar una clara correspondencia entre los patrones cartográficos de las formas del modelado con la estructura y la distribución de las unidades litológicas.

Esencialmente se distinguen 3 unidades morfoestructurales:

– Relieves de las Sierras Marginales y afloramientos de sedimentos terciarios detríticos plegados

Las Sierras Marginales están representadas por una pequeña franja montañosa formada por materiales predominantemente calizos plegados y fallados, que se extiende entre Zurita y la montaña de San Quílez. Aquí se hallan las mayores alturas de la Hoja. Esta diferencia topográfica se debe en parte a su posición estructural elevada como escama cabalgante que actuaba de área fuente de los sedimentos miocenos estratigráficamente más altos; y también en parte a su constitución por rocas calcáreas y conglomerados resistentes a la erosión. La gradación lateral hacia el Sureste relativamente brusca de los conglomerados a lutitas y areniscas favoreció la erosión diferencial en la cabecera del barranco del Falagué, que ha acentuado el relieve de San Quílez.

Al Sur de las Sierras Marginales destacan los relieves tabulares del Tozal Gordo y Mont-Valls, modelados en los depósitos proximales de conglomerados de la Fm de Baells (17), que aquí se hallan subhorizontales. Se presentan como una sucesión de escarpes escalonados coincidentes con paquetes masivos de conglomerados.

El modelado de los paleocanales arenosos y conglomeráticos de las Fms de Peraltila (14 y 15) y Sariñena (16) confiere al paisaje un aspecto peculiar. Cuando los paleocanales tienen notable buzamiento, destacan en el relieve respecto a las lutitas de intercanal formando pequeños "hogbacks" discontinuos compuestos por canales amalgamados, con anchuras decamétricas a hectométricas y saltos que pueden alcanzar de 20 a 30 m. Forman entonces una franja de cerros con coloración rojiza que sigue el trazado cartográfico de las estructuras de plegamiento. Este tipo de modelado se pierde con la disminución progresiva del buzamiento de las capas, tanto hacia el núcleo del sinclinal de Azanuy como en el flanco sur del anticlinal de Barbastro.

La red de drenaje no presenta un control estructural muy marcado, posiblemente debido a que las unidades con litologías detríticas del Terciario continental no ofrecen grandes contrastes de resistencia a la erosión. Los principales barrancos atraviesan perpendicularmente el eje del anticlinal de Barbastro y el río Sosa corta perpendicularmente al anticlinal de Altarriba, sinclinal de Alíns y anticlinal de Peralta. Como excepción, el barranco de Altarriba se ha excavado en el eje del anticlinal del mismo nombre a favor del paquete de yesos y lutitas que aflora en el núcleo de la estructura.

El río Sosa y el Barranco del Falagué presentan un modelo de drenaje en "enrejado", caracterizado por afluentes con incisión lineal, cortos, paralelos entre ellos y de longitud semejante. En muchos casos estos afluentes tributarios son paralelos a la orientación de los paleocanales arenosos.

– Franja de yesos

Esta unidad morfoestructural se dispone como una banda estrecha que ocupa el núcleo del anticlinal de Barbastro y que al oeste de Azanuy se amplía en la zona de culminación estructural del río Cinca. Presenta un modelado en lomas suaves, con alturas topográficas que enlazan con los terrenos circundantes. Como excepción, en el Noroeste de la Hoja, los yesos quedan elevados respecto a la depresión donde discurre el Barranco de Rubal y donde se halla el pueblo de Fonz. Esta depresión está excavada sobre las lutitas y areniscas de la Fm de Sariñena, que se disponen en un paleovalle de edad miocena sobre los yesos de la Fm de Barbastro.

Presenta un sistema de drenaje por valles ramificados anchos, con bordes difusos y de fondo plano, rellenos por depósitos aluviales-coluviales recientes. Se les conoce en Aragón por el nombre de vales. En algunos casos el trazado de los vales está claramente condicionado por la litología y la estructura:

En el flanco sur del sinclinal de Azanuy los principales cauces siguen el contacto litológico entre los yesos, calizas y lutitas del techo de la Fm de Barbastro (8) y las areniscas y lutitas de la base de la Fm de Peraltilla (14), paralelizando la curvatura del flanco.

