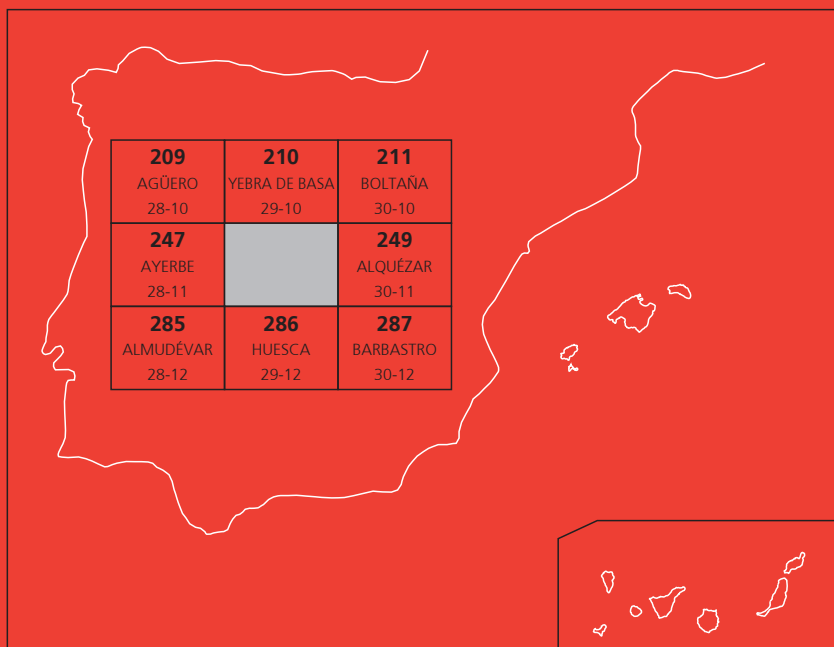




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



APIÉS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

APIÉS

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- 944-0
Depósito legal: M-35917-2014

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

Las presentes Hoja y Memoria (Apiés-248), 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. M. Samsó Escolá, J. Sanz López y J. García Senz (IGME)

Memoria

- J. M. Samsó Escolá, J. Sanz López y J. García Senz (IGME)

Paleontología

- J. Serra Kiel, J. Tosquella Angrill y J. M. Samsó Escolá (IGME)

Geomorfología

- J. Sanz López, J. García Senz y 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

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GENERALIDADES	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. INTRODUCCIÓN	10
2.2. MESOZOICO	11
2.2.1. Triásico	11
2.2.1.1. Lutitas, yesos versicolores y sales (1). Muschelkal medio	12
2.2.1.2. Calizas micríticas tableadas (2). Muschelkal superior	12
2.2.1.3. Lutitas versicolores, yesos, carnioles (3) y ofitas (4). Keuper ...	13
2.2.2. Cretácico Superior	13
2.2.2.1. Areniscas, calizas bioclásticas, calizas micríticas y lutitas (5). Santoniense	13
a. Areniscas basales	14
b. Calizas con Rudistas	14
c. Calcarenitas rojas	15
d. Margas grises con intercalaciones de limos y calcarenitas ..	15
e. Calizas micríticas	15
2.2.3. Tránsito Cretácico-Paleógeno	16
2.2.3.1. Lutitas rojas, areniscas y calizas micríticas, "Facies Garumniense" (6)	16
2.3. PALEÓGENO	17
2.3.1. Calizas micríticas, calizas bioclásticas y lutitas (7). Fm. Boltaña. Cuisiense	17
2.3.2. Areniscas, conglomerados, calizas bioclásticas y lutitas (8). Fm. Guara.. Unidad G-I. Luteciense inferior	18

	<u>Pag.</u>
2.3.3 Calizas y calcarenitas con <i>alveolinas</i> y <i>nummulites</i> (9).	
Fm. Guara. Unidad G-II. Luteciense medio.....	20
2.3.4. Calizas de <i>nummulites</i> , areniscas y lutitas (10).	
Fm. Guara. Unidad G-III. Luteciense superior.....	24
2.3.5. Lutitas grises (11). Fm. Arguis. Luteciense superior-Bartoniense- Priaboniense inferior	24
2.3.6. Alternancia de areniscas y lutitas grises (12). Fm. Belsué-Atarés. Luteciense superior-Bartoniense-Priaboniense inferior	26
2.3.7. Lutitas rojas y canales de areniscas (13). Fm. Campodarbe-I. Bartoniense-Priaboniense inferior.....	30
2.3.8. Lutitas rojas, canales de areniscas y brechas (14). Fm. Campodarbe-II. Oligoceno inferior.....	33
2.4. MIOCENO CONTINENTAL.....	33
2.4.1. Abanicos aluviales.....	33
2.4.1.1 Conglomerados (15). Oligoceno superior-Ageniense.....	34
2.4.1.2 Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (16). Oligoceno superior-Ageniense	34
2.4.2. Sistema fluvial.....	34
2.4.3. Lutitas ocreas con paleocanales de areniscas y localmente conglomerados (17). Oligoceno superior-Ageniense.....	35
2.4.4. Lutitas y paleocanales de areniscas (18). Oligoceno superior-Ageniense	35
2.4.5. Lutitas rojas y areniscas (19). Oligoceno superior-Ageniense.....	35
2.5. CUATERNARIO	36
2.5.1 Conglomerados cementados, brechas y lutitas. Terrazas altas (20).....	36
2.5.2 Conglomerados y lutitas. Terrazas encajadas, glacis degradado, aluvial-coluvial (21)	36
2.5.3 Conglomerados, arenas y lutitas. Canchales, derrubios, terrazas, glacis, aluvial-coluvial (22).....	36
2.5.4 Conglomerados, arenas y lutitas. Terrazas bajas y fondo de valle (23).....	36
3. TECTÓNICA	37
3.1. INTRODUCCIÓN	37
3.2. MANTOS Y PLIEGUES	37
3.3. PLIEGUES DE EJE N-S.....	39
3.3.1. Anticlinal y cabalgamiento de Cupierlo.....	39
3.3.2. Anticlinal de La Pillera.....	39

	Pag.
3.3.3. Anticlinal de Lusera	39
3.3.4. Anticlinal del Pico del Águila.....	40
3.3.5. Anticlinal de Monte Peiró	41
3.3.6. Sinclinales asociados a los plegues N-S	42
3.3.7 Continuación de las estructuras de eje N-S en las unidades estructurales de las Sierras.....	43
3.4. CABALGAMIENTOS Y PLIEGUES DE EJE E-O.....	44
3.4.1. Unidad Superior o del Guarga	44
3.4.2. Unidades Intermedias.....	47
3.4.2.1. Unidad de La Fueva.....	47
3.4.2.2. Unidad del Barranco Las Valles.....	47
3.4.2.3. Unidad de Matapaños-San Julián	48
3.4.2.4. Unidad de Mediodía	49
3.4.2.5. Unidad del Torrente Mosa.....	49
3.4.2.6. Footwall de la ventana tectónica del Isuela.....	50
3.4.2.7. Unidad de Peña Gratal.....	50
3.4.2.8. Unidades al S de Sierra Caballera	51
3.4.3. Unidades Inferiores.....	51
3.4.3.1. Unidad de La Fabana	51
3.4.3.2. Unidad de Roldán-Palomeras	51
3.4.3.3. Unidades del Frente de Nueno	52
3.4.3.4. Unidad del Barranco Fenes.....	52
3.4.3.5. Unidades del Torrente Salado.....	52
3.4.4. Secuencia de cabalgamiento	52
4. ROCAS ÍGNEAS	53
4.1. OFITAS	53
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	53
6. GEOMORFOLOGÍA	56
6.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	56
6.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	56
6.2.1. Estudio morfoestructural	56
6.2.2. Estudio del modelado.....	57
6.2.2.1. Laderas	58
6.2.2.2. Formas y depósitos kársticos	59
6.2.2.3. Formas y depósitos fluviales	59

	Pag.
6.2.2.4. Formas y depósitos poligénicos	60
6.2.2.5. Formas antrópicas.....	61
6.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia geomorfológica).....	61
6.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	62
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	62
7.1. RECURSOS MINERALES.....	62
7.2. HIDROGEOLOGÍA	62
7.2.1. Climatología.....	62
7.2.2. Hidrología	63
7.2.3. Características hidrogeológicas.....	63
7.2.3.1. U.H. nº 18: Santo Domingo-Sierra de Guara	63
7.2.3.2. Sistema Hidrogeológico Terciario Continental	65
7.2.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario.....	65
8. BIBLIOGRAFÍA.....	68

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO.

La Hoja de Apiés se sitúa en la parte central del Prepirineo de Huesca, en la zona denominada como Sierras Exteriores Aragonesas. La parte septentrional de la hoja, abarca una gran extensión de dichas sierras y en concreto su parte más elevada, conocida como Sierra de Guara; al NO se localiza el pico más alto de la misma, el Tozal de Guara, de 2077 m de altitud. La parte meridional, comprende la cabecera del Somontano de Huesca y la solana de las sierras. En la hoja se localizan las cabeceras de los ríos Isuela, Flumen, Guatzalema, Formiga y Calcón. Los barrancos de la Sierra de Guara, famosos por el gran auge de visitantes experimentado en los últimos años, debido a la práctica del deporte de aventura ("barranquismo"), se localizan fundamentalmente en vecina Hoja de Alquézar. BIARGE y PONTROUÉ (1986) y BIARGE y SALAMERO, (1991) reseñan descensos en el barranco del torrente Fenes, en el río Flumen (entre los que destaca el de Palomeras), San Martín de la Val de Onsera, Guatzalema (especialmente el los alrededores de Vadiello) y en el Formiga.

La sierra destaca por los grandes contrastes de vegetación. Destaca la presencia de comunidades mediterráneas en la parte baja y vegetación de montaña en las partes altas. La vegetación árida domina en las caras sur, mientras que en las caras norte, los barrancos húmedos permiten la presencia de bosques caducifolios y ocasionalmente la preservación de especies endémicas, según indica MONTSERRAT-MARTÍ (1986). Es destacable la extensión de las comunidades de matorral de erizón, así como los prados con boj, carrascales y pinares.

El área de las Sierras presenta un problema grave de comunicaciones y servicios. Son numerosas las localidades totalmente abandonadas, como Lusera o Santa María de Belsué. En otras muchas, como Belsué, Nocito o Used restan solamente algunos vecinos, generalmente ancianos. Solamente algunos valles amplios como los de Nocito, Belsué y Arguis, permiten el asentamiento de cultivos.

El Somontano de Huesca, al contrario está densamente poblado, con un número importante de pequeñas localidades bien comunicadas y equipadas de servicios. En esta zona predomina el paisaje de carrascal, muy modificado por una agricultura intensa, en la que destacan los almendros, olivos y el cultivo del cereal.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GENERALIDADES.

La Hoja de Apiés se localiza en el límite N de la Depresión del Ebro con el Frente Pirenaico de las Sierras Exteriores Aragonesas. Estas, constituyen la parte frontal del manto de Gavarnie, en el sentido de Seguret (1970 y 1972). Las Sierras están formadas por un conjunto imbricado de láminas cabalgantes despegadas a nivel del Triásico evaporítico y desplazadas hacia el sur sobre los materiales de la Depresión del Ebro. La posición estructural es análoga a la de las Sierras Marginales Catalanas, deducida del corte ECORS. En esta posición y según Muñoz (1991), desde el Luteciense hasta el Oligoceno superior se estructuran y emplazan las Sierras Marginales, con un acortamiento total de 147 km en la formación del Pirineo.

Las láminas cabalgantes de las Sierras Exteriores están formadas por materiales del Triásico superior, Cretácico superior y Paleógeno. Estos últimos, y en concreto los sedimentos del Bartonense y Priabonense se han depositado sincrónicamente al emplazamiento de estructuras compresivas con una importante componente E-O, concretadas en la formación

de pliegues despegados. El carácter sinorogénico de los mismos ofrece ejemplos de tectónica sedimentación espectaculares.

Durante el Oligoceno (probable) y el Mioceno, se produce la emersión de las sierras (que se desplazan hacia el S). Los materiales del Mioceno adosados a las sierras están formados por abanicos aluviales y facies fluviales asociadas y presentan un acentuado carácter sinorogénico, que registra mediante discordancias angulares y recubrimientos en “onlap” la historia final de las láminas cabalgantes.

1.3. ANTECEDENTES.

Las primeras referencias a la Hoja de Apiés corresponden a LUCAS MALLADA (1887), al que siguieron algunos clásicos de la geología del Pirineo como DAILLONI (1910), SELZER (1934) y MISCH (1934), que han tratado diversos aspectos de la geología de las Sierras.

El primer estudio exhaustivo corresponde a ALMERA Y RÍOS (1951), en la cartografía geológica de la Hoja de Apiés, del IGME y en la de las vecinas Hojas de Alquézar, Ayerbe y Yebra de Basa.

Con posterioridad se han trabajado aspectos locales de las sierras que citaremos en los apartados correspondientes. El estudio de la Cuenca Molásica de Jaca, de PUIGDEFÁBREGAS (1975) significa un nuevo empuje al conocimiento geológico de la región, fundamentalmente en lo referente a los materiales terrígenos del sinclinatorio del Guarga y a diferentes aspectos de tectónica y sedimentación.

En los últimos 10 años las Sierras Exteriores han despertado de nuevo un notable interés, especialmente por parte de autores ingleses, concretados en las tesis doctorales de HIRST (1983), NICHOLS (1984), ANASTASIO (1987) y MCELROY (1989) y de trabajos posteriores de los mismos autores.

En la actualidad diversos equipos de las Universidades de Zaragoza y Barcelona están realizando trabajos en las Sierras, concretados hasta el momento con las publicaciones de MOLINA (1986); CANUDO *et al.* (1988); POCOVÍ *et al.* (1990); MILLÁN *et al.* (1991); CANUDO *et al.* (1991) y MILLÁN *et al.* (1992).

2. ESTRATIGRAFÍA.

2.1. INTRODUCCIÓN.

En el ámbito geográfico de la Hoja de Apiés, los materiales más antiguos que afloran en superficie pertenecen al Mesozoico. Forman parte de unidades estructurales despegadas y desplazadas hacia el sur, constituyendo el frente pirenaico. El despegue se realiza a nivel de las evaporitas y arcillas del Muschelkalk medio, denominado como M-II. Las unidades desplazadas hacia el Sur comprenden materiales del Triásico, Cretácico Superior, Eoceno y Oligoceno, conformando estos últimos el llamado Sinclinatorio del Guarga.

La serie Triásica presenta solamente materiales más altos que el M-II, con calizas tableadas del Muschelkalk superior (M-III), y margas versicolores y evaporitas del Keuper. Sobre el Keuper se produce un Hiato sedimentario de gran magnitud que abarca el Jurásico y el Cretácico inferior-medio. Sobre el Triásico se deposita, en concordancia, el Cretácico superior, con

materiales del Santoniense y probablemente del Campaniense-Maastrichtiense. El tránsito Cretácico-Paleógeno se realiza por medio de la facies Garumniense. Los materiales del Triásico, Cretácico Superior y Fc. Garumniense presentan una gran continuidad a lo largo de toda la Hoja de Apiés y no se observan variaciones importantes de potencia.

Sobre las Fc. Garumniense se observa una potente serie carbonatada de materiales del Eoceno. Esta serie fue descrita por PUIGDEFÁBREGAS C. (1975) como Formación Guara. En esta memoria se ha subdividido a los materiales carbonatados del Eoceno inferior y medio, agrupando a los materiales cuienses bajo la denominación de Fm. Boltaña y manteniendo para los materiales lutecienses la Fm. Guara. Esta última ha sido subdividida en tres unidades denominadas respectivamente G-I, G-II y G-III. Ambas formaciones carbonatadas presentan variaciones de potencia importantes, que por lo general se reducen hacia el S y O.

Los materiales depositados durante el Bartonense y Priabonense se agrupan en tres formaciones, siguiendo el criterio de PUIGDEFÁBREGAS C. (1975). Los materiales fluviales son denominados Fm. Campodarbe. Estos pasan lateralmente hacia el O a materiales deltaicos, en sentido amplio, que son denominados Fm. Belsué-Atarés. Estos últimos pasan lateralmente a margas y arcillas grises marinas que reciben el nombre de Fm. Arguis. Este cambio lateral de facies se realiza de modo progradante hacia el O. Estas tres formaciones se depositan sincrónicamente con el crecimiento y emplazamiento de una serie de estructuras con ejes N-S y E-O presentando grandes variaciones de potencia y poniendo en evidencia algunos ejemplos excelentes de tectónica-sedimentación.

Los materiales Miocenos que afloran al Sur de la Hoja de Apiés, constituyen el autóctono de la Depresión del Ebro y a lo largo de las Sierras Exteriores Aragonesas presentan las características propias de un frente montañoso. Se observan facies de abanicos aluviales adosados a las unidades cabalgantes, que registran mediante discordancias internas y recubrimientos en "onlap" la historia del emplazamiento de las láminas cabalgantes. Estos abanicos pasan distalmente a facies fluviales agrupadas en dos grandes sistemas denominados como sistemas de Huesca y Luna por HIRST y NICHOLS (1986).

Los depósitos cuaternarios alcanzan en el ámbito de la Hoja de Apiés una extensión notable, caracterizándose por su enlace con las sierras mediante grandes glaciares.

2.2. MESOZOICO.

2.2.1. TRIÁSICO.

Los materiales triásicos que afloran en la Hoja de Apiés, forman parte de las unidades alóctonas del frente pirenaico. Estas unidades en todo el ámbito de las Sierras Exteriores están despegadas a nivel de la base de las calizas atribuidas al Muschelkalk-III (M-III). Localmente se observan acumulaciones de arcillas, yesos y sales por debajo de estas calizas. Estos materiales corresponden al nivel de despegue y se han atribuido al M-II.

El Triásico autóctono de la depresión del Ebro se conoce en esta zona gracias a los sondeos, resumidos en Contribución de la Exploración Petrolífera al Conocimiento de la Geología de España, publicado por el IGME en 1987. En los sondeos de Valpalmas, Sariñena y Monzón, se reconocen series completas de materiales triásicos, con calizas del M-I, margas y evaporitas del M-II, calizas del M-III y margas del Keuper.

ALMERA Y RÍOS, 1952 , describen tres unidades dentro de los materiales triásicos. En nuestra descripción adoptaremos también esta división.

2.2.1.1. *Lutitas, yesos versicolores y sales (1). Muschelkal medio*

Estos materiales que hemos atribuido al M-II, se caracterizan por la abundancia de evaporitas, que se disponen en capas de yesos laminados, de tonalidades grises, anaranjadas o versicolores y con algunas intercalaciones de sales (halita) de color gris. Las capas y niveles de yeso alternan con margas y arcillas grises, rojas o versicolores.

Se localizan en afloramientos aislados y de mala calidad debido a la abundante cobertura vegetal. Debemos destacar su presencia en localidades como el Torrente Salado, el frente de Nuevo en el río Isuela, las unidades del Río Flumen y los alrededores de la ermita de N^a Sra. del Sescún.

La estimación de la potencia de estos materiales es francamente difícil. Al ser el nivel de despegue de las estructuras del frente de Sierras Exteriores, las acumulaciones observadas en puntos como el N de Nuevo, pueden ser tectónicas. Se puede proponer una potencia aproximada de 50 m de afloramiento, sin que sea posible observar la base de los materiales en ningún punto.

Según comunicación personal del Sr. J. Torrens (de la compañía C.G.S.) el análisis de palinomorfos realizado por la Dtra. Soler de Porta (Universidad de Barcelona) en estos materiales, indica una edad de Carniense (Keuper). Si esta edad se confirma debería considerarse la edad de las calizas de la unidad superior o la interpretación estructural de los materiales evaporíticos descritos en este apartado.

2.2.1.2. *Calizas micríticas tableadas (2). Muschelkal superior*

El contacto con la unidad inferior es difícil de observar, en parte debido a los escasos afloramientos de esta y en parte a la mala calidad de afloramiento. Se deduce un contacto neto de las calizas tableadas sobre las arcillas y evaporitas. El contacto habitual de la base de esta unidad es un contacto mecánico, localmente con brechificaciones, correspondiente al cabalgamiento basal (en situación de "flat" o rellano).

El paquete de calizas presenta potencias variables que oscilan entre los aproximadamente 150 m del congosto del Isuela a los 50 del Tozal de Guara.

Como litología principal destacan las calizas micríticas tableadas, ordenadas en paquetes de 10 a 20 m de potencia con láminas de espesores variables entre 1 y 4 cm. Estos paquetes alternan con capas de caliza micrítica masiva de 1 o 2 m de potencia. Ambas litologías pueden estar separados por pequeños niveles milimétricos de arcillas grises. De manera esporádica se observan en las calizas acumulaciones bioclásticas con fragmentos de gasterópodos, equinodermos y braquiópodos. ALMERA Y RÍOS, 1950 citan en Sierra Caballera, (en la vecina Hoja de Ayerbe) la presencia de *Omphaloplychia rhenana*, de atribución dudosa debido al mal estado de conservación.

Localmente se observan intercalaciones irregulares de brechas intraformacionales (con 1 o 2 m de potencia), con los clastos muy angulosos, formados por fragmentación de las calizas tableadas. En algunos puntos son abundantes las calizas masiva completamente bioturbadas, llamadas también calizas de "fucoides". Estas facies pueden presentar potencias desde centimétricas a métricas.

El contacto con la unidad superior (Keuper) es completamente gradual. En el corte del río Isuela, presenta 12 m de alternancias de arcillas versicolores laminadas con calizas laminadas o masivas. Las calizas presentan potencias centimétricas o decimétricas. Calizas y arcillas pueden estar bioturbadas y localmente se observan acumulaciones de fósiles a techo de las láminas de caliza. Entre la fauna reconocida en estos niveles destaca la presencia de pequeños *bivalvos*, *braquiópodos* y *ostrácodos*. DAILLONI, 1910, cita en estos niveles *Myophoria* y *Posidonomya*. En este nivel son también frecuentes las laminaciones algales. Estos materiales pueden observarse en numerosas localidades entre las que destacan el congosto del río Isuela, los alrededores de Sta. Eulalia de la Peña y la zona de Collado Bail-el Sescún.

2.2.1.3. *Lutitas versicolores*, *yesos*, *carniolas* (3) y *ofitas* (4). Keuper

El Keuper presenta como litología predominante las arcillas rojas o versicolores. La base de esta unidad es transicional con la parte más alta de las calizas del M-III. Localmente se observan en la base de esta unidad la presencia de paquetes de carniolas con potencias métricas, que pueden alcanzar incluso los 10 m. Localmente se observan pasadas de calizas micríticas tableadas, de potencias centimétricas. En algunas localidades, como al S y SO de la peña del Mediodía, se observan intercalaciones de evaporitas, con potencias métricas. Estas, están formadas por yesos laminados de colores grises o anaranjados.

La potencia general que presentan las margas del Keuper es muy variable y oscila entre los 25 m en el corte del río Isuela, y los 150 m al S del Tozal de Guara.

A lo largo del barranco de las Valles y del torrente de Castellones, ambos situados al SO del Tozal de Guara, se pueden observar afloramientos de ofitas. Algunos de estos afloramientos son citados ya por MALLADA, 1878 y posteriormente por ALMERA Y RÍOS, 1952. La base de las ofitas no es observable en ninguno de los afloramientos. El techo es nítido y planar y sobre este se observa un paquete de arcillas laminadas, con tonalidades rojas, grises y versicolores, de 10 a 15 m de potencia. Sobre estas se depositan directamente las calizas del Cretácico Superior.

En numerosas ocasiones el Keuper actúa también como nivel de despegue, especialmente cuando el cabalgamiento se propaga en rellano ("flat") a nivel de keuper o de la base del Cretácico.

No se dispone de datos bioestratigráficos pertenecientes a este nivel.

2.2.2. Cretácico Superior

2.2.2.1. *Areniscas*, *calizas bioclásticas*, *calizas micríticas* y *lutitas* (5). Santoniense

Los materiales del Cretácico Superior que afloran en las Sierras Exteriores comprenden materiales del Santoniense. Los materiales mejor caracterizados son los de la parte inferior, debido a las facies pararecificales con rudistas. Estos son caracterizados como Santoniense por DAILLONI, 1910; ALMERA Y RÍOS, 1952; SOUQUET, 1967 y MOLINA, 1987. Para la parte superior de la serie, SOUQUET, 1967; MOLINA, 1987 y LOBATO Y MELÉNDEZ, 1988 proponen una edad Campaniense-Maastrichtiense.

En el ámbito de la Hoja de Apiés podemos diferenciar cinco unidades litológicas diferentes que describiremos a continuación.

a. *Areniscas basales.*

En la base de los materiales pertenecientes al Cretácico superior, se observa un paquete de areniscas de color ocre o pardo. Pueden presentar una potencia de hasta 50 m (perfil del río Isuela) y localmente se observan laminaciones cruzadas de gran escala y bajo ángulo. La litología esta caracterizada por areniscas de grano fino, medio y localmente grueso, con pasadas dispersas de cantos de cuarzo de color rosado con diámetros entre 0.5 y 1 cm. Localmente se observan niveles con bioclastos y restos de bioturbación.

La base de este nivel debe corresponder a una importante superficie erosiva, puesto que tenemos un hiato en el registro sedimentario que abarca todo el Jurásico, y los Cretácicos Inferior y Medio. Tan solo en la localidad de Santa Eulalia de la Peña, se identifica en la base de estos materiales una clara superficie erosiva. Esta presenta 1.5 m de brechas con cantos de calizas y abundantes bioclastos, entre los que destaca la presencia de braquiópodos rinconellidos en muy buen estado de conservación. La situación más frecuente es que el límite entre el Triásico y el Cretácico Sup. de las Sierras este cubierto por la vegetación, al ser el Keuper y las propias areniscas uno de los pocos niveles propicios al desarrollo de esta.

Al SE de sierra caballera, este paquete presenta una potencia de unos 15 m al igual que en el Salto del Roldán. En Collado Bail, se observan intercalaciones margosas dentro de este nivel. En la vecina Hoja de Ayerbe, se observan dentro de este tramo intercalaciones con abundantes bioclastos, entre los que se reconocen fragmentos de moluscos y bryozoos.

b. *Calizas con Rudistas.*

Es la litología más característica, aunque no la más abundante, del Cretácico Sup. de las Sierras Exteriores. El límite con las areniscas del paquete inferior es transicional, con la presencia de calizas arenosas o areniscas carbonatadas, en las que aparecen rudistas dispersos. Progresivamente dichos fósiles son más abundantes y la proporción de carbonato aumenta considerablemente. Puede presentar una potencia variable entre 10 y 50 m.

La litología puede ser de calizas micríticas con diferentes proporciones de bioclastos, calizas arenosas o calizas bioclásticas y localmente se observan niveles de "floodstones" de rudistas, con matriz de "packstones" o "grainstones", existiendo todo tipo de transiciones entre las facies descritas. Entre la microfauna destaca la gran abundancia local de foraminíferos aporcelanados, entre los que destaca la presencia del genero Lacazina.

