MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
COMISARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

Mapa en los rollos

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO, SEDIMENTOLOGICO Y TECTONICO DE LOS MATERIALES MESOZOICOS DE LA ZONA SUROCCIDENTAL DE LA HOJA DE ~~BISAURRI.~~ EL PONT DE SUERT 213

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO, SEDIMENTOLOGICO Y TECTONICO DE LOS MATERIALES MESOZOICOS DE LA ZONA SUROCCIDENTAL DE LA HOJA DE BISAURRI.

DICIEMBRE 1982

El presente proyecto ha sido realizado por la Empresa INGENIERIA MINERO INDUSTRIAL, S.A. (IMINSA) en régimen de contratación con el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA.

I N D I C E

PAGINA

1.- INTRODUCCION 1

2.- ESTRATIGRAFIA 3

2.1.- TRIASICO 3

2.2.- JURASICO 5

2.2.1.- BRECHA FERRUGINOSA, CALIZAS, CALCOESQUISTOS Y DOLOMIAS, LIASICO INFERIOR 8

2.2.2.- MARGA CON UNA BARRA CALCAREA INTERMEDIA. LIAS MEDIO SUPERIOR (5) 10

2.2.3.- DOLOMIAS Y CALIZAS TIGREADAS. JURASICO MEDIO Y SUPERIOR (Bajociense, Oxforciense y Kimeridgiense) (6) 10

2.3.- CRETACICO 13

2.3.1.- MARGAS NEGRAS (8) ALBENSE 16

2.3.3.- ARENISCAS DEL TURBON (9). ALBENSE SUPERIOR (0-130 m.) 17

2.3.4.- CALIZAS DE AULET (O ESCALES) (10) (0-100 m.). CENOMANIENSE INFERIOR 17

2.3.5.- MARGAS DE SOPEIRA (11) (0-250 m.) 18

2.3.6.- CALIZA CON PREALVEOLINAS Y CALIZA CON PITHONELLAS (12). CENOMANIENSE SUPERIOR-TURONIENSE (200-250 m.) 18

2.3.7.- CALIZAS Y MARGAS (13). CENOMANIENSE INFERIOR-TURONENSE (200-250 m.) 19

2.3.8.- CALIZA GUIJOSA CON DICTIOPSELLAS Y VIDALINAS (14) CONIACIENSE (200-750 m.) 25

2.3.9.- CALIZA CON SILEX DEL TURBON (15). SANTONENSE INFERIOR (25-1.100 m.) 25

2.3.10.-CALIZAS Y MARGAS (16) CONIACIENSE. SANTONENSE INFERIOR (350 m.) 26

2.3.11.-CALIZAS CON LACACINAS Y RUDISTAS (17). SANTONENSE INFERIOR (60 m.) 27

2.3.12.-MARGAS CON MICRASTER (18) SANTONENSE INFERIOR (75 m.) 27
2.3.13.-BRECHA DE CAMPO (19) SANTONENSE SUP. CAMPANIENSE (0-100 m.) 27
2.3.14.-TURBIDITAS(20) SANTONENSE-CAMPANENSE(2.200 m.) 28
2.3.15.-MARGAS, ARENISCAS Y CALIZAS (21). CAMPANENSE TERMINAL-MAESTRICHTENSE (1.100 m.) 29
2.3.16.-ARENISCA DE AREN (22). MAESTRICHTENSE (40 m.) 30
2.4.- TERCIARIO 37
2.4.1.- MARGAS, ARENISCAS Y CALIZA LACUESTRE (23). FACIES GARUMNIENSE (MAESTRICHTENSE A LANDENIENSE) (220 m.) 38
2.4.2.- CALIZA DE ALVEOLINAS (24) ILERDIENSE (50 m.) 40
2.4.3.- MARGAS GRIS-AZULES (25). ILERDIENSE 40
2.4.4.- TERCIARIO CONTINENTAL (26). OLIGOCENO 40
2.5.- CUATERNARIO 41
3.- TECTONICA 42
4.- HISTORIA GEOLOGICA 49
5.- GEOLOGIA ECONOMICA 53
5.1.- MINERIA Y CANTERAS 53
5.2.- HIDROGEOLOGIA 54
6.- BIBLIOGRAFIA 57

1. INTRODUCCION

La hoja se sitúa en las provincias de Huesca y Lérida, atravesada por ríos de tipo meridiano, el Isábena y el Noguera Ribagorzana, que sirve de frontera entre las 2 provincias.

La población más importante es Pont de Suert, mientras el resto o no está habitado o tan sólo existen pequeños pueblos y aldeas cerca de las carreteras.

Geográficamente la hoja se sitúa en la vertiente meridional del Pirineo central. Su topografía es bastante accidentada, destacando el macizo del Turbón (2.497 m.), la Sierra de Sis, etc.