Otro ejemplo distinto es la orientación NO-SE que muestran algunos cursos entre la Almunia de San Juan y Tamarite de Litera, paralelos al sistema de fallas inversas vergentes al Norte, que cortan el flanco sur del anticlinal de Barbastro. Los vales se han excavado sobre la estrecha franja de afloramiento de la Fm de Peraltilla que se halla en el bloque inferior de una de las fallas de este imbricado. Por contra, los yesos y calizas plegados del techo de la Fm de Barbastro (8) que se hallan en el bloque superior de la falla, forman una larga alineación estructural de crestas.

Finalmente entre la Albelda y San Esteban de Litera, algunos vales desarrollados sobre los Yesos de Barbastro y las areniscas de Peraltilla presentan tramos de su cauce controlados por fallas de dirección de poco desplazamiento, orientadas NNO-SSE.

– Borde norte del Somontano

Esta unidad morfoestructural ocupa la parte Sur de la Hoja. El sustrato está formado por areniscas y lutitas con estratificación subhorizontal de la Fm de Sariñena (16) , parcialmente recubiertas por depósitos cuaternarios.

Se observa una extensa zona deprimida donde se halla el pueblo de Binéfar, drenada por vales poco encajados. Esta área está cubierta por depósitos aluviales-coluviales y se halla limitada hacia el Este y el Oeste por alineaciones meridianas de Sasos que corresponden a terrazas altas recortadas. Se constata pues una inversión del relieve inducida por la posición de los depósitos de terraza cuaternarios. La margen izquierda del río Cinca se caracteriza también por una alineación meridiana de elevaciones asociadas a afloramientos y niveles altos de terrazas.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Laderas

En el valle del río Cinca se observan laderas de poca longitud y perfil regularizado. Están situadas al pie de cerros rocosos normalmente coronados por terrazas recortadas y enlazan con niveles más bajos de terrazas encajados en el valle.

Al Norte de Alcampel, destaca una gran ladera en la vertiente meridional del monte Coscollar. Está formada predominantemente por lutitas con pasadas esporádicas de cantos de cuarzo y arenas, provenientes de la erosión de los paleocanales de la Fm de Sariñena, que aquí se hallan poco cementados. Tiene una superficie irregular, parcialmente incidida por barrancos, sobretodo en su zona occidental.

Finalmente en las proximidades de Zurita se hallan retazos de laderas recortadas por la red actual de barrancos. Están formadas por bloques heterométricos angulosos bien cementados.

5.2.2.2. Formas y depósitos fluviales

La sucesión de terrazas del río Cinca se ha tomado como referencia principal para la correlación relativa de las formas y depósitos de la Hoja. El río Cinca tiene parte de su cuenca de captación en el área pirenaica y en su recorrido por el área cartografiada discurre por un valle encajado respecto a los terrenos circundantes.

– Terraza aluvial (T5)

Estos depósitos constituyen las terrazas más altas de la Hoja, coronando los Sasos de La Sierra, San Elías y La Grallera. Están situadas entre 422 y 390 m de cota absoluta y a +165 m sobre el lecho del río Cinca.

Su posición aislada del resto de terrazas del río Cinca y su composición por conglomerados y gravas de pequeño tamaño, induce a pensar que son depósitos relacionados con un pretérito curso fluvio-torrencial procedente de las Sierras Marginales, con capacidad de transporte, como demuestran las numerosas barras observadas. Es notoria su alineación con el segmento NE-SO del cauce medio-alto del río Sosa, sugiriendo que el tramo de desembocadura orientado E-O, se debe a una captura posterior.

– Terrazas del río Cinca

Se distinguen 4 niveles de terrazas:

T4.– Se halla en ambos flancos del río, a cotas que oscilan entre +110 y +100 m. Presenta siempre morfología de terraza colgada y recortada en cerros.

Junto al Castillo de Monzón puede alcanzar unos 4 m de espesor. Su base es erosiva, con canalizaciones, estando formada por grandes cantos heterolíticos bien cementados. A techo se sitúa una costra carbonática. Varias paleocorrientes medidas en marcas de base se agrupan alrededor de los 130 grados.

T3.– Su altura respecto al cauce actual varía entre +45 m en la parte alta de su trazado, a +30 m en la parte baja de la Hoja. Forma superficies extensas a ambos lados del río, quedando encajada respecto a los terrenos circundantes.

Cerca de la Urbanización Montsanto, en la margen derecha del río Cinca tiene 3-3.5 m de espesor y forma un escarpe abrupto sobre los afloramientos de las paredes del río. Está compuesta por conglomerados poligénicos de grandes cantos, con matriz arenosa y estructuras de imbricación y estratificación cruzada.