Entre la macrofauna cabe destacar el trabajo de algunos autores precedentes, sin que se conozcan revisiones actualizadas de la misma. ALMERA Y RÍOS, 1952 citan al sur de la Peña gratal la presencia de los rudistas *Orbignya maestri* y *radiolites sp.*; en el congreso del río Isuela, *Radiolites galloprovincialis var. lamarcki* y en la carretera del Salto del Roldán, los corales *Placosmilia vidali* y *Cyclolites ellipticus*, el braquiópodo *Rinchonella sp.* y el rudista *Orbignya heberti*. SOUQUET, 1967, cita en el congreso del Isuela *Vaccinites archiaci*.

Entre la fauna de foraminíferos que acompaña a los rudistas, MOLINA, 1987, cita *Numfallotia sp.*, *Cuneolina conica*, *Ciclolina cretacica*, *Acordinella conica* y *Lacazina elongata*. En láminas delgadas de este nivel, procedentes igualmente del corte del Isuela la DRA. KATICA DROBNE (comunicación personal) ha determinado *Helenalveolina tappanae*, *Lacazina pirenaica* y *Periloculina*. Estas asociaciones de foraminíferos indican una edad Santoniense para este paquete.

En el corte del Salto del Roldán, se observa perfectamente que a techo de este nivel, existen una serie de superficies de ferruginización, tipo "hard ground", que lo limitan con respecto al siguiente nivel. Estas superficies son, en opinión de LOBATO Y MELÉNDEZ, 1988 el límite entre las secuencias de Sn. Corneli y Vallcarga, en el sentido de SIMÓ 1985. Estos autores sitúan el límite Santoniense-Campaniense ligeramente más bajo que dichos niveles de ferruginización.

c. *Calcarenitas rojas.*

A lo largo de la zona centro-oriental de la Hoja de Apiés, se observa en la parte central de los materiales del Cretácico superior un paquete de calcarenitas ocreas o rojas. La base de este paquete presenta niveles de ferruginización o "hard grounds", que lo separan de las calizas con rudistas. El techo es prácticamente transicional con el siguiente nivel, margas con intercalaciones de limos y calcarenitas.

La potencia de este nivel puede variar desde los 30 m que presenta en el Salto del Roldán, a los 20 m de Collado Bail. La litología predominante es las calcarenitas rojas, con textura de "packstones" y "grainstones" con abundantes microforaminíferos, fragmentos de moluscos, equinodermos y bryozoos. Se observan pasadas de calizas bioclásticas y de areniscas. La presencia de arcilla en la matriz es muy baja, mientras que la cementación es muy buena. Esto condiciona que el paquete de calcarenitas rojas tenga una expresión morfológica importante constituyendo, junto a las calizas de rudistas, las litologías más características (en el paisaje) de los materiales del Cretácico Superior. Como característica interna cabe destacar la espectaculares laminaciones cruzadas y cicatrices erosivas, que indican un ambiente de alta energía.

Sus relaciones laterales no se observan con claridad en el terreno, pero se deduce que las calcarenitas rojas pasan lateralmente a las facies del paquete superior (margas).

No se dispone de datos bioestratigráficos sobre los microfósiles de este nivel, lo cual no nos permite confirmar la atribución de una edad Campaniense asignada por SOUQUET, 1967 y por LOBATO Y MELÉNDEZ 1988. Según los mismos autores las facies corresponden a un ambiente de "shoals" bioclásticos y pertenecerían a la secuencia de Vallcarga.

d. *Margas grises con intercalaciones de limos y calcarenitas.*

Sobre las calcarenitas rojas se observa, prácticamente a lo largo de toda la Hoja de Apiés, un paquete de margas grises. Este presenta una potencia de 30 m. en el corte del Salto del Roldán, unos 15 m. en collado Bail y unos 20 m. al SE de Sierra Caballera. En el Salto del Roldán, se observan en este paquete, intercalaciones de calcarenitas y de limos bioclásticos con *equinodermos*, *crinoideos*, *bryozoos*, *ostreidos*, y fragmentos de otros moluscos. Aunque no se ha podido observar sobre el terreno, es muy probable que exista un paso lateral de estas margas tanto a las calcarenitas de la unidad inferior, como a las calizas micríticas de la unidad superior.

LOBATO Y MELÉNDEZ, 1988 atribuyen esta unidad a una edad Campaniense y la incluyen en la secuencia de Areny de SIMÓ 1985. Para dichos autores, las facies corresponderían a un ambiente de "lagoon".

e. *Calizas micríticas.*

La parte más alta de la serie del Cretácico Superior de las Sierras, se caracteriza por presentar un paquete de calizas micríticas. Estas alcanzan una potencia de 60 m en el corte del río

Isuela, unos 15 m en el Salto del Roldán y unos 40 m en el Tozal de Guara. La base suele ser de tipo transicional con el paquete inferior de margas grises. En el corte del río Isuela, donde las margas no aparecen, el contacto con las calizas de rudistas es neto. El techo del paquete suele ser neto con las margas inferiores agrupadas en la unidad caracterizada como facies Garumniense. En el corte del río Isuela, la el techo de la unidad presenta pasadas milimétricas de yesos laminares e intercalaciones de margas grises. Esta unidad presenta una excelente continuidad lateral a lo largo de todas las Sierras Exteriores; en el barranco de Las Valles, sobre el Keuper con ofitas, es la única unidad de Cretácico Superior presente.

La litología es muy homogénea y está formada por calizas micríticas, localmente dolomitizadas. En el corte del río Isuela se observa en esta unidad la presencia de *microcodium*; niveles con bioturbación abundante, formada por pequeños tubos milimétricos; presencia de niveles con fragmentos de carófitas, restos vegetales o conchas de *gasterópodos*; y algunos ejemplares dispersos de *Dicyclina schlumbergeri*.

En localidades como el Salto del Roldán, collado Bail o el SE de Sierra Caballera, se observa en la parte inferior de esta unidad de calizas micríticas, la presencia de un nivel de calizas con rudistas. La potencia esta comprendida entre 3 y 5 m de calizas micríticas, localmente de textura "wackestone" o "packstone" y con diferentes proporciones de rudistas. Sueles ser frecuentes los fragmentos de rudistas acompañados de restos de equinodermos, *bryozoos*, *ostreidos*, *miliólidos* y algunos ejemplares de *Dicyclina schlumbergeri*.

Para esta unidad, ALMERA Y RÍOS 1952 y SOUQUET 1967 proponen una edad de Maastrichtiense. LOBATO Y MELÉNDEZ, 1988 indican que la parte inferior de la unidad puede pertenecer aun al Campaniense; que el ambiente deposicional corresponde a un ambiente de llanura ("marsh") supramareal; y que esta unidad y la anterior (margas grises) formarían parte de la secuencia de Areny, en el sentido de SIMÓ (1985 y 1986).

2.2.3. Tránsito Cretácico-Paleógeno.

2.2.3.1. Lutitas rojas, areniscas y calizas micríticas, "Facies Garumniense" (6).

Las facies garumniense, en sentido clásico, corresponden a los materiales definidos como Fm. Trepmp por MEY *et al.* 1968 Estos comprenden facies continentales con arcillas rojas con abundantes decoloraciones y con intercalaciones de calizas lacustres y areniscas. En los materiales de la Hoja de Apiés, denominamos Fc. Garumniense a una unidad cartográfica fundamentalmente arcillosa, ya descrita con este término por ALMERA Y RÍOS, 1952, y PUIGDEFÁBREGAS, 1975. En la cartografía hemos mantenido esta denominación atendiendo al concepto de "facies". En realidad se dispone de evidencias del paso lateral de materiales carbonatados eocenos (calizas del Cuisiense) a los arcillas rojas denominadas como garumniense, y que no pueden ser diferenciadas de los materiales de la parte baja de la serie, pertenecientes probablemente al Paleoceno. Es también posible que las arcillas de la base de esta unidad pertenezcan al Maastrichtiense, aunque se carece de datos bioestratigráficos para confirmar este punto.

La base de la unidad presenta un paquete de margas grises, de unos 10 a 15 m de potencia. En el perfil del río Isuela, este paquete presenta intercalaciones de limos con niveles milimétricos de yesos laminares. Al SE de Sierra Caballera, en la base de dicho paquete se observan lentejones irregulares de carniolas y calizas cavernosas, que pueden tener de 2 a 6 m de potencia.

Sobre las arcillas grises observamos un paquete de arcillas rojas de 15 a 20 m de espesor, con algunos niveles decimétricos de areniscas intercalados. Los dos paquetes de arcillas descritos tienen una gran continuidad lateral a lo largo de toda la Hoja de Apiés.

Sobre las arcillas, observamos un nivel con grandes canales de areniscas. El conjunto de canales presenta una potencia de 20 m en el corte del Isuela y unos 15 m en el Tozal de Guara y su continuidad lateral permite cartografiarlo. La base suele ser erosiva sobre las arcillas rojas, no obstante en localidades como el perfil del Isuela, se observa en la base de los canales una zona de transición con alternancias de arcillas rojas, limos y areniscas. La estructura interna refleja la acumulación de canales que se amalgaman o cortan entre si. El relleno de los canales puede ser multiepisódico, con cicatrices erosivas internas irregulares y con "lags" en los que se observan numerosos cantos blandos. Se preservan numerosas estructuras internas, con laminaciones cruzadas de alto y bajo ángulo, y estructuras erosivas cruzadas, tipo "trough". Los canales individuales son generalmente laxos, con potencias métricas y dimensiones decamétricas. Estas facies pertenecen a ríos de tipo trenzado ("braided"). Al SE de Sierra Caballera, y concretamente en la cabecera del barranco de Cuna, los canales son simplemente de potencias centimétricas, están alternando con grandes niveles de arcilla roja y localmente están completamente reemplazados por microcodium.

Sobre las areniscas se observa un paquete de arcillas rojas, con alternancias de pequeños niveles de areniscas, o de calizas micríticas. El contacto con las areniscas puede ser neto o presentar pequeños cambios laterales de facies. Este paquete suele tener unos 10 m de potencia.

Sobre esta última unidad, y en la parte oriental de la Hoja de Apiés, se sitúan con contacto neto las calizas de la Fm. Boltaña. Estas cambian lateralmente de facies hacia el O pasando a una alternancia de arcillas rojas y grises, con pasadas de calizas micríticas. Estas facies equivalentes a las calizas de la Fm. Boltaña, han sido consideradas por su aspecto como Garumnienses por los autores precedentes y mantenemos dicha atribución en la cartografía, donde este paso se realiza al S del sinclinal de Belsué y en el núcleo del Anticlinal del Pico del Águila. En el corte del río Isuela, los equivalentes laterales de las calizas eocenas, son cortados por la superficie erosiva basal de la Fm. Guara, con un ángulo muy bajo. Al O de la Hoja de Apiés, por tanto, las calizas de Guara se depositan directamente sobre los materiales de la unidad de margas rojas inferior a las calizas de Boltaña.

Sobre la edad del conjunto nada podemos aportar a las atribuciones propuestas para la parte baja de la serie, sin que se pueda precisar si abarca parte del Maastrichtiense, que materiales corresponden al Paleoceno y si existen materiales equivalentes al Eoceno inferior (Ilerdiense).

2.3. PALEÓGENO

2.3.1. Calizas micríticas, calizas bioclásticas y lutitas (7). Fm. Boltaña.Cuisiense

La Formación Boltaña es definida por BARNOLAS *et al.* (1991) y comprende las calizas, areniscas carbonatadas y margas de edad Cuisiense que afloran en el Anticlinal de Boltana. En el ámbito de Sierras Exteriores los materiales del Cuisiense presentan también calizas, areniscas carbonatadas y margas, y pese a la diferencia de facies hemos decidido englobarlas en la misma denominación.

En el ámbito de la Hoja de Apiés podemos diferenciar dos grandes paquetes a los que de modo informal podemos atribuir el rango de miembro de la Fm. Boltana; el miembro inferior esta constituido por calizas micríticas y el miembro superior presenta alternancia de margas y calizas bioclásticas. La Formación alcanza los unos 250 m de potencia en la zona de Cupierlo (E de la hoja) y esta se reduce hacia el O y S hasta desaparecer por completo.

Miembro inferior. La base sobre las facies rojas del Garumniense puede ser neta o presentar cambios laterales de facies de pequeña escala, por lo que se ha cartografiado en el mapa como un contacto normal (concordante). El techo es también transicional con el miembro superior. Su potencia al S del Llano de Cupierlo alcanza los 125 m y lateralmente hacia el E ya en la Hoja de Alquézar sigue incrementando su potencia. Hacia el S este miembro se acuna rápidamente perdiendo potencia pasando a medir aproximadamente unos 50 m al E de la casa de la Fueva o al O de la cresta de Gavardiella. Más al S en la pista que sube a los llanos de la Paul presenta escasamente 5 m. Hacia el E reduce igualmente su potencia, presentando unos 10 m en el anticlinal del pico del Águila y desapareciendo en la carretera de Arguis erosionados bajo la Unidad Guara-I.

La litología predominante es la de calizas micríticas de color gris claro, con intraclastos irregulares de micrita oscura. Esta litología se atribuye generalmente a ambientes lacustres o transicionales. localmente y en especial en la parte superior del paquete, aparecen intercalaciones de calizas bioclásticas de textura "wackestone" o "packestone" con miliólidos, alveolinas y orbitolites. Estas intercalaciones son más abundantes hacia el O, especialmente en la vecina Hoja de Alquézar (en la Chasa de Rodellar). Entre las alveolinas se han identificado *A.schwageri*-*A.distefanoi* y *A.aff.oblonga* que permiten atribuir una edad de Cuisiense medio para este miembro. En el corte de Arguis se identifican en este paquete de calizas micríticas niveles con restos de conchas de gasterópodos.

Miembro superior. El límite superior de este paquete lo constituye la base de la Unidad Guara-I que suele ser neta y localmente erosiva. Presenta una potencia aproximada de 75 m en el corte de Cupierlo, disminuyendo de potencia y pasando lateralmente a margas rojas englobadas en la Facies Garumniense. En el corte de Lusera alcanza los 50 m mientras que al N de Collado Bail (hacia el S) presenta solamente 10 m. Está formado por una alternancia de calizas bioclásticas, areniscas finas o calizas micríticas y margas grises o rojas. Esta asociación se puede caracterizar como de zona de transición de llanura mareal a plataforma somera. Las calizas presentan alveolinas, miliolodos, orbitolites, fragmentos de moluscos y placas y púas de equinodermos. La presencia de *A.distefanoi*, *A.fornasini*, *A.Glm.minutula* y *A.aff.oblonga* permite atribuirle una edad de Cuisiense medio. Debemos hacer especial mención al hecho de no haber reconocido en el ámbito de la Hoja de Apiés asociaciones faunísticas del Cuisiense superior.

2.3.2. Areniscas, conglomerados, calizas bioclásticas y lutitas (8). Fm. Guara. Unidad G-I. Luteciense inferior

La característica principal de esta unidad es la abundancia de materiales siliciclásticos. La base se caracteriza por presentar un límite neto y localmente erosivo, con areniscas con cantos de cuarzo dispersas o con conglomerados. El techo se caracteriza por la presencia de niveles margosos, sobre los cuales se depositan los materiales de la unidad Guara-II. Las potencias varían de manera regular acuñándose de E a O y de N a S. La mayor potencia observada se localiza en los llanos de cupierlo, donde alcanza los 300 m. En el corte de Arguis se observan

aproximadamente unos 100 m.y más al E ya en la Hoja de Agüero se observan escasamente unos 20 m. Hacia el sur y en concreto en la carretera al pantano de Vadiello esta unidad presenta unos 30 m de espesor.

Los materiales que lo forman se pueden agrupar en tres ciclos característico, con los dos inferiores detríticos y el ciclo superior carbonatado, que pasa a detrítico hacia el O.

El primer ciclo se caracteriza por estar constituido por un paquete de areniscas con cantos de cuarzo dispersos. En Cupierlo este ciclo alcanza los 100 m de espesor y los cantos dispersos son de diámetro milimétrico. A techo se observa una colonización del paquete arenoso formada por una asociación de *Nummulites* y *Assilinas*. Este mismo paquete, presenta una potencia de 20 m en el corte de Lusera presentando las mismas características y asociación faunística. En este punto aparecen concentraciones de cantos de cuarzo con diámetro centimétricos (hasta 5 cm). Desde este punto hacia el O y S pueden observarse importantes acumulaciones de cantos que pueden llegar a formar pasadas conglomeráticas y una progresiva somerización marcada por la asociación faunística en la que aparecen alveolinas, miliólidos, algas, ... En el corte de Arguis la base de este nivel planar pero erosiona a los materiales de la formación Boltaña, presentando niveles dispersos de cantos de cuarzo de tamaño cm o mm dispersos o en pequeñas pasadas conglomeráticas. La base de este primer ciclo en puntos como la carretera de Vadiello o los núcleos de los anticlinales de Pico del Águila y de Monte Peiró está constituida por una capa conglomerática de hasta 10 m de potencia formada casi exclusivamente por cantos de cuarzo, muy rodados, con diámetros medios entre 2 y 5 cm y con tamaños máximos de hasta 15 cm. Estos conglomerados presentan estructuras tipo "trough" con grandes cicatrices erosivas y localmente pueden observarse foraminíferos retrabajados en la matriz. El techo de este ciclo presenta una discontinuidad margosa de 5 a 10 m de potencia. Esta discontinuidad margosa puede presentar localmente niveles centimétricos de margas rojas o de arcillas negras ricas en materia orgánica.

El segundo ciclo de la unidad Guara-I presenta prácticamente las mismas características que el primero, con una entrada importante de materiales terrígenos, con cantos de cuarzo dispersos (menos abundantes que en el primer ciclo) y con colonización a techo por asociaciones de numulítidos. Al igual que el ciclo anterior presenta una condensación importante hacia el O y S y un cambio progresivo de la asociación de fauna con aparición de alveolinas y miliólidos. Su potencia alcanza los 150 m en Cupierlo, los 30 m en Arguis y unos 25 m en Vadiello. La base de este segundo ciclo es planar y erosiva, mientras que el techo es transicional con el ciclo superior (de carácter carbonático). Localmente, el techo de este ciclo presenta una discontinuidad margosa. En Cupierlo este ciclo presenta grandes paquetes de areniscas, localmente con grandes estratificaciones cruzadas, separados por pequeñas pasadas de margas o arcillas grises. En Lusera se observa paquetes de areniscas con pasadas de conglomerado con mucha fauna en la matriz y con areniscas bioclásticas o con colonizaciones de corales, algas o macroforaminíferos. En Arguis y en Vadiello, se observan alternancias de capas de areniscas y margas o arcillas grises, con calizas bioclásticas o calcarenitas a techo o en el interior de las capas arenosas.

El tercer ciclo se diferencia de los dos anteriores por presentar materiales terrígenos y calcareníticos en la parte occidental y por pasar a materiales carbonatados en la parte oriental de la hoja. La asociación faunística es abundante en todo el paquete y se caracteriza por la gran abundancia de foraminíferos aporcelanados, miliólidos, periloculinas, fabularias, alveolinas y

orbitolites. La potencia varia reduciéndose progresivamente de O a E y de N a S. En el perfil de Cupierlo alcanza aproximadamente los 100 m, mientras que en Lusera presenta 40 m y en Vadiello unos 15 m. En el llano de Cupierlo y más al O, ya en la Hoja de Alquézar todo el ciclo se presenta como un paquete compacto de calizas de textura “packestone-grainstone” Hacia el O, en el perfil de Lusera, observamos una alternancia de niveles de calizas, calizas limosas, areniscas muy finas y niveles de margas; las calizas presentan texturas desde “wackestones” a “greinstones”. En los perfiles de Arguis (al O) y de Vadiello (al S) se observa una alternancia de niveles de areniscas, margas, y niveles calcareníticos o bioclásticos dispuestos a techo de cada nivel arenoso. Se debe destacar que en la carretera que sube al repetidor de TVE. del Pico del Águila, este tercer ciclo esta representado por canales de calcarenitas finas con laminaciones cruzadas y abundantes cicatrices erosivas. Estos canales están separados por arcillas grises o de colores pardos y rojos, y localmente niveles miliméticos de margas negras ricas en restos vegetales y materia orgánica. Las dimensiones laterales de estos canales son decamétricas y su potencia varia de 1 a 4 m. Presentan bases muy erosivas con direcciones del surco erosivo hacia el N. El techo de este tercer ciclo presenta un importante nivel de margas y arcillas grises, cartografiables a lo largo de la Hoja de Apiés.

Los dos ciclos inferiores se pueden caracterizar como ciclos transgresivos, con importante retrabajamiento de materiales detríticos y colonizaciones a techo con asociaciones de foraminíferos. El tercero de los ciclos implica la instalación de una plataforma carbonatada con aportes terrígenos. procedentes del S. La equivalencia de los materiales de la Unidad Guara-I hacia el N debe corresponder con la parte alta del sistema turbidítico del grupo Hecho. Ello implica la procedencia de los materiales terrigenos del S.

Las asociaciones faunísticas presentes en la Unidad Guara-I permiten obtener abundante material para el estudio bioestratigráfico, que en estos momentos esta realizando el equipo del Dr. Serra-Kiel de la Universidad de Barcelona. Entre los *nummulitidos* de debe destacar la presencia de *Assilina spira abradi*, *Nummulites laevigatus*, característicos de la biozona de N.laevigatus del Luteciense inferior. Entre los foraminíferos aporcelanados debemos destacar la presencia de *Alveolina estipes*, *A.frumentiformis*, *A.callosa*, *Fabularia ovata*, *F.zitteli*, que indican la biozona de A. estipes del Luteciense inferior. Mención especial merece la gran abundancia de fabularias en el tercero de los ciclos menores, hecho que caracteriza estos materiales y permite su identificación. Desde un punto de vista de ambiente sedimentario y siguiendo los criterios de CAUS Y SERRA-KIEL (1998), podemos caracterizar para los ciclos inferiores el paso de condiciones deltaicas a plataformas marinas abiertas (plataforma media) y para el ciclo superior la instalación de una extensa plataforma somera.

Desde el punto de vista del análisis secuencial podemos caracterizar la unidad Guara-I como un ciclo de tercer orden formado por tres ciclos menores. El ciclo de tercer orden tendría un caracter general somerizante, mientras que los dos primeros ciclos menores tendrían un caracter profundizante.

2.3.3. Calizas y calcarenitas con alveolinas y nummulites (9). Fm. Guara. Unidad G-II. Luteciense medio

La unidad Guara-II se caracteriza por presentar materiales carbonatados con grandes acumulaciones de macroforaminíferos. Su espesor presenta notables variaciones de potencia distribuidas por toda la hoja, en gran parte debidas al hecho de haberse depositado sincrónicamente con el emplazamiento de estructuras cabalgantes y de pliegues. Este carácter

sinectónico condiciona también la gran variedad de facies, los cambios laterales de las mismas y la presencia de superficies erosivas de tipo discordante que truncan gran parte de la serie. El límite inferior se caracteriza por presentar un límite neto o ligeramente transicional con el nivel margoso de la unidad precedente. El límite superior es una superficie erosiva que trunca a las calizas de esta unidad o se dispone en conformidad estratigráfica, por lo que ha sido cartografiada en su mayor parte como un contacto normal. La potencia presenta grandes variaciones; la serie más completa se localiza en los llanos de Cupierlo, donde alcanza los 700 m de espesor; al S en Vadiello presenta aproximadamente unos 150 m; en la parte central de la hoja, en Lusera tiene 400 m de potencia; en Arguis aproximadamente unos 375 m y en la parte O de la hoja, cerca de sierra Caballera aproximadamente unos 150 m. La columna más completa de la unidad Guara-II, realizada en los llanos de Cupierlo se localiza en realidad en la vecina Hoja de Alquézar, entre 1 y 2 km al E del límite de la Hoja de Apiés. Esta columna ha sido incluida en la descripción y cartografía por su interés. En ella se pueden observar dos ciclos completos dentro de esta unidad, de los cuales el inferior se reconoce en toda la Hoja de Apiés, mientras que el superior solo aparece de manera fragmentada o incompleta. A estos dos ciclos los denominaremos informalmente como miembros de la Unidad Guara-II.

El miembro inferior. Este grupo de materiales esta formado por calizas limosas, calizas bioclásticas y calcarenitas. Alcanzan una potencia de unos 350 m en el corte de Cupierlo, unos 400 m en el de Lusera y unos 175 en los de Arguis y Vadiello. El miembro inferior se puede caracterizar a partir de las observaciones del perfil de Arguis, que se mantienen prácticamente en toda la Hoja de Apiés.

En este corte, la base presenta una serie de barras de calizas limosas con abundante fauna de *nummulítidos*, localmente pueden presentares acumulaciones que forman bancos de *nummulites*. CANUDO *et al.* (1988) citan en este tramo *Nummulites migiurtinus*, *N. aspermontis*, *N. benearnensis*, *Assilina spira* y *Operculina gomezi*; esta asociación pertenece a la biozona de *N.gratus* del Luteciense Medio. Estas barras con abundantes *nunnullítidos* pueden presentar en su parte alta intercalaciones importantes ricas en algas rodofíceas, que localmente llegan a dar pequeñas bioconstrucciones de orden métrico. En el corte de Arguis, estos niveles con *nummulítidos* alcanzan los 75 m de potencia.

Sobre estos materiales se identifican capas de calizas de dimensiones métricas, separadas por pequeños niveles de margas. Las calizas son micríticas o de textura "wackestone-packestone", con algas, miliólidos, alveolinas y orbitolites. La serie continúa con un incremento de margas y limos intercalados entre capas de calizas bioclásticas; estas calizas pueden llegar localmente a presentar niveles de "grainstones" de 1 o 2 m de potencia, en los que predominan las alveolinas, miliólidos y orbitolites. Es frecuente observar en estas calizas laminaciones cruzadas que indican paleocorrientes hacia el N. El techo de este nivel esta caracterizado por la presencia de un nivel de margas de potencia métrica cartografiable en gran parte de las sierras.

Sobre el nivel margoso descrito anteriormente y de modo transicional de deposita un gran paquete de calcarenitas caracterizado por presentar grandes laminaciones cruzadas de bajo ángulo y abundantes cicatrices erosivas. Las calcarenitas presentan una interesante asociación faunística, dominada por la presencia de foraminíferos aporcelanados entre los que destacan *miliólidos*, *periloculinas*, *fabulárias*, *alveolinas* y *orbitolites*. Este paquete alcanza en Arguis los 50 m de potencia. Sus característica y su peculiar asociación de fósiles permite identificar

fácilmente este nivel que es cartografiable en toda la zona central y oriental de la Hoja de Apiés y en las vecinas Hojas de Ayerbe y Agüero.

La fauna identificada en estos materiales del miembro inferior de la unidad Guara-II está siendo estudiada por el equipo del Dr. Serra-Kiel de la Universidad de Barcelona y de modo provisional se pueden identificar las siguientes especies *Alveolina munieri*, *A. frumentiformis*, *A. boscii*, *A. aff. fusiformis*, *Periloculina sp.*, *Pseudolacazina aff. hottingeri*, *Fabularia aff. roselli*, *Fabiania cassis*, *Coskinolina aff. roberti*. Esta asociación se puede considerar como perteneciente a la biozona de *A. munieri* del Luteciense medio.