La terraza T3 del Cinca puede relacionarse con la terraza del río Sosa que se halla en el último tramo de su curso, a unos 50-60 m sobre su lecho actual. En el Saso de Cuervo Ahorcado, el

depósito comprende 3 m de conglomerados bien cementados sobre los que se sitúan en contacto brusco otros 5 m con desarrollo de barras pero peor cementación y mayor proporción de matriz arenosa. El último metro presenta costras carbonáticas.

Aguas arriba del río Sosa, la terraza situada inmediatamente al Este del canal de Aragón y Cataluña tiene 1.5 m de espesor, estando compuesta por cantos de conglomerado predominantemente calizos de litologías de las Sierras.

Otro torrente actual que presenta terrazas colgadas es el Barranco de la Rue de Farel, situado al este de San Esteban de Litera. Las terrazas se hallan alineadas en la margen derecha del barranco a unos +40 m sobre el lecho actual. En base a esta cota, parece razonable una correlación aproximada con las terrazas anteriormente citadas del río Sosa y en consecuencia con la T3 del río Cinca.

La terraza del Barranco de la Rue de Farel puede alcanzar 2 m de espesor y está formada predominantemente por cantos de litologías paleozoicas bien rodados entre matriz arenosa. Los cantos tienen un diámetro medio de 3 cm y hasta 8 cm de tamaño máximo. Se observa estratificación cruzada planar y en surco. A techo se sitúa una costra carbonática. Sin duda los cantos de litologías paleozoicas provienen del retrabajamiento de los paleocanales de las Fms de Peraltilla y de Sariñena, que son muy conglomeráticos al norte del anticlinal de Barbastro.

T2.– Esta terraza se halla a una altura aproximada de +10 m en ambas vertientes del río Cinca, aunque los depósitos más extensos se hallan en su margen izquierda. Normalmente está separada de la T1 por un escarpe con afloramiento del sustrato terciario.

T1.– Corresponde al fondo de gravas y conglomerados sobre el que discurre la corriente del río Cinca y también a los depósitos recortados a escasos metros sobre el nivel del cauce, que sostienen importante vegetación y cultivos. Igualmente se ha denominado T1 al fondo de torrentes activos como el río Sosa o el Barranco del Falagué, donde los depósitos tractivos presentan intercalaciones limosas.

5.2.2.3. *Formas kársticas*

Los procesos kársticos tienen escaso desarrollo en la Hoja de Monzón. Tres son las litologías potencialmente karstificables: Las calizas cretácicas, los conglomerados con cantos y cemento carbonático de la Fm de Baells y los yesos de la Fm de Barbastro.

Las calizas y conglomerados presentan afloramientos muy reducidos, observándose únicamente formas superficiales de lapiaz desnudo en las calizas de la montaña de San Quílez.

Los Yesos de Barbastro se muestran también poco o nada karstificados, a pesar de presentar extensos afloramientos a menudo elevados respecto a los terrenos colindantes. Este hecho se debe posiblemente a la gran proporción de limos insolubles que contiene, interestratificados en la formación. Al Norte de Castejón del Puente se observan algunas formas de drenaje fósiles recortadas en las paredes del río Cinca. Las únicas formas kársticas representadas en la cartografía son dos dolinas con borde difuso situadas en las inmediaciones de Alcampel. Sus diámetros

máximos aproximados son 700 y 950 m respectivamente y presentan un relleno por depósitos aluviales-coluviales. Se han formado sobre una superficie de erosión denominada "El Plá", situada a unos 510 m de altura, que posiblemente está en relación con el desarrollo de la ladera sur del monte Coscollar.

5.2.2.4. *Formas y depósitos poligénicos*

– Glacis

Constituyen depósitos relictos, degradados y recortados por la erosión. En la esquina Suroeste de la Hoja provienen del desmantelamiento de los cerros coronados por las terrazas 5 y 4 y se relacionan con la terraza T3 del río Cinca.

Los depósitos de glacis del Suroeste de Tamarite de Litera son los más extensos y se sitúan al pie de los relieves areniscosos del anticlinal de Barbastro. Se relacionan con la terraza colgada (T3) del barranco de la Rue de Farel.

– Depósitos aluviales-coluviales y de fondo de valle

Están formados por un depósito mal clasificado de limos con proporción variable de arenas y conglomerados.

En la zona deprimida del Somontano estos depósitos recubren grandes extensiones, mientras que en la zona topográficamente más elevada del Norte de la Hoja, se hallan principalmente rellenando el fondo de barrancos, con espesores que pueden alcanzar 10 m. En los barrancos más activos estos depósitos se hallan recortados por el cauce actual, presentando entonces procesos muy desarrollados de acarreamiento y "pipping". A veces se observan horizontes carbonosos como en el tramo del río Sosa próximo a Peralta de la Sal.

5.2.2.5. *Formas antrópicas*

Gran parte de las formaciones superficiales y algunos afloramientos han sido removidos en los campos de cultivo que existen por todo el territorio. En el área más montañosa situada al Norte se observan numerosos aterrazamientos.

Entre las obras hidráulicas destaca el Canal de Aragón y Cataluña, que atraviesa diagonalmente la Hoja. De él deriva una densa red de canales y acequias que se extiende por el Somontano. Muchos de estos desagües secundarios discurren por el fondo de barrancos, modificando su drenaje.

5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

Los depósitos más antiguos existentes en la Hoja son las terrazas aluviales T5, probablemente relacionadas con el río Sosa. Este río atravesaba los yesos del anticlinal de Barbastro por un paleovalle coincidente con el actual, manteniendo hacia el Sur un trazado más paralelo al del

Cinca, al que desembocaba en la vecina Hoja de Almacellas. La captura que cambió su curso hacia la desembocadura en el pueblo de Monzón debió producirse antes de la sedimentación de la terraza T3. Ello implica que durante la T5 existía un patrón de drenaje similar al actual en el sinclinal de Azanuy.

La distribución de las terrazas del río Cinca indica que su trazado por la Hoja no ha variado sustancialmente a lo largo de la historia geomorfológica. El perfil longitudinal del río reconstruido para su terraza T4 tiene menor pendiente que el correspondiente al resto de sus terrazas bajas, casi paralelas al cauce actual. Ello implica que durante el encajamiento del valle entre la T4 y T3 el río ha incrementado su pendiente.

Tras la captura del río Sosa antes de la sedimentación de la terraza T3, comenzó el modelado del Somontano que actualmente observamos. Se produjo una inversión del relieve, de forma que la línea N-S que une la T5 con el río Sosa (correspondiente al trazado del paleovalle) es ahora una franja elevada que actúa de divisoria local de aguas.

La sedimentación de la extensa T3 del Cinca coincide también con una etapa de aterramiento de sus principales afluentes, así como la formación de glaciares y laderas. Posteriormente a la deposición de la T3, los valles del río Cinca y Sosa se encajaron notoriamente, y de igual manera en el área noreste de la Hoja la red de drenaje se extendió por erosión remontante incidiendo a los depósitos de glaciares y laderas. La importancia de la terraza T3 del barranco de la Rue de Farel no se corresponde con su escaso drenaje actual, indicando una posible reducción de su cuenca de captación por capturas. Se aprecia también que el cauce de este barranco se desvió hacia el Este.

Contemporáneamente con las terrazas más bajas se acumularon importantes espesores de depósitos aluviales-coluviales, la mayor parte de los cuales se hallan actualmente incididos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

En la Hoja de Monzón se localizan un total de 16 estaciones meteorológicas, 5 pluviométricas y 11 termopluviométricas. Las precipitaciones medias de los observatorios oscilan entre los 397 y los 455 mm, aumentando hacia el N, mientras que la temperatura media está entre los 13,2 y los 15 °C, con incremento generalizado hacia el O. El clima dominante según la Clasificación Agroclimática de Papadakis es por tanto del tipo mediterráneo seco.

La evapotranspiración media (ETP) según Thornthwaite varía entre los 750-841 mm; FACI (1991, 1992) calcula valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) muy superiores y del orden de 1.104-1.285 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 6 y el 26% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo.

6.1.2. Hidrología

La mayor parte de la Hoja queda incluida en la cuenca del río Cinca, cuyo cauce circula de N a S por el extremo occidental de la misma. Tan solo el extremo nororiental incluye una pequeña parte de la cuenca del Noguera Ribagorzana representada por el Barranco de Falagué.