Las diferencias de potencia y de característica de este miembro inferior a lo largo de la Hoja de Apiés son notables. Como características principales podemos destacar que la base caracterizada por los bancos de *nummulitidos* cambia progresivamente de facies pasando a materiales de plataforma somera con alveolinas hacia el E. La base de este tramo hacia el S se caracteriza por presentar un paquete de caliza de tonalidades rojas, con *nummulites* dispersos, como puede observarse en el corte de Vadiello o en la sierras de Gaverdiella y de Fragineto. En el perfil de Lusera, no aparecen niveles con *nummulitidos* abundantes hasta pasados los primeros 100 m de este miembro inferior, apareciendo en esta parte basal grandes paquetes de calcarenitas finas con *nummulites* y *alveolinas* dispersos. Del mismo modo, en el Perfil de Cupierlo esta parte baja de la serie de Guara-II presenta calizas bioclásticas y calcarenitas con foraminíferos aporcelanados y los primeros bancos de *nummulites* aparecen a unos 150 m de la base de este miembro. La parte media de este miembro inferior puede presentar localmente niveles métricos de bioconstrucciones algales, como puede observarse en el Perfil de Lusera, en el camino de Collado Bail y en la Cresta de Fragineto. El gran paquete superior de Calcarenitas es el que mayor continuidad geográfica presenta a lo largo de la Hoja de Apiés, reconociéndose por su carácter masivo y por el nivel de margas basal. Puede reconocerse en el camino del Embalse de Cienfuens, en la carretera de Vadiello o en la cresta de Fragineto.

Desde el punto de vista de un análisis de facies podemos caracterizar a este miembro inferior de la unidad Guara-II como una plataforma carbonatada extensa y en la que no existirían rupturas de pendiente acusadas. La base indica una transgresión sobre los materiales precedentes, con instalación de la plataforma media (bancos de Nummulites) sobre la plataforma somera del techo de la unidad Guara-I. Sobre esta base transgresiva se registra una progresiva somerización con paso a condiciones de plataforma somera (calizas de alveolinas). El techo de este miembro indica condiciones de plataforma somera en un contexto de alta energía (calcarenitas de fabularias).

Desde la perspectiva de análisis secuencial podemos caracterizar al miembro inferior de la unidad Guara-II como un ciclo de tercer orden de carácter somerizante. Este ciclo se puede subdividir en ciclos menores que presentan asimismo un carácter somerizante.

Miembro superior. La litología predominante en los materiales pertenecientes a este ciclo corresponde a calizas bioclásticas y calcarenitas. Las potencias y las facies de estos materiales son muy variables debido a su carácter sintectónico. En la zona donde afloran de modo más completo, correspondiente al llano de Cupierlo, están cortados por una discordancia erosivos. Esta conforma una geometría de discordancia progresiva al unirla al acuñaamiento de los materiales hacia el O en el flanco oriental del anticlinal de bloque superior del cabalgamiento de Cupierlo. La superficie erosiva se sigue hacia el este a lo largo de la Hoja de Apiés, aunque

ha sido cartografiada como contacto normal por presentar una situación de paraconformidad con los materiales de los miembros inferior o superior de la unidad Guara-II. Esta superficie erosiva condiciona que en el sector occidental de la hoja se observen solamente una pequeña parte de este miembro superior y que se haya producido una pérdida de información importante sobre la potencia y los posibles cambios laterales de facies.

Los materiales pertenecientes a este miembro superior afloran de manera completa en el perfil de los llanos de Cupierlo, donde alcanzan los 400 m de potencia. En el perfil de Arguis, solo se reconocen unos 125 m, en el de Vadiello unos 100 m y en el de Lusera no se observan materiales de este miembro. Más al O y en las vecinas Hojas de Ayerbe y Agüero tampoco se observan materiales de este miembro superior de la unidad Guara-II, con lo que pone en evidencia un importante hiato en la base de la unidad Guara-III.

Describiremos a continuación los materiales de este miembro en el perfil de Cupierlo. La base esta representada en esta zona por una discordancia erosiva deducida a partir de la cartografía, y que trunca a los materiales de la parte alta del miembro inferior de la unidad G-II. Sobre esta discontinuidad, se observan un conjunto de barras de potencia métrica o decamétrica de calizas bioclásticas con *nummulítidos* que localmente pueden ser bancos de *nummulites*. Estos están acompañados de algas rodofíceas en proporciones variables y localmente de equinidos, moluscos y foraminíferos aporcelanados. La potencia que alcanza este tramo basal es de unos 100 m.

Sobre estos materiales se observa una serie monótona de calizas bioclásticas, de potencias métricas o decamétricas separadas por pequeños niveles de margas grises. Las calizas presentan texturas de tipo "wackestone-packestone" con miliólidos, alveolinas y orbitolites. Localmente se observan pasadas con abundantes restos de moluscos o de equinodermos. La potencia de esta parte media del miembro superior es aproximadamente de unos 180 m.

La parte alta del miembro superior de la Unidad Guara-II esta formada por una alternancia de calizas bioclásticas y calcarenitas, separadas por pequeños niveles de margas grises. Las calizas presentan texturas entre "wackestone" y "packestone" con abundantes microfósiles por determinar. Las calcarenitas suelen ser de textura "grainstone" y entre abundantes microfósiles se diferencian alveolinas y fabularias. Las calcarenitas presentan abundantes laminaciones cruzadas y localmente se preservan "ripples" y estructuras "flaser".

Al Sur de la Hoja de Apiés y en localidades diversas como la cresta de Fragnet, el corte de Vadiello y el perfil de Arguis, aparecen solamente las facies reconocidas en la parte media y alta de este miembro. En otras localidades como toda la franja del sinclinal de Belsué, se observan las facies bajas de este segundo miembro de la unidad Guara-II.

La fauna de *nummulítidos* y de *alveolínidos* de esta unidad esta siendo estudiada en estos momentos por el equipo del DR. SERRA-KIEL, aunque según comunicación personal es posible su pertenencia al tránsito Luteciense medio-superior y a la parte más baja del Luteciense superior.

Desde la perspectiva del análisis de facies y ambiente sedimentario este miembro superior se caracteriza por ser una plataforma carbonatada sin cambios bruscos de pendiente (rampa) que comienza con facies de plataforma media y pasa progresivamente a una plataforma somera, finalizando con una plataforma somera de alta energía.

Desde el punto de vista de análisis secuencial, el miembro superior de la unidad Guara-II puede corresponder a un ciclo de tercer orden de carácter somerizante. Este se puede subdividir a su vez en varios ciclos menores de carácter somerizante. Cabe destacar una notable similitud entre los dos miembros de la unidad G-II, que presentan la misma tendencia secuencial.

2.3.4. Calizas de *nummulites*, areniscas y lutitas (10). Fm. Guara. Unidad G-III. Luteciense superior

La unidad más alta de la formación Guara, se caracteriza por presentar importantes acumulaciones de calizas bioclásticas con *nummulites* y bancos de estos foraminíferos. La parte más alta de la unidad presenta grandes paquetes de arenisca carbonatadas y lateralmente pueden observarse grandes bioconstrucciones algales o paquetes de calcarenitas con púas de equinodermos. El límite inferior lo constituye una superficie erosiva previa que erosiona a la unidad Guara-II y que se dispone en discordancia angular o en situación paraconforme con ella. La potencia de esta unidad varía entre los 90 m de Arguis y los 150 m de Cupierlo, presentando una notable regularidad en toda la hoja. El límite superior de esta unidad suele ser de tipo transicional a las margas grises de la Fm. Arguis. Localmente este límite puede ser neto. Esta unidad se sigue con una gran regularidad en cuanto a potencia y características de facies tanto al E en la vecina Hoja de Alquézar, como al O en las Hojas de Ayerbe y Agüero, pasando en la parte oriental de la Hoja de Agüero y en la de Uncastillo a facies calcareníticas.

La discontinuidad basal de esta unidad suele observarse con dificultad y no presenta grandes evidencias de su importancia; no se observan brechificaciones, ni estructuras de paleocorst, ni acumulaciones irregulares de materiales continentales. En el corte de Arguis se observa un pequeño nivel centimétrico de brechas de caliza micrítica. En el corte del Pico del Águila un pequeño horizonte milimétrico ferruginizado. En el de Cupierlo un nivel decimétrico de margas grises.

Sobre el nivel erosivo, se instalan con más o menos brusquedad bancos de grandes *nummulites* o facies asociadas de calizas bioclásticas con *nummulites*, algas y púas de equinodermos. Los bancos de *Nummulites*, que pertenecen al grupo de *N.perforatus*, pueden alcanzar los 10 m de potencia y el conjunto de bancos y facies asociadas presenta en Cupierlo unos 100 m de espesor o unos 50 m en Arguis.

2.3.5. Lutitas grises (11). Fm. Arguis. Luteciense superior-Bartoniense-Priaboniense inferior

La Fm. Arguis esta formada por grandes paquetes de margas grises con algunas intercalaciones de limos. En la parte O de la Hoja de Apiés y en las vecinas Hojas de Yebra de Basa, Ayerbe y Agüero la formación presenta unos 1200 m de potencia. En este punto las margas son de un contenido fosilífero muy pobre y solo se observamos esporádicamente algunos fragmentos bioclasticos de ostreidos, esponjas silíceas o restos de crustáceos decápodos. Esta asociación permite interpretar el ambiente sedimentario como una plataforma profunda (afótica).

Hacia el E se pasa progresivamente a un ambiente de facies deltaicas, en sentido amplio, denominadas como formación Belsué-Atarés. Estos materiales deltaicos presentan una geometría típica de ciclos progradantes y retrogradantes, en los cuales los cuerpos progradantes formados por grandes cuerpos arenosos pueden ser cartografiados debido a su notable continuidad lateral. En la Hoja de Apiés se observa el paso lateral a la Fm. Arguis de los niveles del 1 al 10. En esta formación, dichos niveles están representados por limos o arenas muy finas con tendencia gronocreciente y con acumulaciones de fauna a techo, más

abundantes hacia el este, en la transición a las facies deltaicas.

En la cartografía geológica se ha marcado con la letra A, a dos niveles. Estos niveles se caracterizan como paquetes de potencia decimétrica o métrica de limos con importante acumulación de glauconita. Entre ellos y las calizas de la Unidad Guara-III observamos margas grises, que en el corte de Arguis presentan faunas de foraminíferos plantónicos pertenecientes al Luteciense Superior, según CANUDO *et al.* 1988. En estas margas puede observarse esporádicamente pasos laterales a las arenas y limos de la parte superior de la unidad G-III.

Entre los niveles de glauconita, el 1 se dispone en "onlap" sobre las calizas de Guara, a favor de los anticlinales de Lusera y Pico del Águila. El nivel 2, se continúa en ambos anticlinales y simplemente presenta una condensación en las charnelas anticlinales y un engrosamiento en las áreas sinclinales, siendo ambos fenómenos de tipo sedimentario al realizarse la deposición sincrónicamente a la generación de las estructuras. Los niveles de acumulación de glauconita son frecuentes en la base de los ciclos transgresivos y han sido ampliamente citados en la base de la denominada transgresión Biarritziense, PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975.

Sobre los niveles de limos con glauconita observamos un gran paquete de margas grises, que en el sinclinal de Arguis presentan esporádicamente esponjas silíceas y restos de crustáceos decápodos. Estas margas presentan también fauna de foraminíferos plantónicos que permiten caracterizar una edad de Bartonense según Canudo *et al.* 1988. Estas margas corresponden en el sinclinal de Belsué a facies de areniscas deltaicas. Estas areniscas se disponen de modo progradante y el nivel más alto, presenta en el sinclinal de Arguis una capa de areniscas sobre la que se emplaza la localidad del mismo nombre. Esta capa de areniscas contiene todavía esponjas silíceas, acumuladas en la base de pequeños niveles erosivos.

Sobre este nivel se produce un nuevo máximo transgresivo. Este nivel está representado en la cartografía geológica con la letra "B" y adquiere un gran desarrollo en la localidad de Bentue de Rasal y en las vecinas Hojas de Yebra de Basa y Agüero. En los sinclinales de Belsué y Arguis este nivel se caracteriza por la abundancia de fósiles entre los que destacan la presencia de *briozoos*, *equinodermos*, *operculinas*, *discocyclinas*, y algunos *nummulites*. La fauna caracteriza la base del Priabonense según CANUDO *et al.* 1988, por la presencia *Nummulites striatus*, *N. incrasatus incrasatus*, *N. chavanesi*, *N. garnieri*, *N. stellatus*, y *Operculina gomezi*.

Por encima de este nivel se inicia de nuevo una progradación detrítica importante que presenta facies deltaicas en el sinclinal de Belsué y que en el sinclinal de Arguis pasa a facies prodeltaicas con margas y limos grises en la parte baja (nivel 8) y pasa verticalmente a grandes paquetes arenosos de frente deltaico (niveles 9 y 10).

En el sinclinal de Belsué la Fm. Arguis alcanza escasamente los 400 m de potencia y se reduce progresivamente hacia el E, donde pasa en parte a facies deltaicas.

Otras localidades donde se observan margas de la Fm. Arguis en el ámbito de la Hoja de Apiés es en las unidades tectónicas de la Peña del Mediodía y al O de la cresta de Matapaños. También han sido identificadas en material procedente de sondeo en el "footwall" de la ventana tectónica del Isuela, al N de la localidad de Nueno. En las tres localidades las margas presentan características análogas a la parte inferior de dicha formación, con pocas intercalaciones de limos y con ausencia de fósiles y presentando potencias de unos 500 m como máximo. En material de la ventana del Río Isuela procede de un sondeo para prospección hidrogeológica cedido amablemente por el Sr. Antonio Sarasa de la empresa CGHidro.

Las características ambientales generales de la Fm. Arguis corresponden a una plataforma margosa que pasa de E a O de condiciones fóticas (con fauna frecuente) a condiciones afóticas o profundas.

Desde el punto de vista de análisis secuencial el conjunto puede caracterizarse como formado por dos ciclos completos. La parte inferior de margas formaría parte del ciclo de la unidad Guara-III, de carácter profundizante. Los niveles con glauconita (1 y 2) indicarían la base de un nuevo ciclo que se completa con una importante progradación detrítica que se observa en la localidad de Belsué. Por tanto podría ser un ciclo de tercer orden de carácter somerizante. El segundo ciclo de la Fm. Arguis tendría por base el nivel 7, indicando una nueva transgresión y continúa con una nueva progradación detrítica que finalizaría con la colmatación definitiva de la cuenca marina.

Estos dos ciclos de gran escala son también observables en las cuencas bartonienses de Igualada y Vic, en Cataluña, Según J. SERRA-KIEL (comunicación personal). Al N del sinclínorio del Guarga, las margas de Arguis equivalen a la Fm. margas de Pamplona de PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975. La colmatación de la cuenca marina marcada por las areniscas de Liédena al N del sinclínorio del Guarga no se observa en la Hoja de Apiés, siendo estratigráficamente equivalente a la parte más alta de los materiales de la Fm. Campodarbe observados en dicha hoja.

2.3.6. Alternancia de areniscas y lutitas grises (12). Fm. Belsué-Atarés. Luteciense superior-Bartoniense-Priaboniense inferior

La Formación Belsué-Atarés en el sentido de PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975 comprende los materiales depositándose en ambientes deltaicos. Existe, según la descripción de dicho autor un paso lateral completo de la Fm. Campodarbe (fluvial) a la Fm. Belsué-Atarés (deltaico) y a la Fm. Arguis (margas de plataforma marina) en una dirección de E a O. Dicho paso lateral puede resumirse en cinco facies diferentes que enumeradas de 1 a 5 son:

1. Alternancia de margas rojas con canales de areniscas y localmente gravas o conglomerados (medio fluvial).
2. Areniscas intercaladas con margas grises con ostreas (medio de llanura deltaica).
3. Grandes paquetes de areniscas con megaestratificación cruzada (frente deltaico).
4. Alternancia de margas grises y niveles de limos o areniscas finas, que pueden localmente presentar acumulación de macroforaminíferos (prodelta).
5. Margas grises con esporádicas pasadas de limos con acumulación de fauna (plataforma marina margosa).

En sentido amplio, la Fm. Belsué-Atarés abarcaría a los términos 2,3 y 4 de la descripción anterior.

La distribución espacial de la Fm. Belsué-Atarés es irregular. Los mayores espesores se alcanzan en el sinclinal del Sescún, donde alcanza los 1300 m de potencia. En el sinclinal de Belsué alcanza los 500 m y en el sinclinal de Arguis unos 300 m. Otras localidades donde se reconocen materiales de la Fm. Belsué-Atarés se encuentran involucradas en las estructuras frontales de las Sierras Exteriores y pertenecen a las unidades estructurales de La Fabana y la de Montidiniera.

Como característica principal a gran escala destaca la alternancia de capas de arenisca y tramos de margas y limos. Las capas arenosas presentan una gran continuidad lateral y pueden ser cartografiadas representando los niveles más característicos. Estos niveles pueden seguirse en los materiales fluviales de la Fm. Campodarbe y la parte más proximal de las margas de Arguis, permitiendo una descripción detallada del conjunto.

Las características internas de cada nivel, así como las relaciones geométricas con los restantes, nos indican las diferentes tendencias progradantes, agradantes o retrogradantes en los aparatos detríticos. Los cambios de potencia y de facies de los distintos niveles y su disposición con respecto a las estructuras de eje N-S (pliegues) nos demuestra que estos materiales se han depositado sincrónicamente con el emplazamiento de las mismas y que permiten describir su evolución.

Las diferentes tendencias geométricas permiten dividir el conjunto de los materiales en tres ciclos que describiremos a continuación.

A. La parte más baja de las Margas de Arguis, descrita en el apartado anterior, y sus equivalentes en la Fm. Belsué-Atarés, forman parte en realidad del ciclo superior de las calizas de Guara (unidad G-III). Los equivalentes en facies deltaicas de estos materiales se localizan únicamente en el sinclinal de Sescún, al N de Cupierlo, y en la unidad de la Fabana. Están formadas por alternancias de areniscas y margas en niveles métricos y con fauna de *nummulíticos*, moluscos y equinodermos acumulada en los niveles arenosos. Las facies son características de prodelta y frente deltaico.

B. Los niveles 1 y 2 constituyen la base del siguiente ciclo. Este, incluye todos los niveles descritos hasta el nº 6, y caracteriza un ciclo de progradación de materiales continentales y deltaicos.

Como ya hemos indicado en el apartado anterior, los niveles nº 1 y 2 presentan acumulaciones de glauconita e indican la base de un máximo transgresivo. Los equivalentes deltaicos de los niveles 1 y 2 se localizan en el sinclinal del Sescún y al N de Cupierlo, y sus equivalentes continentales en las proximidades de Nasarre (Hoja de Alquézar). La transición de las facies deltaicas a las de plataforma marina no puede ser observada, por estar cortada por la discordancia angular del anticlinal de Lusera.

Los niveles del 3 al 6 indican una progradación detrítica importante, formada por varios ciclos de orden menor. Para el nivel nº 3 las facies de llanura deltaica se localizan al N de Cupierlo, mientras que las facies de frente deltaico y prodelta se localizan en el sinclinal del Sescún. El nivel más alto de este ciclo presenta su máximo de progradación localizado al O del anticlinal de Lusera, con areniscas finas bioturbadas con nummulíticos, moluscos y equinodermos. Los niveles nº 4,5 y 6 presentan un importante episodio de aporte terrígeno, en el cual el sistema deltaico experimenta una progradación espectacular, dando origen a las grandes capas de areniscas sobre las cuales se localizan las localidades de Santa María de Belsué y Belsué. Los niveles numerados corresponden en realidad a los máximos progradantes de tres ciclos menores (probablemente de cuarto orden). Los nº 4 y 5 presentan las facies de llanura deltaica al N de Cupierlo y facies de frente deltaico en los sinclinales de Sescún y Belsué.

El nivel nº4 progresa al O del anticlinal de Lusera, donde la localidad de Santa María de Belsué se emplaza en el tránsito frente deltaico-prodelta. En el nivel nº 5 debemos destacar la gran extensión de las facies de frente deltaico. Estas presentan una secuencia grano y

estratocreciente de limos a areniscas finas y medias, con alguna pasada esporádica de gravas. A techo de los pequeños ciclos internos se observan acumulaciones de fósiles que localmente pueden constituir niveles carbonatados. En el sinclinal del Sescún y en las proximidades del antiguo mesón del mismo nombre, se puede observar la presencia de tres o cuatro niveles carbonatados. Estos presentan abundante fauna de alveolinas, entre las que destaca la presencia de *A. fusiformis* y *A. elongata*, característica del Bartonense. En la parte oriental del sinclinal de Belsué, el nivel nº 5 presenta abundantes estructuras sedimentarias con sigmoides y superficies con "ripples" que indican paleocorrientes al N. A techo de los pequeños ciclos internos se observan acumulaciones de fauna con *Nummulites*, *Discocyclusina*, fragmentos de moluscos entre los que destacan los *pectínidos*, *bryozoos* y placas de *equinodermos*. Más al este, y en las proximidades de la localidad de Belsué, este nivel presenta un paquete compacto de arenas finas bioturbadas y con restos dispersos y escasos de bioclastos. El techo de este nivel se puede seguir más al O sobre el anticlinal del Pico del Águila y en la parte oriental del sinclinal de Arguis donde pasa lateralmente a facies de plataforma.

El nivel nº 6 indica el máximo de progradación del conjunto descrito como ciclo B. Este máximo de progradación es observable tanto en las facies fluviales, como en las deltaicas. En el Sinclinal del Sescún, y al S de Nocito se puede observar un importante entrada de materiales fluviales pertenecientes a este nivel. Las facies de llanura deltaica se localizan en los flancos del anticlinal de Lusera y las facies de frente deltaico en la parte central del sinclinal de Belsué y en anticlinal del Pico del Águila. En los alrededores de la localidad de Arguis pasa lateralmente a facies de plataforma marina. En los alrededores de la localidad de Belsué, este nivel presenta una secuencia grano y estratocreciente, con estructuras sedimentarias (grandes "ripples" y sigmoides) que indican direcciones de aporte hacia el NO y N. Se observan acumulaciones de fauna con *nummulites* (*N. perforatus*), *discocyclusina*, *ostreidos*, *pectínidos* y restos de *equinodermos*.

Desde el punto de vista del análisis secuencial, podemos considerar a este ciclo B, como un ciclo de tercer orden, con carácter somerizante y progradante. El modelo se asemeja a un prisma de alto nivel (H.S.T.) en el sentido de VAIL *et al.* 1977.

La correlación de estos materiales al N del sinclinorio del Guarga puede corresponder a las Areniscas de Sabiánigo, descritas por PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975. Datos procedentes de CANUDO *et al.* 1988 y de CANUDO y MOLINA 1989 indican que ambos materiales presentan fauna que indica una edad de Bartonense medio.

La relación geométrica que guarda los niveles de este ciclo con las estructuras (anticlinales) de Lusera y Pico del Águila indican una sedimentación realizada de modo sincrónico con los primeros estadios de génesis de los anticlinales. Las diferentes capas y niveles reducen progresivamente su potencia en las charnelas de los pliegues sin que se lleguen a producir truncaciones. Los anticlinales en este estadio se comportan como umbrales "relativos", en el sentido que nunca llegan a constituir una barrera a la sedimentación y que no condicionan la morfología del fondo marino. Únicamente para el nivel nº 1 esta situación es diferente puesto que en ambos anticlinales realiza un "onlap" geométrico sobre las calizas de Guara.

C. Los niveles de 7 al 12 se pueden agrupar en un nuevo ciclo de progradación. La base del mismo lo constituyen los materiales agrupados como nivel nº7 y que corresponden a un máximo transgresivo en el conjunto de las Fm.Arguis, Belsué-Atarés y Campodarbe. El techo de la misma esta representado por facies transicionales en las vecinas Hojas de Agüero

y Uncastillo. Como característica principal podemos destacar la gran barra de areniscas en facies de frente deltaico a la que dan lugar los niveles 9 y 10 en el sinclinal de Arguis.

El nivel numerado como 7 corresponde en sus facies de plataforma a la capa sobre la que se emplaza la localidad de Bentue de Rasal y que ha sido descrita en el apartado de la Fm. Arguis (representado como "B" en la cartografía). Este nivel con abundante fauna se continúa en el sinclinal de Belsué constituyendo un momento de retrogradación de las facies deltaicas. Dichas facies deltaicas retrogradan a su vez sobre las facies fluviales en el sinclinal de Sescún y al N de Cupierlo (como puede observarse en la cartografía). Así pues, para el nivel nº7, las facies de llanura deltaica se localizan en la parte más oriental de la Hoja de Apiés y el paso a facies de frente deltaico se observa en las proximidades del anticlinal de Lusera. En este punto, el nivel nº 7 amalgama a un conjunto de dos o tres ciclos de orden menor y se deposita sobre una superficie erosiva previa que trunca a todos los materiales deltaicos de los ciclos anteriores y parte de las calizas de Guara. En la charnela del anticlinal de Lusera este nivel presenta una gran capa de areniscas medias y gruesas, de 50 m de potencia; con abundantes cicatrices erosivas en su interior (trough), bioclastos dispersos y localmente grandes "ripples" que indican direcciones de aporte hacia el O y NO.

Esta capa se divide hacia el E en varios paquetes (tres o cuatro ciclos de orden menor) que presentan facies de frente deltaico con paleocorrientes que indican dirección de aporte hacia el O y NO.

El nivel nº 8 presenta una distribución de las facies deltaicas claramente progradante sobre el nivel anterior. Las facies de llanura deltaica se localizan sobre el anticlinal de Lusera, reconociéndose las facies de frente deltaico al N de la localidad de Belsué y las de prodelta en la charnela del anticlinal del pico del Águila.

Los niveles nº 9 y 10 presentan una tendencia progradante muy acusada con respecto a los anteriores. Las facies de llanura deltaica se localizan en el flanco E del anticlinal del Pico del Águila y se caracterizan por paquetes arenosos con cicatrices erosivas de tipo "trough" y con estructuras de carga ("load cast") en la base. Las facies de frente deltaico dan lugar a un importante acumulación de areniscas de grano medio y fino localizada al N de la localidad de Arguis (con grandes laminaciones cruzadas de gran escala y bajo ángulo). Las facies prodeltaicas se localizan en los flancos del anticlinal de monte Peiró, en las vecinas Hojas de Yebra de Basa y Agüero.

Los niveles nº 11 y 12 presentan facies fluviales en todo el ámbito de la Hoja de Apiés y pasan lateralmente a facies deltaicas en la Hoja de Agüero. El nivel nº 12, corresponde lateralmente a las facies transicionales que tanto PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975, como MONTES, J.M. 1992, denominan como el último nivel que pasa a marino. Estos mismos autores correlacionan este nivel al N del sinclinatorio del Guarga con la Fm. Areniscas de Liédena. El nivel nº 12 se ha indicado en el mapa geológico con la letra "C".

Desde el punto de vista del análisis secuencial, podemos considerar la parte superior de la formación Belsué-Atarés (ciclo "C") como un ciclo de tercer orden de carácter somerizante y progradante. Al igual que el ciclo anterior, este puede ser considerado como análogo a un prisma de alto nivel (H.S.T.) en el sentido de VAIL *et al.* 1977. La base de este ciclo presenta carácter transgresivo en todo el ámbito de la Hoja de Apiés, aunque de modo local y condicionado por la tectónica, se observa una discordancia erosiva basal (anticlinal de Lusera).

Al N del sinclinatorio del Guarga, los materiales de este ciclo superior se correlacionan con la Fm. margas de Pamplona de acuerdo con los datos de CANUDO *et al.* 1988 y CANUDO y MOLINA 1991. Como ya hemos comentado, la parte más alta de este ciclo correspondería a las Areniscas de Liédena, que implican una colmatación de la cuenca marina y el inicio de la fase de cuenca endorreica Según PUIGDEFÁBREGAS, C. 1988.

La relación geometría de los diferentes niveles del ciclo "C" con respecto a los anticlinales nos indica relaciones tectónica sedimentación interesantes. El sinclinal de Lusera solamente pliega y de modo muy ligero a los materiales más bajos de este ciclo, de modo que los niveles del nº 9 en adelante no están deformados. Por tanto durante la deposición de este ciclo el anticlinal de Lusera queda definitivamente emplazado. En cambio, los anticlinales del Pico del Águila y monte Peiró siguen creciendo lentamente y provocando diferencias de potencia considerables en los distintos niveles. Al igual que en los materiales del ciclo anterior, no se observan truncaciones y no se observan evidencias que la charnela de dichos anticlinales actuara jamás ni de barrera ni de modificador de la geometría del fondo marino.

Mención especial merecen en este punto los afloramientos de materiales de la Fm. Belsué-Atarés localizados en las unidades estructurales de la Fueba y del barranco Las Valles. Los sedimentos deltaicos observados en estas localidades presentan facies de llanura deltaica y frente deltaico, con abundante fauna de *nummulítidos*, *ostreidos*, *pectínidos* y restos de *equinodermos*, en la parte baja. Su atribución a alguno de los ciclos anteriormente descritos es problemática: la aparente continuidad de sedimentación y el paso gradual desde el techo de las calizas de Guara, en la unidad de la Fabana, parece sugerir que se trata de materiales del ciclo "B"; en cambio la continuidad de las facies deltaicas de dicha unidad y su paso progresivo a facies fluviales (Fm. Campodarbe) parece indicar que podrían estar representados también materiales del ciclo "C". La escasez de afloramientos debido a la vegetación abundante de esta zona no permite precisar esta cuestión.

2.3.7. Lutitas rojas y canales de areniscas (13). Fm. Campodarbe-I. Bartonense-Priabonense inferior

La formación campodarbe fue definida por PUIGDEFÁBREGAS, C. 1975 y comprende en sentido amplio todos los sedimentos fluviales presentes en el área geográfica del sinclinatorio del Guarga. En la Hoja de Apiés afloran solamente los materiales más bajos (estratigráficamente) de este conjunto y en concreto los que dicho autor atribuye a la llamada facies Viban. Recientemente, MONTES, M.J. 1992, estructura los materiales fluviales y aluviales del sinclinatorio del guarga en un conjunto de complejos sedimentarios subdivididos en sistemas deposicionales. Los materiales fluviales que afloran en la Hoja de Apiés corresponden a los complejos sedimentarios del Valle del Ara-Sabiñanigo y de Campodarbe de dicho autor. Haremos referencia a los sistemas deposicionales en concreto a lo largo del texto.

Los materiales que componen la Fm. Campodarbe en la Hoja de Apiés se caracterizan por una alternancia de lutitas rojas con canales de areniscas. Los canales suelen presentar bases erosivas poco acusadas y techos prácticamente planos. Sus dimensiones laterales suelen ser importantes (centenares de metros) y la potencia de cada es de orden métrico o decamétrico. Existen numerosos ejemplos de amalgamación de canales y de acreción lateral de los mismos. Las estructuras internas de los canales presentan cicatrices erosivas cruzadas o de tipo "trough" o laminaciones cruzadas de pequeña escala y gran ángulo. Las bases erosivas con depósitos tipo "lag" de grava y cantos blandos son muy frecuentes. Entre los canales

se puede observar arcillas rojas, con esporádicas pasadas de arcillas grises y con pequeñas capas de arenas finas o medias correspondientes a facies de inundación y desbordamiento. Es destacable la ausencia de niveles carbonatados lacustres. Algunas estructuras frecuentes en las facies de desbordamiento y en los techos de los canales son la presencia de "ripples" y "megaripples" que suelen presentar direcciones de aporte hacia el NO. Las bases erosivas de los canales presentan localmente surcos ("scurs") con direcciones NO y N. Las características generales permiten proponer para el conjunto de materiales de la Fm. Campodarbe de la Hoja de Apiés, un ambiente de llanura fluvial con un sistema mixto de ríos meandriformes y trenzados ("braided").

Como caracter de gran escala más destacable, podemos describir la disposición espacial de los canales formando niveles de acumulación. Estos niveles de máxima densidad de canales pueden ser cartografiados y correlacionados con los diferentes niveles deltaicos, como ya se ha indicado en apartados anteriores. El seguimiento lateral de estos niveles de canales ha sido realizado en las vecinas Hojas de Alquézar, Boltaña y Yebra de Basa por MONTES, M.J. 1992 y por al mismo autor en las cartografía geológicas de la serie magna que se están realizando actualmente. Este cartografía, permite proponer una correlación detallada entre los materiales deltaicos y sus equivalentes laterales en las facies fluviales y de abanicos aluviales del sinclitorio del Guarga.

Los niveles inferiores de materiales deltaicos, que incluyen los niveles del nº1 al 5, presentan sus equivalentes fluviales en los alrededores de Nasarre, en la Hoja de Alquézar. Para este conjunto debemos destacar en caracter agradante del conjunto.

El nivel nº 6 se caracteriza por presentar una progradación importante del conjunto. En el área del sinclinal del Sescún y al N de Cupierlo, el nivel nº 6 es en realidad una cuña de materiales fluviales rojos entre materiales deltaicos. Al S de la localidad de Nocito, presenta una potencia de aproximadamente 40 m. El mismo nivel caracteriza el máximo progradante (regresivo) del denominado ciclo "B" de los materiales deltaicos, localizándose bajo las localidades de Belsué y Arguis. La correlación con los restantes materiales del sinclitorio del Guarga y de acuerdo con MONTES, M.J. 1992 indica que el techo del nivel nº 6 se corresponde con el nivel nº -1 de dicho autor. Este corresponde al techo de las areniscas de Sabiñanigo y es el límite entre los sistemas deposicionales de Liguerre y Casas de Aguilar.

El nivel nº 7 presenta facies fluviales solamente al S de Used en la Hoja de Apiés, correspondiéndose a un momento transgresivo, en el cual las facies fluviales retroceden (retrogradación) con respecto al nivel anterior.. La correlación al E de la parte superior de este nivel corresponde según MONTES, M.J. 1992 a la discordancia superior de la Fm. Campodarbe sobre el anticlinal de Boltaña. Este límite (línea 0) diferencia, según dicho autor, los sistemas deposicionales de Casas de Águilas y Santa Orosia.

Los niveles nº 8, 9 y siguientes indican una clara progradación de materiales fluviales y deltaicos. Para el nivel nº 8 las facies fluviales sobrepasan el anticlinal de Lusera y cambian lateralmente a facies deltaicas al N de la localidad de Santa María de Belsué. El nivel nº 9 presenta facies continentales hasta el flanco E del anticlinal del Pico del Águila y corresponde a un importante episodio progradante. Su principal característica litológica es la presencia de abundantes acumulaciones de grava y localmente conglomerado. Los cantos son fundamentalmente de materiales paleozoicos, con cuarzo, lilitas, materiales metamórficos, areniscas y fragmentos de brechas rojas (probablemente del Permo-Triásico pirenaico). La correlación de este nivel

al E y NE puede corresponder al nivel denominado como "2" por MONTES, M.J. 1992 y que limita a los sistemas deposicionales de Bailin y Laguarda-Guilué.

Los niveles nº 10 y 11 continúan la tendencia progradante general de los materiales fluviales y deltaicos. El nivel nº 10 presenta facies fluviales que sobrepasan el anticlinal del Pico del Águila y el nivel nº 11 presenta las mismas facies en todo el ámbito de la Hoja de Apiés, pasando a facies deltaicas en el área del anticlinal de Monte Peiró.

El nivel nº 12 presenta como característica principal una nueva entrada de materiales conglomeráticos. Su composición litológica es análoga a la descrita anteriormente para el nivel nº 9, con predominancia de cantos de materiales paleozoicos. La correlación con los restantes materiales del sinclinorio del Guarga, realizada por MONTES, M.J. 1992 (nivel nº 3 de este autor) indica que este nivel se corresponde con el límite entre los sistemas deposicionales de Laguarda y Cancias. Este límite se sitúa en la base de los conglomerados de Cancias que originan una importante entrada de materiales detríticos groseros en la Fm. Campodarbe.

Por encima del nivel nº 12 y mayoritariamente fuera de la Hoja de Apiés, se sitúa un nuevo nivel de entrada de detríticos conglomeráticos que MONTES, M.J. 1992 denomina como "4" y que se corresponde con los últimos materiales continentales con equivalente marino en el sinclinorio del Guarga. Este nivel se localiza en la Hoja de Apiés en un pequeño afloramiento junto al límite con la Hoja de Yebra de Basa al NO de la localidad de Nocito. Dicho nivel, y según el mismo autor, corresponde al límite entre los sistemas deposicionales de Cancias y Guarga.

En lo referente a las edades hemos mencionado ya que el nivel nº 7 corresponde al límite Bartonense Priabonense, según CANUDO *et al.* 1988. El límite Priabonense Estampiense (Oligoceno), basado en carófitas y según los mismos autores, se sitúa fuera del ámbito de la Hoja de Apiés.

Otras localidades de las Sierras Exteriores donde se observan materiales de la Fm. Campodarbe se localizan en las unidades estructurales de La Fueva y La Fabana. En ambas, los materiales de facies fluviales presentan una alternancia de margas rojas con canales laxos de areniscas finas y medias. Localmente pueden presentar pasadas de grava con clastos de materiales paleozoicos. Las pasadas de gravas suelen localizarse en la base de las superficies erosivas ("lags"), que presentan estructuras tipo "trough".

La litología y las facies son, por tanto, análogas a los de las facies fluviales del sinclinal del Sescún o al N de Cupierlo. Lamentablemente no disponemos de ningún criterio para su atribución cronoestratigráfica ni para su correlación con los distintos niveles descritos en la parte septentrional de la Hoja de Apiés. En la unidad de la Fabana, no obstante, los materiales fluviales están en aparente continuidad con los materiales infrayacentes de la formación Belsué-Atarés. El contacto entre facies deltaicas y fluviales es cartografiado por ALMERA Y RÍOS, 1952 como un contacto discordante, pero este dato no ha podido ser confirmado sobre el terreno. Los materiales fluviales de la Unidad de la Fueva, se disponen en cambio, sobre una superficie erosiva previa que trunca a las calizas de Guara. Ello implica que en esta unidad existe un hiato erosivo que comprende a parte de las calizas y a las facies deltaicas (Unidad Guara-III y Fm. Belsué-Atarés).

La presencia de cantos de procedencia mayoritariamente paleozoica nos induce a considerar estos materiales de edad Priabonense. El razonamiento se basa en que en el sinclinorio del

Guarga, a partir del nivel nº 4 de MONTES, M.J., 1992 tenemos una entrada importante de cantos de materiales de Sierras Exteriores (Triásico, Cretácico Superior y Eoceno). Los niveles inferiores a este presentan cantos de materiales paleozoicos y corresponden al Priaboniense. La ausencia de clastos de materiales de Sierras Exteriores en estos depósitos fluviales nos permite proponer su correlación antes mencionada.

2.3.8. lutitas rojas, canales de areniscas y brechas (14). Fm. Campodarbe-II. Oligoceno inferior

Esta unidad litológica se localiza únicamente al S de Cupierlo y dentro de la unidad estructural de la Fueva. Esta formada por los materiales continentales de facies fluviales y de abanico aluvial estratigráficamente más altos de dicha unidad. Se pueden reconocer en la pista forestal que va desde la casa de la Fueva a la ermita de la Virgen de Arraro, en la cabecera del barranco de Faganetas, afluente del río Formiga.

Las características litológicas son: alternancia de arcillas rojas con canales laxos de areniscas finas o medias, con estructuras tipo "trough"; y con capas de brechas con grandes clastos irregulares y angulosos de calizas de las Sierras. Los canales de areniscas presentan facies análogas a las descritas para la parte inferior de la serie y corresponden a facies fluviales. Los paquetes de brechas están formados por flujos masivos, con poca arcilla en la matriz y con cicatrices erosivas internas, depositadas en un ambiente de abanico aluvial proximal o medio. Estos abanicos pertenecen probablemente a pequeños conos de deyección que se interdigitan con las facies fluviales.

La base de esta unidad presenta una discordancia angular con respecto a los materiales fluviales inferiores. Esta discordancia esta deducida de la cartografía y no ha podido ser observada directamente sobre el terreno. Se le ha atribuido una edad de Oligoceno por comparación con los materiales del sinclinorio del Guarga. Como hemos citado en el apartado anterior, es a partir del límite entre los sistemas deposicionales de Cancias y Guarga de MONTES, M.J. 1992 donde se produce la entrada importante de clastos de procedencia de Sierras Exteriores. A partir del límite del siguiente sistema deposicional (S.D. de Lasaosa) las paleocorrientes de los materiales fluviales cambian de orientación, indicando direcciones de aporte hacia el O. Este sistema deposicional es de edad Estampiense según datos de CANUDO *et al.* 1988, y HOGAN 1991. La falta de datos bioestratigráficos en estos materiales de la unidad de la Fueva no nos permite confirmar esta atribución cronoestratigráfica.

Citemos finalmente que ni ALMERA Y RÍOS, 1952 ni PUIGDEFÁBREGAS 1975 diferencian estos materiales del resto de fluviales de la misma unidad y que MC.ELROY 19 , si lo hace, situando también una discordancia erosiva en la base de los mismos.

2.4. MIOCENO CONTINENTAL

Estas rocas han sido incluidas en la Fm. de Sariñena de QUIRANTES (1969) definida en la Depresión del Ebro o la Fm. de Uncastillo de SOLER y PUIGDEFÁBREGAS (1970). Se diferencian cuerpos conglomeráticos de extensión km adosados al margen meridional de las Sierras Exteriores y cuyas facies distales se interdigitan con las facies fluviales del sistema de Huesca.

Las potencias máximas observables llegan a 700 metros.

2.4.1. Abanicos aluviales.

La distribución local y la estructura radial de las facies ha sido puesta de manifiesto por varios autores en la Hoja de Apiés, que consideran como abanicos aluviales, Puigdefábregas (1975)

y HIRST (1984). Esta disposición local esta condicionada por la disposición de las estructuras en el frente de las Sierras.

Las paleocorrientes con estructura radial en los abanicos aluviales pasan en el sistema fluvial a tener direcciones hacia el O, O NO en las zonas de interdigitación y varían entre el O y el S en las facies fluviales.

2.4.1.1 Conglomerados (15). Oligoceno superior-Ageniense

Esta formada por conglomerados, aunque contienen horizontes con niveles arenosos lenticulares y algunas lutitas. Son depósitos de conglomerados están soportados por clastos y en menor medida por matriz arenosa de grano grueso. Los clastos muestran litologías predominantemente de calizas mesozoicas y terciarias procedentes de las Sierras que llegan a ser el 90% y con tamaños de 20-30 cm de diámetro. En menor número contienen cantos de escasos cm de chert, aunque en el abanico de Vadiello son muy abundantes y llegan a tener tamaños mayores. Los clastos son subredondeados a subangulosos.

Dependiendo de la cuenca de captación los abanicos muestran una variabilidad en la litología de los clastos. Así, los conglomerados de Sta. Cilia como la mayoría tienen una componente carbonática. El abanico de Vadiello muestra una mayor cantidad de cantos de chert, llegando algunos a 5 cm de diámetro, clastos derivados de la Fm. Bellusé y Campodarbe (Sinclinal de Lusera-Nocito), como ya argumentó HIRST. El abanico de Nueno contiene gran cantidad de cantos de yesos triásicos tal y como indicaba Puigdefábregas (!/%), cantos que se encuentran hacia el E y O donde los abanicos se encuentran cercanos a los afloramientos triásicos.

Las capas son de escala decimétrica a métrica. con extensión lateral hectométrica. Su estructura es masiva, aunque se observan imbricaciones, que son interpretadas por HIRST como barras desarrolladas en cursos de tipo "braided".

Los cuerpos de arenas gruesas contienen cantos de 2-3 cm y se observa estratificación cruzada o horizontal y superficies de acreción. Son cuerpos laxos de base plana y extensión lateral hectométrica.

Dentro de esta unidad también se han incluido depósitos basales de brechas carbonáticas, donde se han observado niveles de suelos y "debris flows". Se han observado relleno de estas brechas de fisuras carsticas desarrolladas en las calizas.

2.4.1.2 Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (16). Oligoceno superior-Ageniense

Distalmente la unidad esta compuesta por arenas gruesas intercaladas entre facies de grano más fino y lutitas, sobre todo en ciclos granodecrecientes. Las arenas muestran gran cantidad de granos de carbonato y granos de cuarzo. Muchos de los componentes proceden de las calizas sobre las que se disponen. Presentan desarrolladas estratificación cruzada laxa y distalmente muestran un adelgazamiento de los ciclos con una progresiva mayor cantidad de las lutitas con capas de arenas de escala cm a dm. En estas facies se encuentran algunos niveles de calizas de pocos cm, mayor desarrollo de suelos y niveles con yeso, sobre todo como eflorescencias y rellenando venas.

2.4.2. Sistema fluvial.

Los depósitos fluviales forman parte de la zona media y distal del sistema de Huesca de HIRST (1984). En la presente cartografía han sido divididos en tres unidades litoestratigráficas.

cas que se interdigitan con la parte inferior de los sistemas aluviales aflorantes. Las arenas de estas unidades están mejor seleccionadas y menos cementadas que las arenas de los abanico aluviales. Otro criterio utilizado por HIRST y NICHOLS (1986), es la presencia de mica biotita cloritizada.

2.4.3. Lutitas ocre con paleocanales de areniscas y localmente conglomerados (17). Oligoceno superior-Ageniense

En el área más suroriental de la hoja se encuentran cuerpos canaliformes de arenas, normalmente de espesor métrico, 3-10 m. Se disponen individualizados en las zonas de interdigitación con los abanicos, mientras hacia el sur, se distribuyen en niveles de amalgamación de canales. Están formados por arenas de grano medio a grueso, mejor seleccionadas y menos cementadas que las arenas de los abanico aluviales. Los granos son de cuarzo y feldespato, angulares a subredondeados. Los canales muestran desarrollo de laminación cruzada en surco, de escala decimétrica y acreción lateral compleja.

Estos canales alternan con capas más tabulares y laxas de areniscas, facies de desbordamiento y lutitas de colores ocre y amarillos.

2.4.4. Lutitas y paleocanales de areniscas (18). Oligoceno superior-Ageniense

Hacia el oeste la unidad anterior muestra una menor proporción de cuerpos canalizados aislados entre lutitas. Estos cuerpos tienen extensión lateral hectométrica y potencias de 2-5 m. Pueden presentar migración lateral con superficies de acreción lateral normalmente mal desarrolladas y estructuras point-bar ya descritas por HIRST (1984). Los tramos de grano fino contienen lutitas y capas métricas tabulares con mayor extensión lateral de arenas de grano fino, limos, con laminación horizontal y ripples, muy bioturbada, resultado de flujos sin confinar. Contienen algún nivel centimétrico de caliza con gasterópodos con escasas continuidad lateral. También se observan canales con desarrollo de barras y relleno vertical.

Estos depósitos fueron depositados cursos fluviales sinuosidales con migración lateral y cursos de tipo "braided".

2.4.5. Lutitas rojas y areniscas (19). Oligoceno superior-Ageniense

La unidad más distal muestra un predominio de las arcillas y limos versicolores, con algún horizonte de nódulo de yeso de 1 cm de diámetro. Presenta intercaladas capas tabulares de areniscas con espesor decimétrico y generalmente granoclasificación positiva. Corresponde a la "zona lacustre" de HIRST y NICHOLS.

Estos materiales se disponen por encima del nivel de Sta. Cilia, asignado al Ageniense, LOPEZ-Lámina *et al.* (1987), Zona MN1 de Mein. Esta fauna es colcado en un intervalo entre el Oligoceno terminal y el Mioceno basal marino, aunque AGUSTÍ *et al.* (1987) la incluyen en el Aquitaniense.

Materiales equivalentes a los de la unidad c contienen faunas en la Hoja vecina de Ayerbe del mismo intervalo, CRUSAFONT y PONS (1969), CUENCA *et al.* (1992). Por tanto los materiales aflorantes deben haberse depositado durante el tramo más alto del Oligoceno el tramo basal del Mioceno.

Los conglomerados situados por encima no existe ninguna datación.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Conglomerados cementados, brechas y lutitas. Terrazas altas (20)

Esta unidad agrupa los depósitos más antiguos cartografiados. Sus potencias varían entre 2 y 8 metros.

Se diferencian brechas formadas por bloques angulosos sobre todo de depósitos miocenos y con cantos subredondeados de calizas. Son depósitos caóticos homogéneos con algún nivel bien seleccionado, intercalados entre tramos de lutitas y canales de escasa potencia y continuidad lateral métrica, base muy irregular y depósitos de flujos en masa. Las lutitas se encuentran como intercalaciones de pequeña extensión lateral. Lateralmente el depósito es claramente conglomerático. Los cantos de 10-30 cm de diámetro, subredondeados, dominando las litologías de las calizas de las Sierras, cantos más subordinados de areniscas, tanto oligocenas como miocenas y cantos de cuarzo y chert. Muestran una estructura masiva normalmente, aunque se observa laminación horizontal, imbricaciones y barras que llegan a tener dimensiones métricas. La matriz arenosa está cementada por calcita. En algunos casos están desarrollados encostramientos sobre todo hacia techo.

2.5.2. Conglomerados y lutitas. Terrazas encajadas, glacis degradado, aluvial-coluvial (21)

Agrupa una gran variedad de depósitos más modernos que los anteriores. Los conglomerados se encuentran en terrazas de menor potencia, 2-3 m. Presentan en el nivel más alto cementación, sobre todo patente hacia el techo. Relacionadas con estos niveles se encuentran depósitos de ladera y de glacis. Lutitas y limos con niveles de cantos intercalados.

2.5.3. Conglomerados, arenas y lutitas. Canchales, derrubios, terrazas, glacis, aluvial -coluvial (22)

Agrupamos en esta unidad, las terrazas más modernas y subactuales. Tienen espesores entre 2-6 m, formadas por conglomerados con cantos de 6-20 cm de diámetro. Depósitos de conglomerados con una mayor cantidad de matriz lutítica y una mayor pendiente y cuerpos con estructura masiva y cantos de caliza y areniscas, subangulosos a subredondeados. Sedimentos aluviales y coluviales formados por limos y arcillas, con algún nivel de arena y gravas, subangulosas a subredondeadas con espesores de 1-2 metros.

2.5.4 Conglomerados, arenas y lutitas. Terrazas bajas y fondo de valle (23)

Se han agrupado en esta unidad los niveles más bajos de depósitos fluviales. Son de pequeña extensión y están situados a menos de +10 m del cauce actual. En el caso del Isuela se encuentran dos niveles, el más alto conectado localmente con acumulaciones de ladera. Estos niveles son estudiados por GUTIÉRREZ VIDAL que los asocia a un recrudescimiento del clima, con descenso de la temperatura durante el Holoceno.

En los otros cursos estos depósitos se sitúan limitados a las curvas del río. También se han incluido las barras y depósitos subactuales. Aguas arriba de los cursos, en los barrancos y afluentes, los depósitos aluviales junto con acumulaciones de ladera han sido cartografiados como depósitos de fondo de valle.

3. TECTÓNICA.

3.1. INTRODUCCIÓN.

La Hoja de Apiés se sitúa en la parte central de las denominadas Sierras Marginales Aragonesas, POCOVI, 1979, o también Sierras Exteriores, TEIXELL, 1992, puede observarse como dichas sierras se sitúan en el frente de la Unidad Surpirenaica, considerada como prolongación de del manto de Gavarnie, SEGURET, 1970, 1972; GARRIDO Y RÍOS, 1972; PUIGDEFÁBREGAS, 1975; POCOVI, 1979.

En el marco del contexto estructural de los Pirineos, y basandose en Muñoz, 1992, así como en los trabajos del grupo ECORS, la situación estructural de las Sierras Exteriores es análoga a la de las Sierras Marginales Catalanas. Según el mismo autor, el emplazamiento de las Sierras Marginales se realizaría desde el Luteciense hasta el Oligoceno superior-Mioceno. Esta última fase coincide con el emplazamiento en la zona axial de las láminas cabalgantes que conforman el apilamiento antiformal (“Antiformal stack”) de la zona de las Nogueras.

Diferentes autores proponen cortes estructurales del Pirineo en la zona estudiada, y que comprenden de N a S la Zona Axial, Las Sierras Interiores Aragonesas, Cuenca turbidítica de Jaca, Sinclinorio del Guarga y Sierras Exteriores. Entre ellos debemos destacar los trabajos de LABAUME y SEGURET, 1985; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985 y TEIXELL, 1992. Dichos autores coinciden en interpretar el frente de las Sierras Exteriores como una gran rampa de bloque superior, que cabalga a los materiales de la cuenca del Ebro. Basandose en este modelo básico, ORI y FRIEND, 1984 proponen a los materiales del sinclinorio del Guarga como un ejemplo de cuenca de “pyggy back”, que se deposita sobre una lámina cabalgante despegada a nivel de los materiales triásicos. La estructura frontal de las Sierras Exteriores puede localmente, presentar complicaciones, como sucede en la zona occidental, donde la estructura en el corte del río Gállego o las zonas de Santo Domingo, y San Felices, SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970; POCÁVÍ, 1990; MILLÁN *et al.* 1992. En el sector oriental de las Sierras Exteriores la estructura presenta también peculiaridades importantes, descritas por, MARTÍNEZ PEÑA y POCOVI, 1988; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* 1991; GARCÍA SENZ y ZAMORANO, 1991; MARTÍNEZ PEÑA *et al.* 1992 y SENZ y ZAMORANO, 1992. En este sector el frente de Sierras se caracteriza por desarrollar un pliegue despegado (“detachment fold”) a nivel de los Yesos de Barbastro.

Para el área comprendida en la Hoja de Apiés, diferentes autores aceptan la idea de un frente montañoso que mediante una gran rampa de bloque superior cabalga a los materiales oligo-Miocenos de la Depresión del Ebro, HIRST y NICHOLS, 1986; NICHOLS, 1987; DE PAOR y ANASTASIO, 1987 y FRIEND y Mc Elroy, 1989.

3.2. MANTOS Y PLIEGUES.

Los pioneros de la geología, en las Sierras Exteriores Oscences destacan de inmediato la espectacularidad de sus estructuras y la complejidad de las relaciones entre ellas. Mallada, 1878, destaca la presencia de pliegues cruzados, aunque no consigue explicar su origen. del mismo modo, SELZAR, 1934, destaca la presencia de pliegues con eje N-S, su edad diferente, su ordenación correlativa de E a O y su perpendicularidad con respecto a la la dirección habitual (E-O) de las estructuras en el Pirineo. Este mismo autor destaca las desviaciones laterales E-O de las estructuras y las atribuye a la existencia de pliegues preexistentes.