El Cinca es el río más encajado de los que aquí se inscriben dejando fuertes escarpes en su margen derecha. Su régimen fluvial muestra un carácter nivo-pluvial o pirenaico de abundantes aguas, que alcanzan sus niveles máximos principales en Mayo. En este tramo cuenta con una única estación de aforos aunque de tipo histórico; las aportaciones simuladas para una Unidad Hidrográfica equivalente a la de esta estación proporcionan un volumen medio anual del orden de 2.395 hm³ (CHE, 1993a, b).

Por la margen izquierda confluye el río Sosa que atraviesa la Hoja de NE a SO. Es un río cuyas aportaciones medias apenas alcanzan los 7 hm³ repartidas de forma muy irregular a lo largo del año, lo que condiciona su tipificación como pluvial incierto.

Gran parte de la mitad meridional queda ocupada por un conjunto de barrancos jerarquizados que configuran el área de cabecera del río Tamarite.

Las obras de regulación de caudales superficiales más importantes son las correspondientes al Plan de Riegos del Alto Aragón, que afectan a la margen derecha del Cinca con el canal de Selgua, y en mayor medida el Canal de Aragón y Cataluña que, junto con su derivación en el canal de Zaidín, riegan una superficie conjunta de más de 9.900 ha en el flanco sur del anticlinal de Barbastro. Junto a ellas cabe destacar una profusa red de acequias de drenaje que altera de forma antrópica la jerarquización natural.

Otras superficies de riego responden al regadío tradicional sobre 1.600 ha en los aluviales del Cinca y del barranco de Falagué, con dotaciones procedentes en gran parte de aguas superficiales.

6.1.3. Características hidrogeológicas

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

6.1.3.1. U.H. n° 23: Esera-Segre

Ocupa los afloramientos carbonatados mesozoicos y terciarios en facies marinas que se localizan al NE de la Hoja y que forman parte del frente de cabalgamientos alóctonos de las Sierras Marginales Pirenaicas, en el que las dos estructuras aquí representadas: escamas de Zurita y San Quilez se integran en la denominada *Subunidad Sinclinal de Estopiñán* (ITGE, 1981, 1986). La estructura de estas dos escamas permite asignarles características acuíferas propias, con funcionamiento independiente en cada una de ellas y del tipo confinado en la primera y libre o semi-confinada en la segunda.

Dos son las formaciones acuíferas: Cretácico Superior y Paleoceno-Eoceno, con poco más de 200 m en total, y de permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación que generan escaso volumen de recursos drenados por algunas surgencias poco significativas

6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico Terciario Continental

Ocupa toda la serie de afloramientos detríticos oligo-miocenos de carácter continental en ambos flancos del anticlinal de Barbastro y bajo los materiales pliocuaternarios. 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. Los materiales acuíferos aquí descritos son parte de la prolongación oriental del denominado *Subsistema Hidrogeológico de Huesca* citado en otros sectores del Somontano de Huesca.

Constituye un potente acuífero detrítico del tipo multicapa, de baja-muy baja permeabilidad por porosidad intergranular (índice C_v) y transmisividad menor de 150 m²/día. La elevada anisotropía vertical propicia la existencia de numerosos niveles colgados de carácter libre que drenan por encima de la red hidrográfica y de otros niveles confinados cuyo drenaje se produce a través de formaciones cuaternarias asociadas o directamente a los ríos.

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 en los que se ha comprobado un escaso flujo subterráneo de características muy salinas.

Se han contabilizado un total de 59 puntos acuíferos de los que 18 son surgencias con caudales poco significativos por lo general, y 38 son sondeos con una profundidad media de 90 m, que resuelven problemas de abastecimiento puntuales en las zonas de Monzón y Alcampel.

En general, el Sistema Terciario Continental se caracteriza por poseer aguas cuyas características químicas son de tipo muy diverso difícilmente encuadrables en una clase única en especial cuando se mezclan con otras de los acuíferos pliocuaternarios. Las manifestaciones en esta Hoja muestran facies bicarbonatada cálcica o cálcico-sódicas, sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas, de mineralización y dureza muy variable que pueden alcanzar grados elevados.