ALMERA Y RÍOS, 1952, con la cartografía geológica de la Hoja de Apiés (escala 1:50000) y de las vecinas Hojas de Alquézar y Ayerbe, realizan una aportación fundamental al conocimiento de la zona. Dichos autores destacan que los pliegues de eje N-S pertenecen a la fase Savica, en el sentido de Still (op. cit.); actualmente se denomina a estos pliegues como despegados ("detachment folds"). Dichos autores describen correctamente que estos pliegues se forman por despegue sobre los niveles plásticos del Keuper. Según los mismos autores los accidentes de dirección E-O son del mismo estilo, pero son más "violentos", cortan a los anteriores y originan pliegues volcados o pliegues falla con cabalgamientos a pequeña escala. Estos cabalgamientos producen "estiramiento y laminación por arrastre" de los flancos septentrionales. Dichos autores comparan las estructuras de Sierras Exteriores y de Sierras Marginales Catalanas, concluyendo en que son del mismo estilo. En lo referente a la edad de las estructuras, ALMERA Y RÍOS, 1952, destacan que las estructuras de ejes N-S son eocenas (Bartonienses) mientras que las estructuras de eje E-O son claramente posteriores y de edad Oligocena.

SEGURET, 1970, interpreta los pliegues de eje N-S como pliegues primarios, generados originalmente con el eje torcido con dirección N-S en la zona septentrional y variando a una dirección NO-SE en la zona meridional. Dichos pliegues se originan simultáneamente al emplazamiento de las unidades tectónicas del Pirineo Central, como el Manto del Montsec-Cotiella y se adaptarían a la forma trapezoidal del mismo. Dichos pliegues se forman mediante despegue a nivel del Triásico y formarían parte de la unidad cabalgante de Gavarnie. Dicha interpretación es retomada posteriormente por PUIGDEFÁBREGAS, 1975.

Retomando la interpretación de ORI y FRIEND, 1984, el sinclitorio del Guarga sería una cuenca despegada o cuenca de "piggy back" donde los materiales del Eoceno superior y Oligoceno se depositan sobre una unidad estructural que se desplaza hacia el sur (cabalgamiento de Gavarnie) y cuyo frente (Sierras Exteriores) actúa de límite paleogeográfico con respecto a los materiales de la Depresión del Ebro. Según CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985, el desplazamiento hacia el S de dicha unidad se realiza con cabalgamientos frontales de dirección E-O que tienen asociadas pequeñas rampas laterales de dirección N-S, estas generan en superficie grandes pliegues. Con posterioridad, las estructuras E-O se retoman en el Oligoceno-Mioceno generando una gran rampa frontal sobre los materiales de la cuenca del Ebro, HIRST y NICHOLS, 1986; NICHOLS, 1987; DE PAOR y ANASTASIO, 1987 y FRIEND y MC ELROY, 1989. Según MILLÁN *et al.* 1991, los anticlinales N-S tienen en su núcleo pequeños cabalgamientos; estos pliegues se retoman posteriormente por las estructuras E-O que se originan en el Oligoceno superior según BACHAD *et al.* 1988 y POCOVI, 1990. Estas últimas estructuras se entroncan en el cabalgamiento basal de las estructuras anteriores (a nivel del Trias) y progresan hacia el S en una secuencia de bloque superior.

En la descripción de la estructura de la Hoja de Apiés, utilizaremos una división en unidades, limitadas por discontinuidades estructurales.

Para la datación de dichas unidades se ha prestado especial atención a las relaciones tectónica sedimentación, así como la continuidad lateral de las estructuras y sus relaciones geométricas. Especial importancia presenta en el ámbito de las Sierras Exteriores la correcta observación de los materiales, de sus cambios de potencia y de las relaciones geométricas, como truncaciones erosivas y discordancias angulares.

3.3. PLIEGUES DE EJE N-S. Estructura interna de la Unidad del Guarga.

3.3.1. Anticlinal y cabalgamiento de Cupierlo.

La estructura situada al O del llano de Cupierlo es un cabalgamiento que desarrolla un pliegue de propagación en el bloque superior. El bloque superior de dicho cabalgamiento presenta todos los terminos estratigráficos desde el Triásico hasta las calizas de Guara. El cabalgamiento se propaga en rellano ("flat") por la base del M-III. Los puntos de corte o "cut-off" del bloque superior para el Triásico, Cretácico Superior y Calizas de Boltaña y Guara, se localizan al S de la casa de los Fenales. En el mismo punto, se localiza el anticlinal de bloque superior denominado como anticlinal de Cupierlo. Este pliegue presenta el flanco O más verticalizado que el flanco E y los materiales del flanco O han sufrido una reducción de potencia por "presión". El eje del pliegue presenta una vergencia de 30°. En el bloque inferior de dicho cabalgamiento, los puntos de corte de los materiales Triásicos, Cretácicos y de la Fm. boltaña se sitúan en la vecina Hoja de Alquézar. El punto de corte del límite entre las U. Guara-I y Guara-II se localiza al E del Tozal de Guara.

Cabalgamiento y pliegue, son cortados en discordancia angular por una superficie erosiva, sobre la cual se depositan los materiales de U. Guara-III. Estos materiales no están deformados en absoluto por las estructuras anteriores, con lo cual podemos aceptar que las fosilizan. La edad de dicha estructura correspondería a un luteciense medio, finalizando su emplazamiento en el Luteciense Superior, edad de los materiales de la U. Guara-III.

3.3.2. Anticlinal de La Pillera.

El anticlinal de la Pillera es una estructura de gran escala que se localiza entre el Tozal de Guara (flanco E) y la cresta de Fragnetto (flanco O). El eje está orientado en una dirección SSO-NNE y presenta una vergencia hacia el NNE, de unos 50°. al S de la Ermita del Can de Used. En el núcleo de este anticlinal, podemos observar que se observa una complicación estructural, al actuar este como falla direccional ("tear fault") durante el emplazamiento del cabalgamiento del Tozal de Guara, al que nos referiremos en capítulos posteriores.

El pliegue es de tipo concentico, a nivel de las calizas de Guara. Su crecimiento es lento y se pueden diferenciar en el dos momentos: inicialmente, el pliegue crece muy lento deformando a las calizas anteriores a la U. Guara-III, que son cortadas en discordancia angular por la base de dicha unidad litológica; posteriormente y de modo sincrónico a la sedimentación de las Fm. Belsué-Atarés y Campodarbe, el flanco E permanece prácticamente estático mientras el flanco O se pliega dando lugar al sinclinal del Sescún, en el que se acumulan grandes potencias de materiales deltaicos (aprox. 1400 m). Los materiales deltaicos, no están afectados (deformados) en absoluto por el anticlinal de la Pillera ni por el sinclinal del Sescún. Siendo la edad de dicho nivel el límite Bartonense-Priabonense, podemos decir que la edad de emplazamiento de dichas estructuras comprende del Luteciense Superior hasta la base del Priabonense.

3.3.3. Anticlinal de Lusera.

El anticlinal de Lusera es sin duda uno de los más espectaculares y controvertidos dentro de la estructura de las Sierras Exteriores. Como puede observarse en la cartografía, en el núcleo del pliegue, se observa un cabalgamiento con el plano de cabalgamiento buzando al O. Esta estructura ha sido interpretada como un retrocabalgamiento por autores como MCELROY,

1990, FRIEND y MCELROY, 1989 y MILLÁN *et al.* 1991. Dichos autores la consideran como una estructura solidaria a la observada el E de la Sierra de Matapaños y que afecta a los conglomerados del Mioceno. En el presente trabajo discrepamos de esta opinión debido a las implicaciones de las observaciones de campo. En las cercanías del barranco del río Flumen y al E de la localidad de Lusera, dicha estructura se comporta como un cabalgamiento ciego, a nivel de las arcillas del Garumniense, caracterizándose la estructura por tener las características de un pliegue de tipo concéntrico. Dicho pliegue presentaría una pequeña estructura cabalgante en el núcleo, como acomodación a los problemas de espacio (compresión) que genera un pliegue de estas características. El flanco E de dicho pliegue está afectado por una superficie erosiva, sobre la cual se depositan los materiales de la Fm. Belsué-Atarés. Estos materiales, describen una discordancia progresiva generada durante la verticalización de dicho flanco. El seguimiento de dicha estructura hacia el S indica que solo se observan materiales del Triásico del flanco O en contacto con materiales del Cretácico, Garumniense o la parte más baja de las calizas eocenas en el flanco E destacando que están en contacto y no se observa superposición estratigráfica de los materiales de los dos flancos. El cabalgamiento tiene por tanto muy poco espalazamiento en sentido E-O. El flanco E de dicha estructura sigue estando afectado por una superficie erosiva sobre la cual se depositan los materiales deltaicos de la Fm. Belsué-Atarés, estos al igual que en la situación anterior, están dispuestos en discordancia progresiva sobre dicha superficie erosiva y ello implica su depósito sincrónicamente a la verticalización del flanco E. Todo ello induce a pensar que la estructura es en realidad un pliegue apretado ("detachment"), con erosión de su flanco E y verticalización progresiva (emplazamiento del pliegue y el cabalgamiento de su núcleo) sincrónicamente a la sedimentación de los materiales deltaicos. El carácter sincrónico de la tectónica y la deposición de los materiales deltaicos se refleja en las proximidades del mesos del Sescún con grandes bloques, de dimensiones métricas, de calizas cretácicas y eocenas resedimentados dentro de las facies deltaicas.

Durante el Oligoceno y Mioceno, el emplazamiento de los frentes cabalgantes de dirección E-O retoman la estructura del núcleo del anticlinal de Lusera como falla direccional.

En la zona septentrional de esta estructura, se observa una acusada vergencia hacia el N del eje del anticlinal (unos 60°) En la zona de la charnela, una nueva superficie erosiva trunca por completo la parte más alta de las calizas de Guara y a los materiales deltaicos más bajos. A partir del nivel numerado como 7 (límite Bartonense-Priabonense), los materiales no están deformados por esta estructura, con lo cual este nivel fosiliza la misma.

Los pequeños anticlinal y sinclinales que se observan entre la localidad de Lusera y la de Santa María de Belsué reflejan la misma historia en su emplazamiento, deformando solamente niveles deltaicos y de plataforma anteriores al nivel nº7.

La edad de emplazamiento de la estructura es por tanto desde el Bartonense hasta la base del Priabonense.

3.3.4. Anticlinal del Pico del Águila.

El anticlinal del Pico del Águila, presenta las características de un pliegue paralelo de grandes dimensiones. Este pliegue presenta poco desplazamiento capa a capa ("flexural slip"), lo que implica distensión en la charnela y compresión en el núcleo. La distensión en la zona de charnela queda reflejada en un sistema de fallas normales que afectan a las margas de Arguis y Fm. Belsué-Atarés, así como a la U. Guara-III, observables en la carretera C-136,

en los alrededores de la boca S del Túnel de Manzanera. La compresión en el núcleo se refleja mediante una serie de fallas normales e inversas, que deforman una estructura previa, probablemente de tipo cabalgante. El pliegue presenta los flancos con un buzamiento aproximado de 50° a 60°, y el eje es prácticamente horizontal en la posición del repetidor de T.V.E. del Pico del Águila, pasando a verger fuertemente al N (unos 45°) en los alrededores del Mesón Nuevo.

Como ya hemos explicado en capítulos anteriores, el crecimiento del anticlinal se realiza de modo lento y continuo, coincidiendo en el tiempo con la sedimentación de los materiales detríticos de las Fm. Campodarbe-BELSUÉ-ATARÉS-ARGUIS. En crecimiento lento influencia la acumulación de sedimentos, que es aproximadamente de el triple en los sinclinales con respecto a la zona de charnela del Pliegue. Asimismo como se describe en BARNOLAS *et al.* 1992, el anticlinal no constituye un obstáculo o barrera a la sedimentación. Las máximas progradaciones y retrogradaciones sobrepasan la zona de charnela y las paleocorrientes indican dirección de aporte hacia el NO, no dirección N como debería ser si los anticlinales controlaran la sedimentación.

Basándose en los datos expuestos en el capítulo 2.3, podemos atribuir al anticlinal del Pico del Águila una edad de Bartoniense y Priaboniense inferior. Basándose en las edades de los materiales y en las potencias de los mismos se puede estimar que la velocidad de levantamiento del anticlinal es aproximadamente de 1mm/4 años.

Mención especial merecen las estructuras observadas en el núcleo de este anticlinal. En la cabecera de los barrancos de Castil de Villas y Punta Viñaza, se observa como la estructura del núcleo es un cabalgamiento en el que el bloque superior es el flanco E. Este cabalgamiento se puede continuar hacia el NO hasta desaparecer a nivel de las calizas de la U.

Guara-II. Los materiales de la U. Guara-III, no están afectados en absoluto por ninguna discontinuidad estructural en la zona de teórica prolongación del cabalgamiento. El seguimiento detallado de los materiales de la U. Guara-II en este punto indica que en el bloque superior aparece solamente los materiales del primer ciclo de Guara-II, mientras que en el bloque inferior aparecen materiales de los dos ciclos de Guara-II (ver capítulo 2.3). Ello implica la existencia de una estructura previa, que limitaba los dos bloques actuales y una discordancia erosiva en la base de la U. Guara-III, que fosiliza el cabalgamiento. La continuación del cabalgamiento hacia el S se complica con la presencia de fallas inversas, de vergencia E que cortan al cabalgamiento. Esto es debido, en nuestra opinión a los problemas propios de falta de espacio en el núcleo de los pliegues de tipo paralelo.

Retomando las ideas propuestas por ALMERA Y RÍOS, 1952, debemos concluir en que el anticlinal del Pico del Águila, es un gran pliegue despegado ("detachment fold"), gracias a la plasticidad de los materiales triásicos, y probablemente a nivel del M-II.

3.3.5. Anticlinal de Monte Peiró.

El anticlinal de Monte Peiró, al igual que el del Pico del Águila se presenta como un gran pliegue de tipo paralelo. Los flancos del mismo buzanan entre 40° y 50°; el eje es prácticamente horizontal al E de Sierra Caballera y verge unos 60° al N al E de Bentue de Rasal. En la charnela del pliegue se observan fallas distensivas, observables en la pista forestal a Bentue de Rasal y situadas en la vecina Hoja de Yebra de Basa. En el núcleo, se observa un cabalgamiento vergente al O en el cual tanto el bloque superior como el inferior están plegados, presentando

una charnela anticlinal cada uno de ellos. De modo parecido al anticlinal del Pico del Águila, el seguimiento del plano de cabalgamiento y la geometría del pliegue presentan particularidades notables. La serie estratigráfica de los materiales en el bloque superior indica que este presenta solamente la parte inferior (ciclo 1) de la U. Guara-II, mientras que en el bloque inferior se observan materiales de los dos ciclos de dicha unidad. En el flanco O del anticlinal, la U. Guara-III se deposita sobre una superficie erosiva previa que trunca a los materiales de la U. Guara-II y fosiliza en parte este cabalgamiento. Posteriormente y durante la formación del pliegue, la discontinuidad estructural actúa como una falla, desplazando ligeramente los materiales de Guara-III y los inferiores. Los materiales que conforman los actuales afloramientos en el núcleo son las calizas del M-III, bajo las cuales la estructura cabalgante se ha propagado en rellano ("flat") y en los que se observa una lámina imbricada ("horse") de los mismos materiales. Para el bloque superior, los puntos de corte ("cut offs") se localizan en la cabecera del barranco de Mt. Peiró. En el bloque inferior y prácticamente "pegado" al plano de cabalgamiento se observa un pequeño pliegue sinclinal que invierte a los materiales.

Los depósitos de las Fm. Arguis y Belsué-Atarés, registran también el crecimiento de esta estructura. Aunque en este punto la falta de niveles guía no permite describir este crecimiento con detalle, se deduce el mismo tipo de relación tectónica-sedimentación que para el anticlinal del Pico del Águila, y descrito en el apartado 2.3. Se trata también de un pliegue despegado ("detachment") a nivel del M-II.

La edad del anticlinal comprende el Bartonense y el Priabonense inferior, plegando ligeramente a algunos niveles estratigráficos no deformados por el anticlinal del Pico del Águila, es decir deteniendo su actividad más tarde que aquel. En la zona de charnela, se observa aproximadamente la mitad de potencia con respecto a los mismos materiales en el fondo de los sinclinales. Un cálculo aproximado de la velocidad de crecimiento indica un levantamiento de 1mm/10años.

3.3.6. Sinclinales asociados a los plieques N-S.

Los sinclinales del Sescún, Belsué, Arguis y Bentué de Rasal, se desarrollan como consecuencia del emplazamiento de los anticlinales. Esto condiciona su morfología de pliegue en caja, con un amplio sector central prácticamente plano y dos charnelas, localmente muy apretadas, próximas a los pliegues. Como consecuencia del desplazamiento de E a O de los pliegues despegados, las charnelas orientales de cada sinclinal son más agudas que las occidentales.

Las características observadas en el sinclinal del Sescún son análogas a la de los restantes sinclinales, aunque su patrón cartográfico sea muy diferente, debido a su posición prácticamente horizontal.

Los anticlinales se emplazan de manera lenta y acompañados de una subsidencia regional importante, la cual origina que el conjunto este siempre por debajo del nivel del mar y en facies de plataforma marina no profunda. El aporte de sedimentos rellena progresivamente el fondo marino de E a O, sin que los elementos estructurales lleguen a condicionar la morfología del fondo marino. La dinámica de sedimentación y de retrabajamiento de los materiales terrígenos es mucho más importante que la pequeña velocidad de levantamiento y hundimiento relativo de las estructuras. Los sinclinales actúan como "trampa" para el sedimento, mientras en las charnelas de los anticlinales se registra una menor tasa de acumulación, sin condicionar ninguna barrera o cambio morfológico en el fondo marino.

3.3.7 Continuación de las estructuras de eje N-S en las unidades estructurales de las Sierras.

Como hemos indicado en el capítulo 3.3, diversos autores describen correctamente que las estructuras E-O cortan a las N-S. El problema consiste en el difícil seguimiento de las estructuras N-S en la parte frontal de las sierras. Según ALMERA Y RÍOS, 1952, las estructuras E-O "borraban" por completo a las N-S, opinión de la que discrepamos. Según SEGURET, 1970 y CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985, las estructuras N-S deben enlazar con estructuras E-O. Nuestra opinión coincide con la de dichos autores, por lo que las estructuras N-S deberían ser reconocibles dentro de las unidades cabalgadas o deben enlazarse con ellas. Las dos posibilidades para argumentar o decidir una interpretación coherente al respecto consisten en:

- Observar detenidamente las relaciones tectónica sedimentación de los materiales del Luteciense, Bartonense y Priabonense de las láminas cabalgadas. Puesto que la edad de emplazamiento de las estructuras N-S corresponde a estos pisos (ver capítulo 3.3). Este método cuenta con el grave inconveniente de que los materiales de estas edades faltan por erosión en gran parte de las láminas.
- Continuar las estructuras N-S y observar sus relaciones geométricas con las estructuras E-O.
- Intentar argumentar, en base a las estructuras E-O y con deducciones sobre dinámica de Cuencas, si estas se han iniciado de modo contemporáneo a las N-S.

En el terreno, se puede observar que existen por lo menos dos unidades estructurales, que si presentan relaciones de tectónica sedimentación análogas a las observadas en la parte septentrional de la hoja. Se trata de la Unidad de la Fueva y de la San Julián-Sierra de Matapaños.

En la unidad de la Fueva, los materiales de la Fm. Campodarbe cortan en discordancia angular a las calizas de Guara, implicando una deformación de estas previa al Priabonense (ver cap 2.3) y un hiato erosivo de las U. Guara-III y Arguís. Finalmente, los materiales descritos como Fm. Campodarbe-II, están en situación de discoedancia angular sobre las calizas de Guara y sobre los materiales fluviales previos (Fm. Campodarbe-I). Esta discordancia corta y fosiliza al sinclinal de la unidad de La Fueva, y es cortada con posterioridad por el cabalgamiento del Tozal de Guara-Cupierlo. La edad de los materiales de Campodarbe-II (ver capítulo 2.3.2.4) es de Oligoceno inf., con lo que la formación del sinclinal de la Fueva es anterior a dicha edad. Esto confirma la deformación importante de algunas unidades estructurales, previa a los cabalgamientos E-O de edad Miocena (ver capítulo 3.4).

En la unidad de San Julián-Matapaños, las calizas de Guara presentan grandes diferencias de espesor entre los flancos del anticlinal de San Julián, deduciéndose una superficie erosiva en la base de la U. Guara-III que fosilizaría en parte la estructura.

Para las restantes estructuras E-O podemos referirnos de nuevo a las observaciones de ALMERA Y RÍOS, 1952. Dichos autores insisten en que se trata de grandes pliegues, complicados localmente por cabalgamientos que laminan y retoman los flancos septentrionales de las distintas unidades. Una revisión actual permite proponer (ver capítulo 3.4) que las estructuras E-O son fundamentalmente cabalgamientos, que afectan localmente a pliegues previos. Estos pliegues previos podrían ser contemporáneos a los de las estructuras N-S, sin que dispongamos de datos para poder confirmar esta hipótesis. Los cabalgamientos E-O

retoman a las estructuras previas y se emplazan prácticamente sobre la superficie topográfica contemporánea. Esto se pone de manifiesto por el grado de erosión que presentan las láminas cabalgadas (bloques inferiores), previamente al emplazamiento de las láminas cabalgantes. Estas observaciones permiten deducir una interesante relación entre avance (“advancing”) de las láminas y erosión (“retreating”) de las mismas, como describen DEPAOR y ANASTASIO, 1987. La erosión importante en las láminas inferiores, ha eliminado por completo (en la mayoría de ellas) los materiales del Bartonenses, Priabonienses y Estampienses, y sus relaciones geométricas; y por tanto toda posibilidad de demostrar si las estructuras de dichas láminas son en parte sincrónicas a las estructuras de eje N-S.

3.4. CABALGAMIENTOS Y PLIEGUES DE EJE E-O.

En la Hoja de Apiés, las estructuras cabalgantes de dirección E-O, y de edad Miocena, se emplazan retomando las estructuras N-S de edad Eoceno -Oligoceno inferior. La interferencia de estructuras N-S con las de dirección E-O permite dividir las Sierras Exteriores en una serie de unidades estructurales. Estas unidades presentan localmente relaciones complejas entre ellas. Tanto los pliegues despegados (“detachment”) como los cabalgamientos se desplazan a nivel del Triásico (M-II). Parte de las estructuras N-S son aprovechadas posteriormente como fallas de dirección, por las estructuras miocenas. El conjunto se presenta en superficie como una serie de bloques limitados por fallas o cabalgamientos y que presenta como características internas la presencia de grandes sinclinales y anticlinales. El comportamiento sería parecido al propuesto por POCOVI, 1979 para las Sierras Marginales Catalanas.

Desde un punto de vista exclusivamente geométrico, se puede agrupar las unidades estructurales en inferiores y medias, siendo la unidad superior un gran bloque cabalgante. La agrupación de las unidades como medias o inferiores no significa una relación genética común.

Las unidades inferiores presentan como característica general que están prácticamente fosilizadas por los materiales Miocenos. En la mayoría de ocasiones afloran solamente en el fondo de ríos y barrancos, gracias a la acción erosiva de estos.

Las unidades intermedias, ofrecen normalmente afloramientos exelentes y solo están recubiertas de materiales miocenos de forma parcial.

La unidad superior esta definida un base a la continuidad física o estratigráfica de sus materiales y la denominaremos como unidad del Guarga. Los materiales del sinclinorio del mismo nombre (Fm.Campodarbe de PUIGDEFÁBREGAS, 1975), presentan continuidad de sedimentación dentro de esta unidad estructural.

Desde el punto de vista de la secuencia de cabalgamiento, numerosos cortes a lo largo de la zona estudiada indican que se trata de una secuencia de bloque superior. Esto se puede demostrar gracias a les relaciones geométricas y de tectónica-sedimentación entre las unidades estructurales y los materiales miocenos sintectónicos. Las diferentes unidades cabalgan, producen discordancias progresivas y son fosilizados por los materiales brechoides y fluviales (“mallos”). Las diferentes relaciones seran comentadas en cada capítulo en particular.

3.4.1. Unidad Superior o del Guarga.

La unidad superior abarca toda la parte superior de la Hoja de Apiés. Se trata del bloque superior de las Sierras Exteriores y comprende a todos los materiales del sinclinorio del

Guarga. Despegada a nivel del M-II, retoma a una parte importante de estructuras previas, de dirección N-S, formadas por pliegues despegados, fallas y cabalgamientos. Definida en base a la continuidad estratigráfica de sus materiales o a la continuidad física de las capas que lo forman, esta unidad abarca los siguientes elementos estructurales y geográficos: los llanos de Cupierlo y el cabalgamiento y anticlinal del mismo nombre; Tozal de Guara; anticlinal de la Pillera, cresta de Fragnetino y pico del Borón; sinclinal del Sescún; anticlinal de Lusera, cresta de Gavardiella, anticlinal de Lañarrón y sinclinal de la Paul; sinclinal de Belsué; anticlinal del Pico del Águila y cresta de Tiacuto; Sinclinal de Arguis y "hangingwall" de la ventana del Isuela; anticlinal de Monte Peiró; sinclinal de Bentue de Rasal y cresta de Sierra Caballera.

El frente de la unidad del Guarga, presenta características y situaciones estructurales particulares, que analizaremos de E a O:

- En la zona de los llanos de Cupierlo y Tozal de Guara, el cabalgamiento se sitúa en rellano ("flat") en la base del Cretácico, o en el interior del Keuper. En este punto, el bloque inferior es la unidad de la Fueva. En la cabecera del torrente de Castellones, se observa una falla que constituye el límite entre las unidades de la Fueva y las Valles. Esta falla, se prepara en la Unidad del Guarga como una falla normal, que hunde el bloque E. Esta falla se continúa el O del Tozal de Guara, reduciendo su salto hasta desaparecer en las cercanías del torrente de la Pillera.
- Al E de la cresta de Fragnetino, la estructura cabalgante es relebada por una falla direccional ("tear fault"), que se sitúa en el núcleo del anticlinal de la Pillera. Esta estructura, aprovecha de nuevo el mismo nivel de despegue en el Keuper o base del Cretácico. Esta falla direccional, afecta incluso a los conglomerados de Vadiello, situación observable a lo largo del sendero que bordea el embalse del mismo nombre y ya descrita por MCELROY, 1990, con un desplazamiento muy pequeño.
- En la zona del Pico del Borón, el frente de la estructura se presenta como un pliegue apretado, con el flanco S verticalizado. Este flanco verticalizado deforma a los conglomerados de Vadiello; las capas de este conglomerado recubren el "onlap" a las calizas y son progresivamente verticalizadas, incluso hasta los niveles más altos observados. En esta zona, se pueden observar las relaciones geométricas, la parte más alta de los conglomerados de Vadiello (peña del Pipre), fosilizan a la unidad de Matapaños, y son deformados y verticalizados por el frente del Borón. Esto indica que el emplazamiento de la unidad del Guarga se detiene con posterioridad al de la unidad citada anteriormente.
- Al S del sinclinal del Sescún, el frente sigue siendo un pliegue, continuación del de Borón. En este punto el pliegue se atenúa y la deformación se realiza a nivel de los materiales triásicos sobre los que la Fm. Belsué-Atarés se deposita en situación de "onlap".
- Al E de las estructuras de Lañarrón y la Paul, el frente está de nuevo en situación de falla direccional o "tear fault". Esta situación aprovecha el núcleo del anticlinal de Lusera. El frente se desplaza hasta el S del sinclinal de la Paul, donde se sitúa en rellano o "flat" en la base del Cretácico. En este punto, el cabalgamiento corta a los

conglomerados miocenos más altos de San Martín de la Val de Onsera y a la unidad de la peña del Mediodía. Siguiendo la estructura hacia el río Flumen, observamos que pasamos a una situación de rampa de bloque superior, para los niveles estratigráficos del Keuper y M-III. Estos últimos, describen un espectacular pliegue (pequeño anticlinal de bloque superior) con charnela doble, generado probablemente por un mecanismo de propagación. Hacia el O el cabalgamiento se sitúa en rellano en la base del M-III y en esta situación se observan la presencia de una serie de láminas imbricadas ("horses") al cabalgamiento basal. Estas, están constituidas por materiales del M-III y la situación se prolonga de un modo análogo al S del Sinclinal de Belsué.