6.1.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario

En ambos flancos del anticlinal de Barbastro se cartografía un conjunto de depósitos pliocuaternarios de glaciares y terrazas, con diverso grado de conexión y gran desarrollo por todo el Somontano que se agrupan bajo tres denominaciones genéricas: Acuíferos en glaciares 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 medias de 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 Monzón se distinguen los siguientes acuíferos:

Acuíferos aluviales: *U.H. n° 29: Aluvial del Cinca*. Alcanza una extensión de 28 km² en esta Hoja, transmisividades superiores a 200 m²/día y permeabilidades entre 20-350 m/día. La recarga de toda la unidad procede principalmente del retorno de regadíos (28 hm³/año), además de la lluvia útil (2,8 hm³) mientras que las descargas tienen una componente importante en las extracciones por pozos excavados en las cercanías de Monzón y en el drenaje directo al Cinca.

Acuíferos en glaci y terrazas: *Plana de Conchel y Glacis de Alcampel*. Ocupan una superficie de más de 37 km² para los que en conjunto se evalúa una recarga del orden de 2-3 hm³ al año. Las principales descargas de estos acuíferos se dan en el manantial de Conchel para el primero (3013.8002), de 25 l/s, y en numerosos pozos y sondeos para el segundo; en conjunto agrupan 32 puntos acuíferos, de los que tan solo 2 son manantiales y 17 son sondeos.

Acuíferos pliocuaternarios indiferenciados: *Cuaternario de la Litera*. Ocupa la máxima extensión al S del anticlinal de Barbastro con más de 152 km², con potencias muy irregulares que dificultan su capacidad de regulación y disminuyen sus transmisividades. La recarga puede superar los 15 hm³/año precedentes de la infiltración y del retorno de riegos mientras que de los 6 puntos inventariados no se interpreta una descarga significativa en esta Hoja.

Las características químicas de las aguas subterráneas de estos acuíferos oscilan entre las bicarbonatadas-sulfatadas cálcicas del Aluvial del Cinca y las sulfatadas-cloruradas sódicas del resto, con mineralización y durezas variables y más elevadas en las de los últimos depósitos descritos.

6.1.3.4. Otros materiales de interés hidrogeológico

Destacan los del Aluvial del río Sosa y del Barranco de Falagué que, a pesar de su naturaleza, pueden tener un interés local y con limitada capacidad de regulación que generan escasos recursos.

6.2. RECURSOS MINERALES

Las formaciones de Salinar y Yesos de Barbastro contienen intercalaciones de sales sódicas y potásicas que nunca afloran en superficie, pero han sido detectadas principalmente mediante técnicas de subsuelo.

La explotación más tradicional de este recurso son las Salinas de Peralta de la Sal, situadas un kilómetro al Noreste del pueblo, ocupando el cauce de un barranco. Son explotadas por la empresa Salpura S.A. para la obtención de sal de uso doméstico. En la actualidad el agua salada se bombea de un pozo, pero originalmente brotaba de tres fuentes cercanas, como observó MALLADA (1878). El agua surge con una concentración en cloruro sódico próxima al punto de

saturación. De allí se distribuye mediante una red de tuberías a numerosas eras de pequeño tamaño y formas poligonales, donde cristaliza con rapidez en los meses de verano sal común de alto grado de pureza.

Recientemente se ha excavado un nuevo pozo muy próximo al anterior de 150 m de profundidad, que ha atravesado capas espesas de halita entre 60-150 m, pero no ha conectado hidrogeológicamente con el acuífero.

De acuerdo con nuestras observaciones, los niveles salinos donde se halla el acuífero se sitúan en el tramo inferior de la Fm de Salinar (ciclo 1 de la figura 2), ocupando el núcleo del anticlinal de Peralta (ver corte geológico II-II').

Dentro de la Fm Yesos de Barbastro se han reconocido en el subsuelo importantes espesores de cloruros mediante sondeos eléctricos y mecánicos efectuados entre Azanuy y Castejón del Puente (área de culminación estructural del río Cinca). Se hallan normalmente a profundidades superiores a los 300 m intercalados entre lutitas grises. Son explotados por la empresa Sales Monzón S.A., que inyecta agua dulce en la formación salina y la bombea nuevamente al exterior cargada de sales para su aprovechamiento industrial.