- No disponemos de criterios para argumentar si las estructuras de Lañarron y la Paúl se generan al mismo tiempo que el emplazamiento de la unidad del Guarga o son anteriores. Pero si esta claro que su límite al E es la falla direccional del núcleo del anticlinal de Lusera, y que no afectan en absoluto a los materiales deltaicos del sinclinal del Sescún.
- En las proximidades del Anticlinal del Pico del Aguial, el cabalgamiento pasa a estar en situación de rellano en la base del Cretácico y cabalga a la unidad del torrente Mosa.. Esta situación se mantiene al E de la cresta de Tiacuto, donde la situación estructural es de nuevo de falla direccional.
- Al S de la cresta de Tiacuto y de la ventana del Isuela, el cabalgamiento se sitúa de nuevo en rellano en la base del M-III, observándose la rampa de M-III en las proximidades de Santa Eulalia de la Peña. En este punto la estructura cabalga a materiales miocenos y a las estructuras del frente de Nueno. Esta situación de rellano se mantiene en la ventana tectónica del río Isuela. En esta, la erosión ha profundizado, excavando un congosto que corta el cabalgamiento basal y deja al descubierto una serie invertida y tectonizada de las calizas de las Sierras, que esta prácticamente recubierta por derrubios cuaternarios.
- El "hangingwall" de la ventana del Isuela, presenta una serie de espectaculares pliegues de vergencia S, desarrollados en las calizas del M-III. La traza cartográfica de los mismos es arqueada y prácticamente desaparece en dirección SE al N del frente cabalgante, existe un sinclinal también irregular y con el eje orientado en dirección NO-SE. Los materiales del Cretácico se sitúan en aparente continuidad estratigráfica con los del Keuper, pero no muestran en absoluto ninguno de los anticlinales ni sinclinales de las calizas del M-III. Ello implica que deba existir un pequeño despegue de acomodación en el interior del Keuper y que compensa el mayor acortamiento del M-III con respecto al Cretácico.
- Al S del sinclinal de Arguis, el cabalgamiento continúa en posición de rellano ("flat") en la base del M-III. En este punto la estructura afecta a la unidad de peña Gratal.
- Al S del anticlinal de monte Peiró, el cabalgamiento corta el núcleo de dicho pliegue a nivel de la base del M-III. Esta situación estructural se mantiene al SE de Sierra Caballera. En esta posición observamos la presencia de una lámina imbricada ("horse") de M-III, y la repetición de la misma al límite de la hoja. Los materiales del bloque inferior están formados por pequeñas unidades con materiales cretácicos y de calizas eocenas.

3.4.2. Unidades Intermedias.

3.4.2.1. *Unidad de La Fueva.*

La unidad de la casa de la Fueva, presenta como características generales un amplio sinclinal, con su flanco septentrional invertido y un anticlinal apretado en posición meridional.

Todo el flanco N del sinclinal esta invertido unos 70°, y afecta a todos los materiales, desde el Cretácico hasta la U. Campodarbe-I. Los puntos de corte ("cut offs") en el bloque inferior pueden observarse en el mapa. En el sector oriental y junto al límite con la Hoja de Alquézar, el cabalgamiento de Cupierlo-Tozal de Guara retoma como lámina imbricada ("horse") a parte del flanco invertido; las calizas de la U. Guara-I cabalgan en dicha situación a los materiales de la U. Campodarbe-II.

El eje del sinclinal se encuentra en posición prácticamente horizontal en los alrededores de la casa de la Fueva. En la parte occidental, el eje presenta una vergencia al E de aproximadamente 35°.

El flanco S del sinclinal esta en posición subhorizontal a nivel de los materiales fluviales (U. Campodarbe-I y II) mientras que las calizas de Guara buzan entre 15° y 20° antes de ser cortadas en discordancia angular.

El frente meridional de la unidad presenta un anticlinal apretado. El flanco N del mismo es la continuación del sinclinal y el flanco S esta verticalizado.

El límite oriental de la unidad, ya dentro de la Hoja de Alquézar, queda cubierto por los conglomerados miocenos y no es observable. El límite occidental de la unidad, se sitúa en el torrente de castellones, donde se deduce una falla direccional ("tear fault").

Como puede observarse en el corte III -III', el frente de esta unidad es un anticlinal de bloque superior, que cabalga a los materiales de la unidad de la Fabana. Algunos afloramientos de conglomerados miocenos, que están fosilizando la unidad de la Fabana, se continúan hacia el N cortando en discordancia erosiva a las calizas y materiales fluviales de la unidad de la Fueva. Esta situación puede observarse en la pista forestal de la casa de la Fueva. En este punto, los conglomerados están en situación de "onlap" y por tanto descartan el movimiento del cabalgamiento frontal de la unidad de la Fueva contemporaneamente a su deposición.

3.4.2.2. *Unidad del Barranco Las Valles y cresta de Montidiniera.*

Esta unidad presenta una interpretación controvertida debido a las particularidades geométricas que presenta. Los límites occidental y oriental son fallas direccionales ("tear faults"); el límite septentrional es el cabalgamiento del Tozal de Guara; y el límite meridional lo constituye la cresta de Montidiniera que se comporta como el flanco S de un pliegue apretado.

El emplazamiento del cabalgamiento del Tozal de Guara deforma la unidad del torrente de las Valles gracias a las fallas direccionales que lo limitan al E y O. Esta unidad presenta un anticlinal con vergencia al E de 60° y pequeños pliegues y fallas menores en la zona de enlace con la cresta de Montidiniera. En el punto en que el torrente de las Valles corta las calizas de esta unidad, la serie esta invertida y buza entre 60° y 70° al O.

La cresta de Montiniera presenta el mismo tipo de relación geométrica que el pico del Borón, actuando como el flanco S de un pliegue, que deforma y verticaliza a los conglomerados miocenos que están adosados con geometría de "onlap". Esta unidad presenta como característica estratigráfica importante la presencia de materiales deltaicos de la Fm. Belsué-Atarés, depositados directamente sobre los materiales de la U. Guara-II. Existe por tanto una discordancia erosiva que trunca a las calizas de Guara.

3.4.2.3. Unidad de Matapaños-San Julián.

Esta unidad, presenta sus límites oriental y occidental recubiertos por materiales miocenos. El límite meridional está constituido por una estructura anticlinal que deforma a los materiales miocenos más bajos (en sentido estratigráfico). El límite septentrional presenta una estructura cuya relación con los conglomerados de Vadiello es controvertida. Como estructuras internas, observamos en la parte meridional un gran anticlinal de eje E-O, afectado por fallas en el núcleo; una falla de dirección N-S en la parte central y unas estructuras falladas y cabalgadas, con repeticiones de calizas del M-III en N, bajo los conglomerados de Vadiello.

El frente de la unidad al S, es en realidad un frente cabalgante, del cual aflora solamente el anticlinal de bloque superior. El desplazamiento de esta unidad hacia el S provoca en los materiales miocenos más bajos discordancias progresivas. En esta situación se encuentra la discordancia de la Almunia del Romeral, descrita ya por ALMERA Y RÍOS, 1952; y posteriormente por RODRÍGUEZ VIDAL, 1983; NICHOLS, 1984; ANASTASIO Y DEPAOR, 1986 y FRIEND *et al.*, 1989. Se observa como la discordancia progresiva se atenua y los conglomerados se disponen en "onlap" sobre las superficies erosivas que corta a las calizas. La misma situación de "onlap" sobre las calizas se registra al N del anticlinal de San Julián, en la zona del corral de Sánchez.

Tanto al O como al E de este frente los materiales miocenos fluviales fosilizan completamente al anticlinal. Los conglomerados inferiores de la peña del Pipre, pasan lateralmente a las facies fluviales que fosilizan el frente de la Almunia del Romeral. Estos conglomerados inferiores se disponen en "onlap" sobre las calizas y son progresivamente verticalizados por estas. Esta situación la produce la deformación del flanco N de la unidad de Matapaños-San Julián. Esta ha sido interpretada como un retocabalgamiento por MCELROY, 1990 y MILLÁN *et al.* 1991. En nuestra opinión, el desplazamiento hacia el S de la unidad del Guarga (bloque superior), produce en esta zona un fuerte aplastamiento de los materiales que ocupan los conglomerados de Vadiello. Este produce que de modo local la estructura se comporte como el núcleo de un pliegue despegado, mostrando localmente pequeños despegues hacia el S (carretera de Vadiello), o pequeños despegues hacia el N (confundidos con un retrocabalgamiento).

Los conglomerados superiores de la peña del Pipre (en posición subhorizontal) cortan en discordancia angular a los conglomerados inferiores, que presentan buzamientos de 40° al S de la cresta y de 30° al N de la misma. Los conglomerados superiores de la peña del Pipre son deformados y verticalizados por la unidad del Guarga en el pico del Borón y cresta de Montiniera, con lo cual se demuestra que esta se ha emplazado definitivamente, con posterioridad a la Unidad de Matapaños-San Julián.

El límite N de los conglomerados de Vadiello, junto al Collado Bail, presenta una base erosiva que corta a pequeñas unidades de calizas del M-III y Cretácico. Estas se disponen en situación cabalgante sobre la unidad de Matapaños, lo cual indica que la interpretación de retrocabalgamiento para el límite NE de la unidad no es correcta.

El límite NO de la cresta de Matapaños esta cabalgada por el frente de La Paul, que afecta a las calizas de esta unidad y a los conglomerados de San Martín. En este punto, la serie está invertida unos 70°.

3.4.2.4. *Unidad de Mediodía.*

Esta unidad se tiene como límites septentrional y meridional estructuras cabalgantes. El límite oriental está cubierto por las conglomerados miocenos de San Martín de la Val de Onsera y el límite occidental se localiza en las unidades del Río Flumen. Ambos límites laterales se deduce que se comportan como fallas direccionales o "tear faults".

La estructura a gran escala de esta unidad es un sinclinal, con eje ONO-ESE. El flanco S buza unos 45° y el flanco N está invertido unos 80°. La unidad esta despegada a nivel del M-III, en situación de rellano ("flat") de bloque superior, situación que se prolonga hasta el frente sur de la Unidad. En este punto cabalga a las calizas de la unidad del Salto del Roldán y a los conglomerados del mismo nombre. Al S de la Peña del Mediodía, se observa el Cabalgamiento sobre un flanco invertido con calizas de las sierras. La parte media de los conglomerados de San Martín presenta una discordancia progresiva originada por el frente cabalgante de la unidad del Mediodía. La parte más alta de dichos conglomerados corta y fosiliza a dicha unidad. La superficie erosiva que corta a las calizas es irregular y conforma un paleovalle rellenado por los conglomerados y del cual la peña del Mediodía es la parte más proximal. Como puede verse en el corte II-II' del mapa geológico, la unidad del Guarga, cabalga a los conglomerados más altos de San Martín, con lo que se deduce una secuencia de bloque superior para el conjunto de láminas cabalgantes.

La relación de la unidad con las láminas cabalgantes del río Flumen es compleja. Los cabalgamientos E-O se continúan y cortan a las láminas del Flumen, con lo que se deduce que han emplazado con anterioridad. Esto puede sugerir que esten relacionadas con los anticlinales de eje N-S y por tanto que representan la continuación de los mismos en el bloque inferior con respecto a la unidad del Guarga.

El flanco N de la unidad, esta cabalgado por el frente de las Paules, que corta a la serie muy verticalizada.

3.4.2.5. *Unidad del Torrente Mosa.*

Esta unidad presenta unos límites al N y S comparables a los de la unidad del Mediodía. El límite oriental se sitúa en las unidades del Flumen y el límite occidental se prolonga, en nuestra opinión, bajo la cresta de Tiacuto.

La estructura a gran escala es de un sinclinal con el eje de dirección ONO-ESE ambos flancos buzan aproximadamente unos 40°. El frente de la unidad se caracteriza por presentar un plano de cabalgamiento en situación de rellano ("flat") en la base del Cretácico. Este frente corta a las calizas y conglomerados del Salto del Roldán. Al N la unidad del Guarga, corta a las calizas sin que se produzca una inversión en el flanco N de la unidad del Torrente Mosa. Sobre el terreno, el afloramiento de materiales de esta unidad se localiza al E de la cresta de Tiacuto, en la estructura interpretada como falla direccional. En nuestra opinión la unidad del torrente Mosa se prolonga debajo de la unidad del Guarga y es posible que enlace con los materiales del "Footwall" de la ventana del Isuela.

3.4.2.6. *Footwall de la ventana tectónica del Isuela.*

Los materiales que afloran en el congreso del río Isuela y debajo de los materiales triásicos habían sido identificados ya por ALMERA Y RÍOS, 1952. Estos autores interpretan estos materiales como bloques con morfología de olistones, aislados entre los materiales del Keuper. Posteriormente, MCELROY 1990, y FRIEND y MCELROY, 1989, interpretan estos materiales como láminas imbricadas ("horses").

Para nuestra interpretación ha tenido especial importancia la colaboración con J. TORRENS (compañía C.G.S.) y A. SARASA (CIGSHIDR), los cuales nos han facilitado datos y muestras de sondeos realizados para prospección hidrogeológica. Estos datos permiten completar la serie estratigráfica observada en superficie y ofrecer una interpretación estructural diferente.

En superficie, la serie se observa con dificultad debido a que se halla recubierta en su mayor parte por un importante paquete de derrubios cuaternarios. Esta serie presenta materiales de todas las unidades litoestratigráficas, desde el M-II hasta la U. Guara-II., invertida unos 45° y afectada por pequeños despegues. Esta serie se observa a lo largo de los túneles de la carretera antigua de Arguis, hoy convertida en acceso N a la localidad de Nueno.

El sondeo denominado Nueno -I (localizado al N de la ventana tectónica), realizado por A. SARASA (HHGDG) indica que se corta una serie invertida de calizas de sierras hasta unos 200 m de profundidad y un importante paquete de margas de Arguis, hasta unos (520 m). El sondeo N, realizado por el servicio de O.P y dirigido por J. TORRENS (situado al S de la ventana), se observa unos 100 m de evaporitas triásicas, bajo las cuales se identifican unos 30 m de brechas miocenas y finalmente unos 5 m de calizas de la U. Guara-III. La interpretación coherente con las observaciones es la de un gran sinclinal, de eje E-O con el flanco N verticalizado, invertido y localmente despegado ("horses") por acción del cabalgamiento basal de la unidad del Guarga. Esta interpretación puede verse en el corte I-I' del mapa geológico.

3.4.2.7. *Unidad de Peña Gratal.*

Dicha unidad limita al N con el frente de la unidad del Guarga. Al S y al E está recubierto por los conglomerados miocenos que la erosionan y fosilizan. Al O el límite se localiza en las unidades del torrente Salado.

La estructura interna es la de un gran sinclinal, de eje E-O con el flanco N verticalizado o ligeramente invertido (80°). El flanco S está buzando suavemente al N (unos 20°) y se prolonga con las calizas de la cresta de la cota 1255 (al N de la Huerta de Salinas. La unidad está muy erosionada y los conglomerados del cerro de Caballo, llegan a cortar los dos flancos.

El frente cabalga, en la cabecera del baranco Fenez a las calizas de la unidad del mismo nombre y a los conglomerados inferiores del cerro Caballo, que fosilizan a dicha unidad. En la cresta de la cota 1255, el cabalgamiento basal de la unidad de la Peña Gratal, se sitúa en rellano ("flat") en la base de las calizas de Guara. En la cabecera del torrente Bueno, se deduce que los materiales del Triásico y Cretácico están en situación de rampa de bloque superior, y a partir de este punto la estructura se sitúa en rellano bajo el M-III.

Al N de la unidad, el frente de la unidad del Guarga, corta a las calizas de esta unidad al NO del Cerro Caballo. En algún punto de esta posición se observa como el flanco invertido de la unidad de Gratal, ha sido retomado como escama imbricada ("horse") y cabalga ligeramente a los conglomerados miocenos.

Las láminas de la cabecera del torrente Salado, presentan unas relaciones complejas. Se trata de un imbricado de láminas de materiales triásicos que deben situarse en el cabalgamiento basal de la unidad del Gratal.

3.4.2.8. *Unidades al S. de Sierra Caballera.*

Al SE de Sierra Caballera se observa la presencia de pequeñas láminas de calizas de las sierras, erosionadas de modo muy importante por los conglomerados miocenos, la unidad tiene muy poca extensión de afloramiento. En su estructura interior se observa solamente un flanco N de un pliegue, verticalizado o invertido.

3.4.3. *Unidades Inferiores.*

Se han agrupado como unidades inferiores aquellas que ocupan la posición más baja dentro de cada corte estructural. Suelen tener como característica general, afloramientos de extensión reducida, están muy erosionados y prácticamente recubiertos de materiales conglomeráticos miocenos.

3.4.3.1. *Unidad de La Fabana.*

La unidad de la Fabana se presenta en superficie como un gran anticlinal. La charnela de dicho pliegue se localiza únicamente en la pista forestal a la ermita de San Cosme. En ella se deduce un flanco S suave, que no llega a aflorar debido al recubrimiento por los conglomerados y facies fluviales miocenas. El flanco S buza unos 20° de media y presenta una gran extensión, ocupando prácticamente las cabeceras de los ríos Formiga y Calcón. Como puede verse en el corte III-III', el frente de la unidad produce una discordancia progresiva en los conglomerados miocenos más bajos. Esta es observable en la posición en la que actualmente se está construyendo una presa para abastecimiento de aguas. Los conglomerados más altos de esta misma unidad (de Santa Cilia) recubren en "onlap" al resto de materiales de la unidad, y también recubren al frente de la unidad de la Fueva. En el frente de la unidad de la Fueva, se observa una pequeña franja de materiales verticalizados o invertidos, lo que sugiere la presencia de un pequeño sinclinal apretado, originado por el cabalgamiento.

3.4.3.2. *Unidad de Roldán-Palomeras.*

Esta unidad se localiza en la base de los Mallos del Salto del Roldán y se localiza exactamente en la entrada al barranco de las Palomeras, encajado en los conglomerados. En esta unidad las calizas de Guara están muy erosionadas y afloran solamente materiales de las U. Guara-I y II. La estructura corresponde a un sinclinal de eje NO-SE con el flanco septentrional verticalizado y un flanco meridional que buza unos 40°. El contacto con los conglomerados al S es un frente cabalgante que presenta asociada una espectacular discordancia progresiva. La parte inferior de conglomerados (del estrecho de Palomeras) está cabalgada y en las calizas se conserva un pequeño resto del anticlinal de bloque superior. La parte media-baja de los conglomerados presentan la discordancia, que describe una figura parecida a un pliegue en "caja", visible en las dos paredes de los mallos. Los materiales inmediatamente superiores cortan a estos conglomerados y a las calizas y no presentan ninguna deformación. Sobre las calizas, se observa una unidad inferior de conglomerados que ha sido basculada hacia el N con el emplazamiento del cabalgamiento frontal; los conglomerados medios de los Mallos del Salto del Roldán, cortan en discordancia angular y fosilizan también a estos materiales.

3.4.3.3. Unidades del Frente de Nueno.

El frente de Nueno presenta varias unidades de pequeña extensión y de afloramiento reducido, debido al recubrimiento por materiales miocenos. A lo largo de la carretera nueva de Arguis, inmediatamente al NE de la localidad de Nueno, se observan las calizas de la Fm. Guara; la estructura a gran escala es un gran sinclinal, fallado en la charnela y del cual aflora un flanco S subhorizontal y un flanco N verticalizado. El flanco S está erosionado por los conglomerados y brechas miocenos. Más al E y entre la localidad de Nueno y la de Santa Eulalia de la Peña, afloran otras pequeñas unidades que involucran a materiales del M-III, Cretácico y calizas de Guara. Estas están representadas en el corte I-I' y están fuertemente erosionadas por los materiales miocenos.

3.4.3.4. Unidad del Barranco Fenes.

El cauce del barranco Fenes, permite el afloramiento de una unidad formada por calizas de Guara. Esta presenta una estructura sinclinal, fallada en la charnela. La charnela presenta conglomerados miocenos, deformados como un sinclinal apretado, contemporaneamente con el emplazamiento de la unidad. El frente S de esta unidad, cabalga a los conglomerados más bajos del cerro de Caballo. y produce una discordancia angular en ellos, complicada con pequeños despegues dentro de los conglomerados. Los conglomerados de la parte media recubren en "onlap" a las calizas y las fosilizan.

3.4.3.5. Unidad del Torrente Salado.

Esta unidad se localiza en el torrente Salado, en el frente de las repeticiones de M-III de la cabecera de dicho torrente. Está formado por materiales del Keuper, Cretácico y calizas de las U. Guara-I y II. Su estructura es un sinclinal con el flanco N verticalizado o invertido y el flanco S subhorizontal. Las calizas de esta unidad están muy erosionadas por materiales miocenos. El frente se caracteriza por un despegue dentro de los materiales miocenos, donde se desarrolla un anticlinal de bloque superior en los conglomerados que recubrían previamente a la lámina de calizas.

3.4.4. Secuencia de cabalgamiento.

Son varios los cortes en los que las relaciones de las unidades de calizas con los materiales miocenos, permiten proponer que la secuencia final de cabalgamiento es de bloque superior. Algunos ejemplos magníficos de situaciones análogas en cuanto a relaciones tectónica-sedimentación entre unidades cabalgantes y conglomerados sinorogénicos, han sido descritas en el pirineo por MARTÍNEZ y VERGES 1988 y otros .

En los cortes de Barranco Fenes a Peña Gratal y del Salto del Roldán a La Peña del Mediodía y Sierra de Gavardiella, se observan tres unidades estructurales. Cada una de las unidades presenta relaciones con los conglomerados que implican una parte cabalgada, otra más alta afectada por discordancia progresiva y otra más alta que corta y fosiliza a los anteriores conglomerados y a las calizas. Para cada cabalgamiento, el bloque superior, cabalga y corta a los conglomerados que han fosilizado al bloque inferior. Ello indica claramente que el bloque superior se ha emplazado posteriormente al inferior y por tanto que la secuencia es de bloque superior.

La situación es comparable a la observada en los cortes de La Almunia del Romeral-Peña del Pipre-Crestas de Fragnet y Montidiniera y para el del embalse del Calcón-La Fueva y Tozal de

Guara. Estos dos últimos cortes implican una estructuras previas, que han sido retomadas por las estructuras miocenas mostrando como resultado final de emplazamiento una secuencia de bloque superior.

4. ROCAS ÍGNEAS.

4.1. OFITAS.

Afloramientos de ofitas en las Sierras Exteriores habían sido descritos ya por MALLADA, 1968. ALMERA Y RÍOS 1952 cartografían ofitas en el barranco de las Valles, también denominado como Agujero de Guara. En este trabajo, se han localizado también afloramientos de este material en el barranco de Castellones, al S del Tozal de Guara.

Los afloramientos de ofitas son abundantes en las Sierras Marginales Catalanas, POCOVI 1978, POCOVI *et al.*, 1979, entre ellos, los yacimientos de este material más próximos se localizan en las estructuras diapíricas de Naval, Salinas de Hoz, Ubiego y La Puebla de Castro.

Como hemos descrito en el apartado 2.2.1.3, pertenecen al Keuper; encima de las ofitas afloran unos 15 o 20 m de margas de esta unidad, sobre las cuales se identifica la base del Cretácico Superior.

Su aspecto externo es de una roca microcristalina homogénea, de color verde negruzco. La única descripción petrológica de la que disponemos es la procedente de ALMERA Y RÍOS, 1952. Estos autores describen como una roca microcristalina de textura porfídica, con granos alotromorfos de augita que pueden alcanzar hasta 3 mm de diámetro; con microlitos plagioclásicos de feldespato; como componentes accesorios se observan olivinos, normalmente alterados a serpentina verde, apatitos y fluorita roja asociada a la augita.

5. HISTORIA GEOLÓGICA.

Los sedimentos más antiguos que afloran en la Hoja de Apiés, corresponden al Triásico, con sedimentos evaporíticos del M-II, que pasan bruscamente a sedimentos de rampa carbonatada proximal del M-III y finalmente a facies margosas y evaporíticas del Keuper. Estos materiales se observan en superficie por formar parte de las unidades aloctonas que conforman el frente pirenaico de las Sierras Exteriores, despegadas a nivel del M-II. En los materiales autóctonos de la Depresión del Ebro, y en datos procedentes de Sondeos del ITGE, 1987, nos muestran como la serie triásica se completa con las calizas del M-I, y que en sondeos como el de Valpalmas (40 km al SO de la hoja) se observan materiales continentales del Buntsandstein y materiales del Carbonífero.

Sobre el Keuper se produce una situación de hiato sedimentario, sin que podamos precisar si este es debido a la erosión. En las vecinas Hoja de Agüero y Uncastillo y en concreto en la unidad de San Felices, POCOVI *et al.* 1979, afloran materiales del Jurásico (dolomías). En toda la Hoja de Apiés, la situación del Triásico con los materiales precedentes es de conformidad estratigráfica. Sin poder precisar el momento, se produce con posterioridad a la sedimentación del Keuper la intrusión de los materiales ofíticos del S del Tozal de Guara.

Los materiales que se observan sobre el Keuper, pertenecen al Cretácico Superior, y están representados por areniscas. Localmente (Santa Eulalia de la Peña) se puede observar una pequeña brecha en el contacto basal, con fauna resedimentada en la que destacan la presencia de braquiópodos rinconélidos. Las facies de playa de las areniscas basales gradan hacia las facies de plataforma carbonatada de calcarenitas y calizas bioclásticas con rudistas del Santoniense. Sobre estas y tras un pequeño periodo de emersión, deducido de las superficies de ferruginización ("hard grounds"), se pasa a una plataforma con barras bioclasticas de calcarenitas y margas grises de lagón. Sobre ellas las condiciones de sedimentación indican ambientes más someros, con calizas micríticas de ambientes lacustres o transicionales. Este ambiente persistente de rampas carbonatadas y terrígenas, se mantiene en el tránsito Cretácico-Terciario, con los materiales continentales de la facies Garumniense, que se prolongan probablemente durante el Paleoceno y Eoceno inferior.