Otro recurso económico es la utilización de las extensas terrazas bajas poco cementadas del río Cinca para la extracción de áridos. Un ejemplo es la explotación de la Planta de Hormigón situada al Sureste de Castejón del Puente.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; ANADÓN, P. y ARBIOL, S. (1988): "A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype". *Newsl. Stratigr.*, 18(2), 81-97.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. y SACRISTÁN-MARTÍN, M.A. (1987): "Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". *Münchner Geowiss. Abh. (A)* 10, 43-48.
- CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica". *Estudios Geol.* 41, 391-404.
- C.H.E. (1993a): "Proyecto de directrices de la cuenca del Ebro (versión 26 de noviembre de 1993)". Zaragoza. MOPTMA.
- (1993b): "Avance del estudio de dotaciones por cultivos y comarcas en la Cuenca del Ebro". Zaragoza. MOPTMA.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENNA, J. (1966): "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Sta. Cilia (río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Com. IGME*, 83: 7-13.
- DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Mem. des Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, 444 p.
- FACI, J.M. y MARTÍNEZ COB, A. (1991): "Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón". Diputación General de Aragón. 115 pp.
- FACI, J.M. (1992): "Contribución a la medida y cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET₀) en Aragón". Institución Fernando el Católico. Zaragoza.
- FEIST, M.; ANADÓN, P.; CABRERA, L.; CHOI, S.J.; COLOMBO, F. y SÁEZ, A. (1991): "La succession des flores de charophytes dans la Tertiaire continental du Bassin de l'Ebre". *Comparaison avec la biochronologie des vertébrés Com. I Congr. Grup. Esp. del Terciario*, 120-122.
- FRIEND, P.F. (1989): "Space and time analysis of river systems illustrated by Miocene systems of the northern Ebro basin in Aragón, Spain". *Rev. Soc. Geo. España*, 2, 55-64.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; PUIGDEFÀBREGAS, J. y CREUS, J. (1985): "Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón". *Colección de Estudios Altoaragoneses nº 2*, 224 p.
- GARRIDO, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 395 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1929): "Pistas de aves fósiles en el Oligoceno de Peralta de la Sal". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XV, 379-382.

- I.T.G.E. (1981): "Investigación hidrogeológica de la cuenca del Ebro". Informe técnico nº 6: Estudio hidrogeológico del Sistema Acuífero nº 62 Aluvial del Ebro y afluentes. MINER.
- (1986): "Proyecto de investigación hidrogeológica del Sistema nº 68 en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana (Huesca)". MINER.
- LANAJA, J.M. (1987): "Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España". I.G.M.E., 465 p.
- MACÍAS, I.; DÍAZ MOLINA, M.; ESTRADA, R. y RAMPONE, G. (1986-1987): "Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Fm de Peraltila". *Acta Geol. Hispánica*, (21-22), 19-26.
- MALLADA, L. (1878): "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". Mem. de la Comisión del Mapa Geol. de Esp. Reedición Instituto de Estudios Altoaragoneses (1990), 439 p.
- MARTÍNEZ-PEÑA, M^a.B. y POCOVÍ, A. (1988): "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geol. Hispánica*, (23), 81-94.
- MARTÍNEZ-PEÑA, M^a.B. (1991): *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Univ. Zaragoza, 380 p.
- MITRA, S. y NAMSON, J. (1989): "Equal-area-balancing". *American Journal of Science*, (289), 563-599.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979): "Aportación a la Geología de la región de Barbastro". *Acta Geol. Hispánica*, (14), 289-292.
- QUIRANTES, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Tesis Doc. Univ. Granada. Inédita.
- (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Inst. «Fernando el Católico» (CSIC). Zaragoza. Tesis Doctorales, 27: 207 p.
- REILLE, J.L. (1971): *Les relations entre tectorogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales*. Tesis Doct. Univ. Montpellier, 330 p.
- RIBA, O.; MALDONADO, A. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1975a): "Hoja geológica y memoria nº 329 (Pons)". *Mapa Geológico de España. E: 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA)*, primera edición. IGME.
- (1975b): "Hoja geológica y memoria nº 330 (Cardona)". *Mapa Geológico de España, E: 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA)*, primera edición. IGME.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1986): "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva del Ebro". *Libro Jubilar J.Mª Ríos. Geología de España, T. 2*, IGME, 131-159

- SAEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del noreste de la cuenca del Ebro*. Tesis Univ. Barcelona.
- SAZ, P. (1992): "Fuentes minero-medicinales de la provincia de Huesca". Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca. 102 pp.
- SENZ, J.G. y ZAMORANO, M. (1992): "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales". *Acta Geológica Hispánica*, v. 27, nº 1-2. Homenaje a Oriol Riba Arderiu, 195-209.
- SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1983): "Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles". *Géologie Méditerranéenne*, Tome X, nº 3-4, 277-281.