Hasta este punto los materiales de las diferentes unidades litoestratigráficas mantenían una notable homogeneidad de facies y de potencia de materiales. Esta tendencia se modifica a partir del Eoceno inferior, donde los cambios laterales de facies son importantes y se producen grandes diferencias de espesor en los materiales debido al carácter sintectónico de los mismos.

En el sector oriental de la hoja se registra una transgresión de los materiales del Cuisiense, que depositan materiales carbonatados micríticos de ambientes lacustre y transicional y calizas bioclásticas de plataforma somera. Estos materiales pasan lateralmente a arcillas rojas de la facies Garumniense hacia el O y reducen su potencia unas diez veces. Esto indica un hundimiento progresivo del sector oriental que incluiría al sector del anticlinal de Boltaña.

La base de la Fm. Guara, indica una nueva transgresión, con entrada de materiales terrígenos y profundización de las facies (plataforma media). Estos materiales se presentan como un ciclo somerizante (U. Guara-I, del Luteciense Inf.) con paso a condiciones de plataforma muy somera. La potencia aumenta hacia el E lo que indica que el hundimiento de esta zona prosigue.

La unidad Guara-II (Luteciense medio), indica unas importantes variaciones de potencia y de facies, repartidas de forma desigual en los dos ciclos mayores que la componen. El ciclo inferior se reconoce prácticamente en toda la hoja, aumenta de potencia hacia el E y presenta un carácter somerizante, iniciándose con una pequeña transgresión. El ciclo superior presenta en el llano de Cupierlo una serie continua que permite caracterizarlo como un ciclo somerizante, con base transgresiva. La sedimentación de estos materiales coincide en el tiempo con el emplazamiento de las estructuras de Cupierlo y con el inicio de las estructuras complejas de los anticlinales del Pico del Águila y monte Peiró. La falta de registro no nos permite saber si no se depositaron materiales de este ciclo en amplias zonas de las sierras o si faltan por erosión posterior.

Entre las unidades Guara-II y III, se produce una importante fase de erosión. Esta debe corresponder a una superficie de arrasamiento marina, que erosiona fácilmente a sedimentos inconsolidados y poco cementados. En numerosos puntos no se observa ningún rastro de la misma mientras en otros se observan niveles centimétricos de brechas (Arguis) o niveles milimétricos de ferruginización ("hard grounds"). No se han observado evidencias de exposición subaerea ni de carstificaciones. Esta superficie erosiva corta en Cupierlo al cabalgamiento y anticlinal de bloque superior, corta en el anticlinal de la Piller a los materiales condensados

de la unidad Guara-II y corta en los anticlinales del Pico del Águila y Monte Peiró a materiales de la unidad Guara-II, condicionando diferencias de potencia importantes.

Los materiales de la unidad Guara-III, se depositan sobre esta superficie erosiva. Los materiales de esta unidad, indican un ambiente de plataforma media (Luteciense superior) que profundizan rápidamente pasando a materiales de plataforma margosa profunda.

En la base del Bartonense, se produce un cambio importante en el tipo de sedimentación, pasando a una plataforma terrígena, donde se observa el paso lateral de E a O de materiales fluviales (Fm. Campodarbe) a materiales deltaicos (Fm. Belsué-Atarés) y finalmente a materiales de plataforma marina margosa (Fm. Arguis). Este tipo de sistema detrítico se mantiene durante el Bartonense y Priabonense y rellena la cuenca de E a O. Este relleno tiene lugar de manera sincrónica al emplazamiento de pliegues despegados de eje N-S. Estos se emplazan de manera lenta y progresiva, con velocidades relativas de decimas de milímetro al año. Esto condiciona que las potencias acumuladas de materiales sean mayores en los sinclinales que en los anticlinales, aunque los anticlinales no constituyen normalmente ninguna barrera a la sedimentación. Según MILLÁN *et al.* 1991, los anticlinales se emplazan en una secuencia de bloque inferior, siendo más modernos hacia el O. Los materiales terrigenos pueden agruparse en dos ciclos de orden superior, de carácter somerizante y con base transgresiva, con glauconita en la base del primero de ellos y con importantes progradaciones detríticas en la parte superior de ambos. En el priabonense superior, todo el ámbito de la Hoja de Apiés esta ocupado por facies fluviales.

Durante el Oligoceno Superior y según MILLÁN *et al.* 1991, la deformación E-O evoluciona hacia la parte occidental de las sierras y desde el extremo de las sierras de Santo Domingo y Salinas (Hojas de Agüero y Uncastillo) cambia de sentido, progresando en sentido N-S. Entroncándose en el mismo nivel basal (Triásico) se producen una serie de cabalgamientos ordenándose en una secuencia de bloque superior que se emplazan sincrónicamente con la sedimentación de materiales miocenos en el frente montañoso. En nuestra opinión, parte de las estructuras de dirección E-O son sincrónicas a las N-S con lo que las estructuras cabalgantes tendrían una larga historia de avance y erosión como la propuesta por DEPAOR y ANASTASIO 1987. A partir del Mioceno inferior, las estructuras condicionan una serie de abanicos aluviales de dirección N-S que desembocan en la Depresión del Ebro. Las facies de brechas y conglomerados quedan adosadas al frente montañoso mientras que hacia el S pasan de manera muy rápida a facies de abanico distal y facies fluviales. Estos abanicos son agrupados por HIRST y NICHOLS 1986, en los sistemas de Luna y Huesca, en el ultimo de los cuales se enmarcan los abanicos de la Hoja de Apiés. Los abanicos adosados a las sierras originan acumulaciones de conglomerados de poca extensión pero de gran potencia (mallos). Estos conglomerados se depositan sincrónicamente al emplazamiento final de los cabalgamientos y describen la secuencia de bloque superior, gracias a la relación entre las discordancias y truncaciones por cabalgamiento. Los conglomerados más altos de los mallos, sin equivalente distal en los materiales fluviales por erosión de los mismos, son cabalgados por la unidad del Guarga.

Sin poder precisar el momento exacto, parece ser que a partir del Mioceno superior, la red fluvial empieza a encajarse, excavando profundos congostos y barrancos a lo largo de todas las sierras. Los materiales cuaternarios indican una compleja relación con las sierras, con las que enlazan a través de grandes glaciares de pendientes acusadas y con una importante

carga conglomerática. Las terrazas más altas, denominadas como T5, T4 y T3, se encuentran colgadas y pueden presentar extensiones importantes. Las terrazas bajas T2 y T1 están encajadas, exepuando la zona sur oriental de la hoja, denominada como Hoya de Huesca, donde estas mismas terrazas originan grandes acumulaciones de limos.

6. GEOMORFOLOGÍA.

6.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.

La Hoja de Apiés se halla en el margen norte de la depresión del Ebro incluyendo parte de las Sierras Exteriores aragonesas. En particular contiene las sierras de Gratal, Gabardiella y Guara. Su límite septentrional contiene parte de la alineación E-O que separa las sierras del sinclinatorio de Guarga, Sierra de Bonés, con alturasde hasta 1604 m. Los relieves propiamente de las sierras, van desde el pico más alto, Pico de Guara (2077 m) a los Pico canalers de Fragnetó (1734 m), Pico Gabardiella (1695), Mionte Peiró (1520). De manera que el relieve disminuye de este a oeste.

Al sur de estos relieves se disponen alturas más bajas, Sierra de Gratal (1542 m), Matapañas (1530). Un conjunto de laderas y depósitos adosados a las mismas unen estos relieves con la Deprersión del Ebro, Piedemonte pirenaico o somontano oscense.

Con una orientación N-S se distribuyen los cursos fluviales mayores, ríos Isuela, Flumen y Guatzalema. El último de ellos es el único que llega a cruzar las Sierras. Otros dos cursos menores nacen en la ladera meridional de la Sierra de guara, ríos Calcón y Formiga.

Una profunda incisión de la red de drenaje es patente en el área septentrional, mientras que a partir de la ruptura de las sierras y en el inicio del piedemonte se han depositado extensas terrazas. La incisión de las mismas ha dado lugar a plataformas o sasos. Los más antiguos, meseta de las Coronas, sasos de San Julián de Banzo, Barluenga, La Corona de Nueno se encuentran como relictos, superficies de poco buzamiento con alturas comprendidas entre 600-800 metros.

6.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

6.2.1. Estudio morfoestructural.

La distribución litológica y la estructra geológica controlan los rasgos principales del relieve y modelado. Claramente se pueden distinguir dos zonas. La septentrional, donde la erosión diferencial sobre una gran diversidad de litologías y sobre las estructuras compresivas del frente pirenaico da lugar a grandes diferencias topográficas. Y la meridional en la que la distribución litológica de las facies fluviales miocenas y los depósitos cuaternarios condicionan un modelado más atenuado.

La Sierra de Bonés, alineación E-O al N de la hoja, muestra un relieve en cuesta o crestas desarrolladas sobre las superficies de capa (con buzamientos entre 10°-30°) de las areniscas entre lutitas de las formaciones Campodarbe y Belsué.

Al sur de esta lineación se encuentran los sinclinales rellenos con margas y areniscas, Fm. Arguís con desarrollo de "hogs backs" sobre las capas con buzamientos mayores. Estas áreas deprimidas están separadas por anticlinales con dirección N-S y los relieves monoclinales al S que forman la cresta más alta de las Sierras.

El frente meridional de las Sierras presenta un relieve más irregular, condicionado por la estructura tectónica compleja y por tanto de menor continuidad lateral. La sucesión estratigráfica con alternancias de tramos blandos y tramos de calizas condiciona el desarrollo de escarpes, superficies de capa y crestas. El tramo más potente de calizas eocenas da lugar a los relieves diferenciales más escarpados.

La posición y variación de facies de los abanicos aluviales miocenos condiciona el relieve en el límite de las Sierras. Los depósitos proximales de conglomerados subhorizontales forman escarpes sobre el somontano. Su profunda erosión da lugar a bellas paredes y pináculos, mallos del salto de Roldán y de San Cosme. Las facies más distales muestran una transición menos abrupta con los depósitos fluviales miocenos del Somontano de Huesca. Sobre estos depósitos se ha desarrollado una erosión más homogénea y presenta una inversión del relieve. Los depósitos cuaternarios cementados más antiguos, terrazas, dan lugar a las áreas más elevadas. Estos depósitos adosados al cambio de pendiente forman plataformas de poca inclinación 1-2° hacia el sur y con alturas entre 600-800 metros. Estas plataformas quedan como relieves relictos en el río Isuela. La erosión diferencial sobre las facies fluviales más distales ocupa una extensión mayor, inicio de la Hoya de Huesca. Una amplia cubierta cuaternaria se desarrolla asociada al río con depósitos que dan lugar a una amplia llanada poco incidida con alturas entre 500 y 600 m.

En cambio, la profunda incisión de los cursos más orientales sobre los depósitos fluviales subhorizontales de la Fm. Sariñena junto a la deposición de terrazas ha dado lugar a la formación de plataformas encajadas.

El clima actual se puede asignar al tipo mediterráneo húmedo, con fuerte influencia continental, RODRÍGUEZ VIDAL (1986). La estación estival es cálida y seca con frecuentes tormentas. La primavera es lluviosa y el invierno se caracteriza por un frío intenso. La oscilación térmica anual es moderadamente alta (1-30°) en el piedemonte y se atenúa hacia las zonas altas de las Sierras. Los escasos relieves situados por encima de 1600 m se encontrarían dentro de un medio periglaciario, al menos durante una parte del año.

La red fluvial muestra una jerarquía dendriforme poco densificada. La cabecera de recepción de los ríos Isuela y Flumen se encuentra en los sinclinales de Arguís y Belsué. El río Guatizalema corta a las Sierra Exteriores, discurriendo por los materiales más blandos de la Fm. de Belsué-Atarés en el sinclinal de Nocito. Caso aparte, ocurre con los ríos Formiga y Calcón procedentes de la ladera meridional de la Sierra de Guara, teniendo cabeceras de menor radio en los sinclinales de la Fueva y la Fabana.

Estos cursos principales tienen direcciones N-S a NO-SE siendo afluentes del Alcanadre. En cambio, los barrancos de Salado y Venia (margen O de la hoja) drenan hacia el SO, río Gállego.

La red fluvial principal influenciada por la estructura compresiva miocena está relacionada con la disposición de los abanicos aluviales miocenos. Por otro lado gran cantidad de los materiales acunulados en el somontano proceden del retrabajamiento de estos conglomerados.

6.2.2. Estudio del modelado.

La característica esencial del modelado es la profunda incisión fluvial con la consiguiente falta de relación entre formas y depósitos.

6.2.2.1. Laderas.

Pueden apreciarse distintos tipos de laderas en función de sus sustrato y los procesos de erosión que han actuado. El control de las vertientes es estructural, como consecuencia de la rápida incisión fluvial y el dominio de la erosión sobre la acumulación.

Las laderas o vertientes de bloques se observan en las laderas de los sinclinales de Arguis y Belsué, sobre el flanco de los anticlinales y las alternancias de arenas y margas de la Sierra de bonés. En Arguis, RODRÍGUEZ VIDAL (1986) diferencia tres depósitos con alturas diferentes. Las acumulaciones tienen menos de 2 m de potencia de niveles caóticos con bloques y cantos angulosos en una matriz arcillosa. En ocasiones pueden estar cementados. Tienen una gran pendiente y enlazan con depósitos más subhorizontales. Los niveles situados a menor altura presentan una selección mayor y no desarrollan enconstramiento.

Vertientes de bloques se disponen a lo largo del frente meridional de la Sierras controladas por escarpes, donde materiales de grano fino miocenos son cabalgados por las calizas. Los depósitos presentan bloques métricos, a veces con entidad cartográfica, como al E de Bueno, ladera del Monte Tiacuto. En esta ladera se observan deslizamientos de unidades de calizas, con depósitos de brechas cuaternarias con bloques que pueden estar cementados. Estos depósitos de brechas sobre los niveles deslizados presentan basculamientos al N, contrapendiente.

En las vertientes escarpadas se disponen canchales, formados por fragmentos angulosos de calizas, bastante homométricos. En los de dimensiones mayores se diferencian conos de derrubios como canales de avalancha, como es el caso de los situados enfrente de Bueno, ya descritos por RODRÍGUEZ VIDAL. Otros depósitos extensos de este tipo se han cartografiado en la Sierra de Guara, sobre todo al N del Pico Guara.

Las laderas con derrubios estratificados contienen cantos angulosos de tamaño pequeño, poco seleccionados y matriz de grano muy fino, limo y arcilla. No presentan niveles o horizontes lavados y se encuentran incididos actualmente. Han sido observados en la Almunia del Romeral y en la vertiente oriental de la cresta que sale de Matapañas hacia el sur. Posiblemente son el resultado de mecanismos de gelifración con transporte torrencial con elevada capacidad de carga.

Por otro lado en los materiales miocenos del somontano se desarrollan pendientes con regularización general, caso de la alineación de La Corona y la Corona de Arascués. Los depósitos entre 2-4 m, dominando los limos o materiales de grano fino con cantos aislados o pequeños canales de arroyada concentrada con gravas. Los clastos suelen ser reelaborados de depósitos anteriores o del sustrato mioceno.

GUTIÉRREZ VIDAL (1986) describió la línea de laderas de la Corona de Arascués y Corona de la Virgen. Estas laderas se sitúan en la vertiente escarpada que va unirse con la terraza (3) del río Isuela. Presenta un depósito de 2m, con distribución de las gravas mayores en las partes más bajas y con procesos edáficos desarrollados a techo.

Otros depósitos de laderas con menor entidad han sido incluidos en depósitos de fondo de valle o depósitos aluviales-coluviales.

6.2.2.2. Formas y depósitos kársticos.

Las calizas de las Sierras Exteriores intercaladas entre tamos arcillosos no presentan un desarrollo alto de formas carsticas.

Algunas dolinas en embudo están desarrolladas en las lutitas del Keuper sobre las calizas del Triásico en la Casa Alta, barranco Bueno, al N de Puigbolea.

El área con un mayor desarrollo de dolinas se sitúa en parte del Plano de Cupierlo, al N de la Sierra de Guara. Se disponen distribuidas en lineaciones NE-SO como dolinas en embudo con coalescencia lateral.

En el anticlinal de Cupierlo, en la "Facies Garumniense" se encuentra un sumidero con dos bocas y galerías subterráneas de 25 y 38 m, que siguen el buzamiento de las capas, RODRÍGUEZ VIDAL (1986).

Algunas simas se encuentran sobre los flancos con buzamientos de 40° de las calizas de Guara, como al S del embalse de Santa María de Belsué. En esta misma área formas de lapiaz se desarrollan sobre la estratificación y fracturación.

También es reseñable la gruta de San Clemente en la carretera de Arguís, río Isuela.

6.2.2.3. Formas y depósitos fluviales.

Los depósitos fluviales cartografiados presentan una correlación poco clara entre los diferentes cursos, ya que se encuentran totalmente separados. La asignación a diferentes pisos se ha fundado en criterios de altura absoluta y tipo de depósito, criterios que no son definitivos.

Los depósitos fluviales más altos corresponden a lo que RODRÍGUEZ VIDAL (1986) denomina niveles aluviales altos o depósitos pliocuaternarios. Los restos de estas acumulaciones se encuentran como relieves relictos situados a alturas diferentes, a pesar de lo cual han sido agrupado en un solo nivel (6).

Estos depósitos se inician a partir de la ruptura de pendiente de las Sierras, teniendo pendientes deposicionales de 3-5% y pasando hacia el sur a desniveles del 1%. En las áreas proximales con mayor pendiente, los depósitos son de ladera o conos aluviales, con potencias de 2-3 m. Hacia el sur se distinguen facies fluviales con barras de tipo braided.

Las zonas apicales de estos depósitos se colocan en cabeceras donde se sitúan los depósitos de conglomerados miocenos.

Una alineación de cerros altos se sitúa a ambos lados del valle del Isuela.

Otro sistema se encuentra adosado al flanco meridional del anticlinal de San Julián de Banzo, en el río Flumen. La pendiente del depósito es suave hacia el SO (río). Mientras en la zona del río los depósitos fluviales lo hacen hacia el S, lo que parece indicar un drenaje del sistema adosado a las Sierras.

El sistema mayor se encuentra cerca del barranco del Calcón y tiene una forma de abanico con dirección N-S.

La red fluvial disecta a estos depósitos encontrándose encajada en el valle del Flumen una terraza (5) a +100 m. Presenta una disposición NO-SE desde Sabayés hasta su unión con el Flumen y tiene asociados depósitos de glaciares y laderas.

Hemos asociado a este nivel la situada a +40 m en el Guatizalema, aunque podría ser un nivel inferior.

Una asociación de montículos en Torraza, al SO de la hoja es considerado por RODRÍGUEZ VIDAL (1986) como pliocuatenario o piedemonte. Su altura absoluta es similar al nivel del Flumen. Estos depósitos han sido asociados a terrazas situadas en Lierta, barranco de Venia que se unen con depósitos de ladera y abanicos localizados al sur de la Sierra de Gratal.

En el río Flumen una terraza encajada (4), +70-80 m se dispone con un desarrollo menor y siguiendo la dirección del cauce actual aguas abajo del Salto del Roldán.

La terraza (3) más alta asociada al curso actual del río Isuela se encuentra a alturas de +5-10 m. Se dispone a partir de estrecho del río Isuela con una orientación N-S, una anchura de 2 km y una pendiente de casi 1°. Tiene asociados depósitos de ladera, alimentados por las terrazas más altas o los conglomerados miocenos. Estos depósitos de ladera se sitúan en el lado izquierdo del valle. En el derecho presenta un depósito de glaciis con gran cantidad de cantos reelaborados y pendientes de 2° hacia el río.

A este nivel ha sido asociado un depósito de terraza situado en la carretera Huesca-Ayerbe al sur del Castillo Castejón.

En el resto de los ríos no se encuentran depósitos cartografiados salvo en el Guatizalema a partir de la Almunia del Romeral.

Una terraza más baja (2) se individualiza en el río Isuela aguas abajo del pueblo de Chinillas.

En el nivel más bajo (1) se han agrupado depósitos fluviales de pequeña extensión situados a menos de +10 m del cauce actual. En el caso del Isuela se encuentran dos niveles, el más alto conectado localmente con acumulaciones de ladera. Estos niveles son estudiados por GUTIÉRREZ VIDAL que los asocia a un recrudescimiento del clima, con descenso de la temperatura durante el Holoceno.

En los otros cursos estos depósitos se sitúan limitadas a las curvas del río. También se han incluido las barras y depósitos subactuales. Aguas arriba de los cursos y en los barrancos afluentes los depósitos aluviales junto con acumulaciones de ladera han sido cartografiados como depósitos de fondo de valle.

6.2.2.4. Formas y depósitos poligénicos.

Hemos incluido en este apartado depósitos con pendientes de 2° y morfología de glaciis. Contienen una gran cantidad de cantos procedentes del reabajamiento de terrazas más antiguas, de las que se diferencia por tener una mayor cantidad de matriz lutítica y cantos del mioceno fluvial. El más extenso es el de la Corona de los Terreros y Carrascal que pasa a la terraza (3) del Isuela. Relacionado con este nivel y actuando posteriormente se diferencia en Nueno un cono de deyección, RODRÍGUEZ VIDAL (1986). Se encuentra alimentado por los conglomerados y areniscas del abanico mioceno de Nueno. Es un depósito de 10-12 m de alternancias de arenas, lutitas y gravas heterométricas, donde los cantos flotan en una matriz arenosa. Son depósitos en masa junto a canales con flujos concentrados.

En los materiales margosos y arenosos eocenos-miocenos se han diferenciado rellenos de valle con carácter limoso e incididos por la red actual. Estos depósitos enlazan con depósitos aluviales-coluviales con una distinción peor del transporte longitudinal.

Áreas con mayor extensión de estos materiales se encuentran como formaciones superficiales que llegan a tener 2-3 m. Se encuentran sobre rocas del miceno fluvial, con una red fluvial actual poco dendrificada y son utilizados para cultivos.

6.2.2.5. *Formas antrópicas.*

La actividad humana es más patente en la deforestación de la zona. La repoblación de extensas zonas tan solo queda marcada por la persistencia de bancales. Por otro lado la producción agrícola pobre se asienta sobre los depósitos superficiales y tan solo se han remobilizado algunas superficies y creado algunas balsas Balsa de Mesone).

6.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA (Historia geomorfológica).

No se tiene registro de un lapso de tiempo situado entre los últimos sedimentos depositados por el sistema fluvial mioceno de Huesca en un contexto geodinámico de cuenca de antepaís y los depósitos cuaternarios relacionados con la red fluvial actual.

El sistema de cabalgamientos frontal de las Sierra es fosilizado por los conglomerados miocenos subhorizontales con alturas de 1400-1500 m, mientras el somontano se extiende entre 500 y 800 m. Existe pues, una importante erosión de los sedimentos miocenos. El Plioceno no está representado claramente por ningún depósito y quizás este caracterizado por una intensa actividad erosiva. Actividad que ha sido relacionada con el paso del régimen deposicional endorreico a exorreico en la Cuenca del Ebro, cambio que es situado por RIBA *et al.* (1983) en el tránsito Mioceno-Plioceno. Sobre un modelado diferenciado, Sierras y piedemonte se encuentran las primeras acumulaciones aluviales a finales del Plioceno o principios del Cuaternario, sin que se disponga de precisiones mayores.

Los primeros depósitos fluviales son producto de ríos de tipo "braided" con elevada pendiente y carga, cuya migración da lugar a abanicos aluviales diferenciados. Estas acumulaciones tienen asociados en el margen de las Sierras depósitos de ladera y conos de deyección. Las primeras acumulaciones se encuentran relacionados geográficamente con los depósitos de abanicos miocenos de donde procede una gran parte de sus componentes. La presencia de suelos rojos y encostramientos permiten a RODRÍGUEZ VIDAL interpretarlos como abanico aluvial de tipo húmedo, clima cálido y húmedo. La asociación de depósitos relictos de de La Corona de Arascués, Sabanes, Sasos de las Cruces, debía proceder de los conglomerados de Nueno y actual Isuela. Los sasos de San Julián se adosan a los conglomerados de San Martín y lámina de las sierras. El Saso de Mallada al S de los conglomerados de Vadiello y del Calcón.

Estos sistemas influirán en la disposición y encajamiento de los cursos fluviales actuales. La terraza +100 (5) del Flumen cuyo depósito se inicia en Sabayes, señala un curso que debía seguir por el desfiladero del Isuela. En cambio la terraza inferior (4) comienza a encontrarse en la entrada de los Saltos del Roldán , teniendo pues una disposición similar a la del río actual.

La terraza de Sipán (5) muestra también una relación con el curso actual del Guatizalema. Mientras que en el área del Isuela los relictos parecen relacionados con depósitos fluviales a lo largo del barranco de la Venia y alimentados por conos y laderas adosados a los conglomerados de Nueno. Estos depósitos parecen drenar hacia el SO del Gállego, al contrario que los otros cursos.

Por el contrario la terraza (3) más desarrollada en el Isuela muestra un valle derecho con pendientes suaves con depósitos preservados de glaciais y un lado derecho con laderas más

abruptas, con una posible migración del curso hacia el este. Estos depósitos rellenan una zona excavada de forma más homogénea sobre las facies fluviales distales miocenas. En el río Guatizalema existen una terraza correlacionable con un menor desarrollo.

6.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los depósitos de laderas y aluviones en los barrancos actuales muestran incisiones y desmantelamiento. Tan solo existe acumulación en algunos de los canchales situados en los relieves más altos y en algunos barrancos.

Los cursos fluviales muestran trazados rectos, con un fondo de valle muy agudo (Flumen) o con un cauce estrecho excavado en terrazas antiguas.

Los depósitos superficiales y suelos sobre los que se desarrollan los cultivos también presentan desmantelamientos por la red de torrentes. En las facies de granulometrías menores del sistema mioceno, las laderas muestran cárcavas de dimensiones reducidas, indicando erosión o un estadio de equilibrio.

La pérdida de vegetación y el uso del suelo son improntas que controlan el modelado actual. Las Sierras son zona desnudas, en las que tan solo en algunas zonas de umbría se encuentran bosques, mientras que el resto está cubierto por matorral bajo. Este hecho puede estar relacionado con el clima, el balance hídrico, la existencia de fuertes desniveles y el pobre desarrollo de suelos, dominando los procesos de erosión sobre los de meteorización.

7. GEOLOGIA ECONÓMICA.

7.1. RECURSOS MINERALES

No existen en el ámbito de la Hoja de Apiés explotaciones mineras en la actualidad, ni existen indicios de ellas. Se localizan en las inmediaciones del embalse de Vadiello algunos indicios de malaquita, localizados en pequeñas diaclasa de las calizas de Guara. En las vecinas Hojas de Ayerbe y Uncastillo se conocen antiguas explotaciones de dicho mineral.

Las únicas explotaciones que se observan corresponden a canteras para áridos, situadas tanto en las calizas de las Sierras, como en las graveras de las terrazas cuaternarias. Las canteras en calizas, parecen estar siempre relacionadas con obras locales, como sucede con las canteras en las calizas del M-III de la carretera de Arguis, o con las canteras en las calizas de Guara de la carretera al embalse de Vadiello.

Diversas canteras de pequeñas dimensiones se sitúan en los escarpes de las terrazas cuaternarias en los puntos en que son cortadas por carreteras locales, aunque la gran mayoría están abandonadas en la actualidad.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1 Climatología.

En la Hoja de Apiés se localizan un total de 9 estaciones meteorológicas, 4 pluviométricas y 5 termoplumiométricas. La precipitaciones medias oscilan entre los 600 y los 750 mm, aumentando hacia el N, aunque en el interior de la sierra se pueden superar los 900 mm en cotas elevadas. La temperatura media es del orden de 13° C, con incremento generalizado

hacia el S. La caracterización climática de este sector permite diferenciar dos zonas en función del régimen de humedad: una de tipo mediterráneo seco dominando la vertiente meridional de la alineación montañosa y otra mediterránea húmeda ocupando el frente de sierras y su vertiente septentrional. Superando los 1.600 m de altitud puede encontrarse un clima periglaciario.

La evapotranspiración (ETP) media según Thornthwaite varía entre los 640-760 mm; FACI (1.991, 1.992) calcula valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) muy superiores y del orden de 1100 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 30 y el 60% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo, llegando a valores de infiltración próximos al 90% de la lluvia útil en formaciones carbonatadas.

7.2.2 Hidrología.

Dos son los grandes ríos que atraviesan la Sierra de Guara en este sector: Flumen y Guatzalema. El primero se extiende por 132 km² y tiene como principal afluente el Isuela, cuya cuenca alcanza aquí los 78 km² de superficie. El Guatzalema discurre por la mitad oriental sobre una cuenca de casi 105 km² de extensión en esta hoja. Varios son los cauces de tercer orden cuya cuenca receptora tiene como origen en el frente de las sierras de Guara: Isuela, Botella, Calcón y Formiga, en la cuenca del Alcanadre, y Garona y Sotón, en la cuenca del Gállego.

El régimen fluvial de todos estos ríos es típicamente prepirenaico, muy irregular en sus aportaciones, tanto por el régimen de precipitaciones como por la escasa capacidad de regulación de las cuencas. Las aportaciones en un año medio de los principales ríos a la salida de las sierras oscilan entre los 11 hm³ del Isuela, 35,5 del Flumen y 39 hm³ del Guatzalema, con una aportación subterránea variable en función de la Unidad Acuífera atravesada y del orden del 28% en el Isuela, 58% en el Flumen y del 30% en el Guatzalema (SÁNCHEZ NAVARRO, J., 1.988).

Las obras de regulación de caudales más importantes son las correspondientes a los embalses de Arguis (en el Isuela), de 2,7 hm³ de capacidad, Santa María de Belsué y Cienfuens (en el Flumen), con 13 y 1 hm³ respectivamente y el embalse de Vadiello (en el Guatzalema), con 15,5 hm³.

Los tres primeros son utilizados en el regadío de amplias extensiones de la Hoya de Huesca, aunque en la Hoja de Apiés sólo se contabilicen unas 388 hectáreas, a las que hay que añadir otras 350 ha de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas, todas ellas para cereal de invierno y de carácter generalmente deficitario en la cuenca del Isuela. El embalse de Vadiello se utiliza en el abastecimiento urbano de varios núcleos de población entre los que destaca Huesca.

7.2.3 Características hidrogeológicas.

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

7.2.3.1. U.H. n° 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. La complejidad tectónica de las estructuras y la presencia de diversos niveles impermeables intercalados determina la aparición de varias unidades acuíferas con diverso grado de conexión hidráulica en las que entran a formar parte dos acuíferos principales: Muschelkalk y Cretácico-Eoceno, aunque en proporción variable según su grado de afloramiento.

Tres son las principales formaciones acuíferas carbonatadas:

- Muschelkalk: acuífero de alta porosidad y permeabilidad por fracturación y disolución (índice B_2), con buena capacidad de regulación. Está limitado en su base por las arcillas del Keuper mientras que, a techo, conecta en parte con el acuífero Cretácico-Eoceno a través de las lutitas y yesos del M_2 . La transmisividad puede ser elevada y del orden de 2700 m²/día, con permeabilidades superiores a los 100 m/día.
- 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 que llegan a alcanzar 1150 m de potencia en esta hoja. Forman un acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación, baja porosidad y pequeña capacidad de regulación. Limita a techo por la potente Fm. Margas de Arguis, mientras que las arcillas en facies Garum que se sitúan en el muro no forman un impermeable regional dada su escasa potencia, por lo que mantiene una estrecha conexión hidráulica con el acuífero Cretácico. Por tal motivo el acuífero Cretácico-Eoceno será el de mayor interés en toda la Sierra de Guara y, de manera especial, en sectores cada vez más orientales.

A partir de los estudios de SÁNCHEZ NAVARRO, J. (1.988) e ITGE (1.989), en la Hoja de Apiés se delimitan trece Unidades Acuíferas encuadradas en dos dominios hidráulicos diferentes y separados por el retrocambalgamiento de Vadiello: Dominio hidráulico occidental, con las Unidades Alto Sotón y Afluentes, Sierra Caballera, Gratal, San Clemente, St^a Eulalia de la Peña, Río Flumen, Sierra Gabardiella, San Julián de Banzo y St^a Eulalia la Mayor, y el Dominio hidráulico oriental, con las Unidades Fragnet-Guara, Calcón, Formiga y Bastarás. Cada unidad tiene su propio sistema de recarga-descarga que depende principalmente de la extensión superficial de los afloramientos calcáreos, grado de karstificación, geometría y cota topográfica, que condicionan en gran medida el volumen de recarga que genera las precipitaciones.

Son más de 47 los puntos acuíferos inventariados para esta unidad en la Hoja de Apiés, la mayor parte de ellos manantiales, cuyas surgencias quedan reguladas por presencia de un substrato impermeable aflorante o por cota topográfica en los puntos más bajos próximos al cauce de los ríos. Las surgencias del primer tipo más importantes son las de Fenés (2911.1004), La Fueva (2911.1008), Ligüerri (2911.7003), Los Huertos (2911.2011) y Calcón (2911.4009), que drenan los dos acuíferos Triásico y Cretácico-eoceno con caudales de hasta 25 l/s. Al segundo tipo de surgencias corresponden las de Cienfuens (2911.2007), La Pillera (2911.4007), San Clemente (2911.2006) y Fuendespátula (2911.4001), que drenan principalmente el acuífero Cretácico-eoceno con descargas punta que pueden llegar a superar los 500 l/s de caudal.

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

7.2.3.2. Sistema Hidrogeológico del Terciario Continental.

Ocupa toda la serie de afloramientos detríticos oligo-miocenos de carácter continental al Sur y Norte 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 las Sierra de Guara 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 m²/día. La elevada anisotropía vertical propicia la existencia de numerosos niveles colgados de carácter libre, que drenan por encima de la red hidrográfica, y de otros niveles confinados cuyo drenaje se produce a través de formaciones cuaternarias asociadas o directamente a los ríos.

En la Hoja de Apiés se cartografían dos subsistemas en función de su pertenencia a diferentes abanicos sedimentarios: Subsistema Guarga, ampliamente desarrollado en el extremo septentrional, y el Subsistema Huesca, que se extiende por toda la vertiente Sur de las Sierras de Guara con la que se pone en contacto, y por debajo de las formaciones pliocuaternarias.

Se han contabilizado un total de 40 puntos, de los que 29 son surgencias con caudal variable entre 2 y 75 l/s; destacan las de Fuenturbia (2911.2001) y Bonés (2911.1024).

Las aguas subterráneas del Subsistema Guarga y de las formaciones transicionales marino-continental tienen una facies química mayoritaria del tipo bicarbonatada cálcica; son aguas de mineralización ligera y dureza media. El Subsistema Huesca presenta mayor variación de facies, que en este sector se reduce a bicarbonatada cálcica y sulfatada sódico-cálcica, con mineralización ligera o fuerte y dureza media o muy dura respectivamente.

7.2.3.3. Sistema Hidrogeológico Pliocuaternario.

En toda la mitad meridional de la Hoja y 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 que, en ocasiones, alcanzan la treintena. Pueden estar desconectados de la red fluvial, caso de los glacis, completamente conectados en los acuíferos aluviales o en conexión diversa en el caso de acuíferos indiferenciados lo que determina una muy diferente capacidad de regulación.

Sobre la Hoja de Apiés se distinguen los siguientes acuíferos:

Acuíferos en glacis y terrazas: Glacis de Ibieca, Glacis de Siétamo, Glacis de Apiés y Glacis de Lierta. Las surgencias en estos acuíferos suelen estar muy repartidas en manantiales de pequeño caudal, aunque destacan la Fuente de Ibieca (2911.8003) y la Paúl de Siétamo (2912.3001) con caudales que pueden alcanzar los 25 l/s.

Acuíferos aluviales: Terrazas y Glacis de los Ríos Guatizalema y Botella. Las principales surgencias, si bien se producen a lo largo del acuífero y especialmente en la Hoja de Huesca, pueden mencionarse aquí las de Ayera y Sasa del Abadiado (2911.7006 y 2911.7010).

Acuíferos pliocuaternarios indiferenciados: Terrazas y Glacis de los ríos Sotón y Riel y las terrazas y glacis de los ríos Isuela y Flumen que, por su importancia, forman la Unidad Hidrogeológica nº 54: Hoya de Huesca (C.H.E., 1.993).

Este último alcanza una extensión de más de 161 km², de los que cerca de 47 se localizan en esta hoja desde Nueno. Tanto la potencia del depósito como los espesores saturados son irregulares, oscilando desde los escasos metros hasta cerca de 8 m; transmisividad de 25 a 150 m²/día y permeabilidad entre 25 y 200 m/día. Un balance aproximado evalúa las entradas en 23-25 hm³/año frente a unas salidas reguladas próximas a 8 hm³/año. Las surgencias más significativas se producen en la Hoja de Huesca; son de dos tipos: ibones, como los de Pesquera (2911.5003), y paúles, relacionadas con flujos del substrato terciario.

Las surgencias relacionadas con los acuíferos pliocuaternarios pueden agruparse en dos facies diferentes según su composición química. Surgencias de ibones y de acuíferos en glacis y terrazas: son aguas bicarbonatadas cálcicas, con dureza media o dura y de mineralización por lo general ligera. Surgencias de paúles, asociadas a flujos del Terciario Continental: son aguas con características hidroquímicas similares a las de este último acuífero, difícilmente encuadrables en una facies única aunque dominen las bicarbonatadas cálcicas-magnésicas-sódicas y las sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-sódicas. Pueden llegar a ser aguas duras y de notable mineralización. (Ver tabla 1: Resumen Inventario de puntos de agua en la Hoja de Apiés)

Tabla 1. Cuadro resumen de inventario de puntos de agua

Hoja de APIÉS (248) 29-11

	1	2	3	4	5	6	7	8	TOTAL	
NATURALEZA	Manantiales	19	25	5	9	7	9	8	13	95
	Pozos	-	-	-	-	9	4	1	1	15
	Sondeos	4	4	-	-	4	1	4	-	17
	Otros	1	-	-	-	1	-	-	1	3
	Total	24	29	5	9	21	14	13	15	130
USO	Abastecimiento	6	7	-	-	6	3	5	5	32
	Regadío	4	-	-	-	9	6	1	1	21
	Ganadería	1	-	-	-	2	-	-	-	3
	Otros	2	3	-	-	-	2	4	-	11
	Sin uso	10	19	5	9	4	3	3	9	62
	Industria	1	-	-	-	-	-	-	-	1
	Caudal Medio l/s (manantiales)	1,8	7,4	5,5	10	1,8	0,9	7,3	2,3	
	Prof. M. Sondeos	41	201	-	-	62,8	63	219	-	
	Prof. M. Pozos	-	-	-	-	9,1	12,5	10	4	
	Bombeos Estimados (Dm ³ /año)	-	-	-	-	-	-	-	-	

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1950-51). "Hoja y memoria del mapa geológico de España 1:50.000 n°. 247 (Ayerbe)". IGME, Madrid.
- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1952). "Hoja y memoria del mapa geológico de España 1:50.000 n° 247 (Apiés)". IGME, Madrid.
- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1952). "Estudio geológico de la zona sudpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. Primer Congr. Int. Est. Pirenaicos, C.S.I.C., t. II, sec. I, pp. 327-350*. Zaragoza.
- BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. Y ZAMORANO, M. (1991). "Evolución Sedimentaria entre la Cuenca de Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona". *Libro-Guía. Excursión n°1. I. Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic. F.Colombo ed. Pp. 123.
- BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSO, J.M. Y ZAMORANO, M. (1992). "Estructura y Evolución Sedimentaria del Sector Central de la Cuenca Surpirenaica". *Guía de las excursiones geológicas. III Congreso Geológico de España. Salamanca*. Pp. 74-114.
- BARNOLAS, A. Y TEIXELL, A. (1992). "La Cuenca Surpirenaica de Jaca como ejemplo de Cuenca de Antepais Marina Profunda con sedimentación carbonática en el Margen distal". *III Congreso Geológico de España. Salamanca, simposios, tomo 2, pp.39-47*.
- 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 1.993)". Zaragoza. *Moptma*.
- C.H.E. (1993). "Avance del estudio de dotaciones por cultivos y comarcas en la Cuenca del Ebro". Zaragoza. *Moptma*.
- 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*.
- CANUDO, J.I. (1990). "Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética". *Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 436 p.*
- CANUDO, J.I.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. Y SUCUNZA, M. (1988). "Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur". *Revue de micropaleontologie, 31 pp.15-29*.

- CANUDO, J.I.; MOLINA, E. Y SUCUNZA, M.T. (1989). "Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo de la sección de Campo (paraestratotipo del llerdiense)". *Geogaceta*, 6: 81-84.
- CANUDO, J.I.; MALAGON, J.; MELENDEZ, G.; MILLÁN, H.; NAVARRO, J.J. Y POCOVI, A. (1991). "Las secuencias deposicionales del Eoceno Medio y Superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés)". *Geogaceta*. 9 pp. 81-84.
- CALVET, F. Y ANGLADA, E. (1987). "El Triásico del Pirineo. Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico". *Inédito. Contrib. a la Síntesis del Pirineo*, 96 p.
- CASTIELLA, J. et al. (1982). "Las aguas subterráneas en Navarra. Proyecto Hidrogeológico". *Diputación Foral de Navarra*. 229 pp.
- CAUS, E. (1975). "Bioestratigrafía del Eoceno Medio y Superior del Prepirineo Catalán (en la zona de tránsito entre esta unidad y la Cordillera Prelitoral Catalana)". *Revista Española de Micropaleontología*. 7 (2) pp. 297-316.
- CAUS, E. (1979). "Fabularia roselli n. sp. et Pseudolacazina n. gen. Foraminifères de l'Eocène moyen du Nord-Est de l'Espagne". *Geobios* 12(1) pp. 29-45.
- CAUS Y SERRA-KIEL (1998).
- COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A., MELENDEZ, A., MILLÁN H., NAVARRO, J.J. Y POCOVI, A. (1989). "Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices (Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores)". *Cuad. Geol. Ibér.* 13 (1): 159-173.
- CRUSAFONT, M.; 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.
- CUCHI OTERINO, J. et al. (1994). "Aplicación del modelo QUAL2E a los ríos Isuela y Flumen". *Congreso Nacional del Agua y Medio Ambiente*. Zaragoza. pp 175-182.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, pp. 436.
- DEPAOR D.G. Y ANASTASIO, D.J. (1987). "The Spanish External Sierras: a Case History in the Advance and Retreat of Mountains". *National Geographic Research* 3(2) pp.199-209.
- D.G.A. (1990). "Riegos en Aragón por comarcas y municipios". *Dpto. de Agricultura Ganadería y Montes*. 77 pp.
- ENRIQUEZ DE SALAMANCA, C. (1982). "La Sierra de Guara". *Ed. Madrid*. pp.160.

- 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.
- FRIEND, P.F. (1989). "Space and Time Analysis of River System, Illustrated by Miocene Systems of the Northern Ebro Basin in Aragon, Spain". *Rev. Soc. Geol. España*, 2(1-2) pp. 55-64.
- FRIEND, P.F., HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Sandstone-body structure and river processes in the Ebro Basin of Aragon, Spain". *Cuad. Geol. Ibérica*, 10, *Fluvial Sedimentation in Spain*: 9-30.
- FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P.; HOGAN, P.J. JOLLEY, E.J.; McELROY, R.; NICHOLS, G.J. Y RODRIGUEZ-VIDAL, J. (1989). "Pyrenean Tectonic Controls of Oligo-Miocene River-Systems, Huesca, Aragon, Spain. Excursion Guidebook nº4". *4Th International Conference on Fluvial Sedimentology*. Marzo & Puigdefábregas Ed. pp. 142.
- GARCÍA RUIZ, 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-SANSEGUNDO, J. Y MONTES, M.J. (en prensa). "Hoja y memoria del mapa geológico de España 1:50.000 Nº. 209 (Agüero)". ITGE, Madrid.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; GARCÍA SENZ, J.M.; MONTES, M.; SAMSO, J.M.; SANZ, J.; TEIXELL, A. Y ZAMORANO, M. (1991). "Evolución Estructural y Sedimentaria del Borde N de la Cuenca del Ebro entre las Sierras Marginales y las Sierras Exteriores". *I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic. F. Colombo Ed. pp. 144-146.
- 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.
- GIMENO, Y. Y CUCHI, J. (1994). "Contaminación por nitratos en el acuífero de Apiés (Huesca)". *Congreso Nacional del agua y medio ambiente*. Zaragoza. pp 75-82.
- HIRST, J.P.P. (1983). "Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro basin, Huesca province, Spain". *Tesis doctoral no publicada*, University of Cambridge. 247 p.

- HIRST, J.P.P. Y NICHOLS, G.J. (1986). "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Foreland Basins, Spec. Publs. int. I.A.S.*, 8: 247-258.
- HOGAN, P. (1991). "Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain". *Tesis Doctoral no publicada*, Univ. of South. California, 208 p.
- HOTTINGER, L. (1960). "Recherches sur les Alvéolines Paléocènes et Eocènes". *Mem. suisses Paléont.* 75/76, pp. 236.
- HOTTINGER, L. Y SCHAUB, H. (1960). "Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens". *Einführung der Ilerdien und Biarritzien, Eclog. Geol. Helv.*, 53 (1): 453-479.
- I.T.G.E. (1987). "Sondeos...".
- I.T.G.E. (1981). "Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Ebro". *Informe técnico n° 9: Estudio hidrogeológico del Sistema Acuífero n° 67 Sinclinal de Jaca*. MINER.
- I.T.G.E. (1989). "Estudio hidrogeológico de la Sierra de Guara". MINER.
- LABAUME, P.; SEGURET, M. Y SEYVE, C. (1985). "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". *Tectonics*, 4: 661-685.
- LARRAGAN, A. DE (1949). "Memoria y mapa geológico de España a escala. 1:50.000 (Hoja n° 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 hez 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, Madrid.
- 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, A.; VERGES, J. Y MUÑOZ, J.A. (1988). "Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos". *Acta Geolog. Hispánica*. 23(2) pp. 119-127.
- MARTÍNEZ GIL, F. et al. (1.986). "Estudio hidrogeoquímico de los acuíferos carbonatados del macizo de Guara". *Jornadas sobre el karst en Euskadi*. Pp 253-274. San Sebastián.

- MARTÍNEZ PEÑA, M.B. Y POCOVÍ, A. (1988). "El amortiguamiento frontal de la estructura de la covertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geológica Hispánica*, t. 23, Nº 2, pp. 81-94.
- MARTÍNEZ PEÑA, M.B.; MILLÁN, H. Y POCOVÍ, A. (1992). "Láminas Cabalgantes del Sector Central del Pirineo Meridional (Provincia de Huesca)". *III Congreso Geológico de España*. Salamanca, *Simposios, Tomo 2*, pp.130-139.
- McELROY, R. (1990). "Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain". *Ph. D. Thesis*, Univ. of Cambridge, 175 p.
- 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.
- MILLÁN, H.; CASAS, A.M. Y NAVARRO, J.J. (1991). "Estudio preliminar de la fracturación a escala microestructural en las sierras marginales aragonesas". *Geogaceta*, 9, pp. 42-44.
- MILLÁN, H.; PARES, J.M. Y POCOVÍ, A. (1992). "Modelización Sencilla de la Estructura del Sector Occidental de las Sierras Marginales Aragonesas (Prepirineo, Provincia de Huesca y Zaragoza)". *III Congreso Geológico de España*. Salamanca, *Simposios, Tomo 2*, pp.140-149.
- MISCH, P. (1934). "Der bau der mittleren Südpynenäen". *Beiträge zur Geol. west. Med.*, 13. Berlin.
- MOLINA (1986). "Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo Oscense en el sector de Arguís". *Mem. I. Jorn. Paleont. Zaragoza*: 235-247
- MOLINA, E.; ORTIZ, N. Y SERRA-KIEL, J. (1988). *Rev. Esp. Pal.* 3 pp. 45-47.
- MONTES SANTIAGO, M.J. (1992). "Sistemas Deposicionales en el Eoceno Medio-Oligoceno del Sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo Central)". *III Congreso Geológico de España*. Salamanca, *Simposios, Tomo 2*, pp. 150-160.
- MONTERRAT MARTI, J.M. (1986). "Flora y Vegetación de la Sierra de Guara (Prepirineo Aragones)". *Naturaleza en Aragón, Diputación General de Aragón, Zaragoza*. Pp.334.
- MUÑOZ, J.A. (1992). "Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section". *In: K. McClay (Ed.), Thrust Tectonics*.
- MUÑOZ, J.A.; MARTÍNEZ, A. Y VERGES, J. (1986). "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *Jour. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969). "Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geolog. Mededeelingen*, 42, pp. 143-238.

- NICHOLS, G.J. (1984). "Thrust Tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Tesis Doctoral*, Univ. Cambridge, 243 pp.
- NICHOLS, G.J. (1987). "Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees". *Geol. Mag.* 124(2) pp. 121-133.
- ORI, G.G. Y FRIEND, P.F. (1984). "Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets". *Geology*, 12: 475-478.
- PARDO, G. Y VILLENNA, J. (1979). "Aportación a la geología de la región de Barbastro". *Acta geológica Hispánica*, 14, pp. 289-292.
- PASCUAL, I. (1974). "Estudio hidrogeológico de la surgencia cárstica de Fuenmayor (San Julián de Banzo)". *Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona (inédito)*. Barcelona
- POCOVI, A. (1978). "Estudio Geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)". *Tesis doctoral, Univ. Barcelona*, 2 vol., 218 y 138 pp.
- POCOVI, A. (1978). "Estudio Geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)". *Acta Geol. Hispánica*. 13(3) pp. 73-79.
- POCOVI, A. (1979). "Deformaciones de la Cobertera despegada influidas por accidentes de Zócalo en las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo Meridional)". *Acta Geol. Hispánica*. 14 pp. 143-148.
- POCOVI, A. *et al* (1979).
- POCOVI, A., MILLÁN, H., NAVARRO, J.J. Y MARTÍNEZ, M.B. (1990). "Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)". *Geogaceta*, 8: 36-39.
- 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 Gállego (prov. de Huesca)". *Pirineos*, Jaca, 109, pp. 5-15.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. Y SOUQUET, P. (1986). "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- PUIGDEFÁBREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. Y VERGES, J. (1992). "Thrusting and Foreland Basin Evolution in the Southern Pyrenees". In: K. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics*.
- 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'étude des formations continentales tertiaires du versant meridionale des Pyrénées". *C.R. Acad. Sc. Paris.*, 265, pp. 778-780.
- REILLE, J.L. (1967b). "Subdivisions stratigraphiques hez phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen (Règion de Barbastro, province de Huesca)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 265, pp. 852-854.
- 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. 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.
- RODRÍGUEZ-VIDAL, J. (1983). "Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su piedemonte". *Tesis Doctoral*, Univ. de Zaragoza, 493 pp.
- SAEZ, 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. et al. (1986). "Las aguas subterráneas y los humedales de la hoya de Huesca y el Somontano de Barbastro". *Actas del congreso de Botánica en homenaje a Fco. Loscos Bernal*. Alcañiz.
- SÁNCHEZ NAVARRO, J.A. (1988). "Los recursos hídricos de las Sierras de Guara y sus somontanos". 336 pp. *Colección de Estudios Altoaragoneses, nº 27*. Diputación Provincial de Huesca.
- SÁNCHEZ NAVARRO, J.A. et al. (1988). "Manifestaciones hidrológicas e hidroquímicas de flujos subterráneos procedentes de formaciones poco permeables del terciario en el Somontano de Huesca". *Estudios geológicos*, 44: pp. 445-452.
- SAZ, P. (1992). "Fuentes minero-medicinales de la provincia de Huesca". *Instituto de Estudios Altoaragoneses*, Huesca. 102 pp.
- SCHAUB, H. (1981). "*Nummulites et Assilines* de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie". *Mém. suisses Paléont.*, 104, 105, 106: 1-236.
- SEGURET, M. (1972). "Etude tectonique des nappes hez séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression hez de la gravité". *Publ. Univ. Scienc. Techniques du Languedoc*, USTELA. Sér. Geol. Struct., 2, 155 pp.

- SELZER, G. (1934). "Geologie der südpirenaischen Sierren in Oberaragonien". *Neves Jahrbuch für Min. Geol. und Pal.*, 71, *Beilage Band*, Stuttgart, pp. 370-406. Traducido al español bajo el título: "Geología de las Sierras surpirenaicas del Alto Aragón". *Publ. Extranj. Geol. España*, 4 (20), pp. 183-230, Madrid (1948).
- SENZ, J.G. Y ZAMORANO, M. (en prensa). "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamientos de las Sierras Marginales occidentales". *Act. Geol. Hispán.*
- SIMO, A. (1985). "Secuencias deposicionales del Cretácico Superior de la unidad del Montsec (Pirineo Central)". *Tesis doctoral*, Universidad de Barcelona. (*Inédita*) pp. 326.
- SIMO, A. (1986). "Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, South Central Pyrenees (Spain)". *Tectonophysics*, 129, pp. 205 -231.
- SOUQUET, P. (1967 b). "Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón hez Navarre". *Tesis, Fac. Sci.*, Toulouse.
- TEIXELL, A. (1992). "Corte Estructural a través de la Terminación Occidental de la Zona Axial (Pirineo Central)". *III Congreso Geológico de España*. Salamanca, *Simposios, tomo 2*, pp. 150-160.
- TOLEDO, M.J. (1991). "Secuencias Deposicionales y Fases Tectónicas del Eoceno de la Cuenca de Jaca". *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic. F. Colombo Ed. pp. 329-332.
- VERGES, J. Y MARTÍNEZ, A. (1988). "Corte Compensado del Pirineo Oriental, geometría de las cuencas de antepais y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento". *Acta Geol. Hispánica*. 23(2), pp. 95-106.
- VERGES, J. Y MUÑOZ, J.A. (1990). "Thrust sequences in the southern central Pyrenees". *Bull. Soc. Geol. France*, (8), vi: 265-271.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN 978-84-7840-944-0



9 788478 409440