El clima es generalmente de tipo mediterráneo (presencia de Olivos y vides en abundancia sobre todo en la zona más al sur) y los afloramientos son en general bastante buenos, aunque existen algunas excepciones

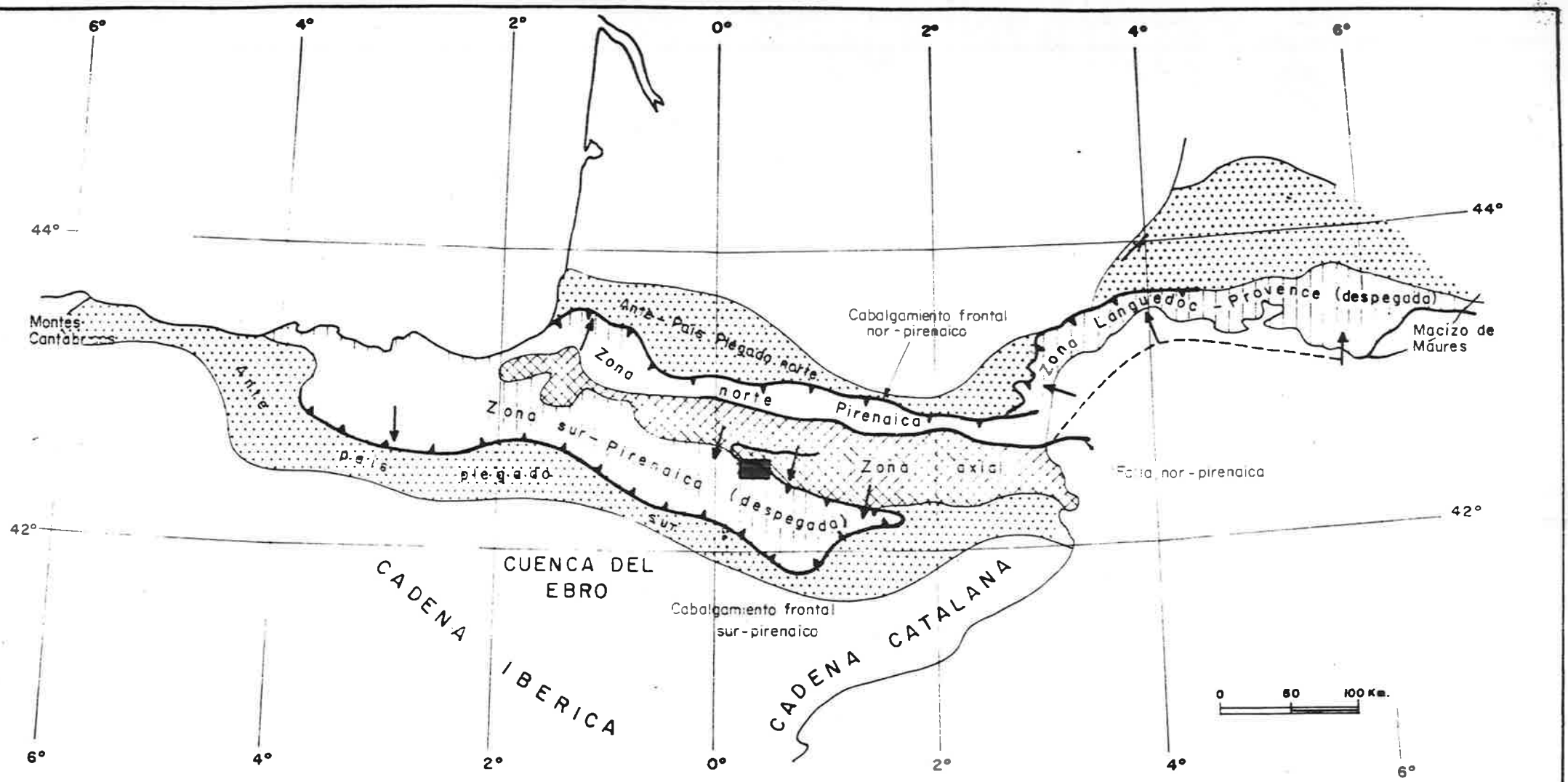
así por ejemplo el trias es muy raro que se observe en cortes no producidos por carreteras o canteras, y también deben citarse grandes formaciones de coníferas (sobre todo en laderas N) que impiden ver el substrato con claridad.

Dentro del marco general de las grandes subdivisiones estructurales de la cadena Pirenaica (SEGURET, 1970), nuestra zona corresponde a la llamada "ZONA SUR-PIRENAICA DESPEGADA", separada de la zona axial - por la zona de los Nogueras.

Los materiales estudiados corresponden al Ciclo Alpino, su - carácter es predominantemente calcáreo, abarcando desde el Triásico hasta el Eoceno prácticamente sin grandes interrupciones, si exceptuamos la base del Cretácico. Estos materiales están dispuestos en unidades tectónicas corridas hacia el Sur decenas de Km. sobre el trias plástico. Según SEGURER (1970), nuestra hoja se sitúa en la Unidad Surpirenaica Central y para GARRIDO-MEGIAS (1972) forma parte del Manto del Montsec.

Existe un gran número de trabajos relacionados con el ámbito de la hoja, y aunque muchos de ellos se sitúan geográficamente fuera de la misma, su interés sigue siendo grande, dada la similitud de los materiales.

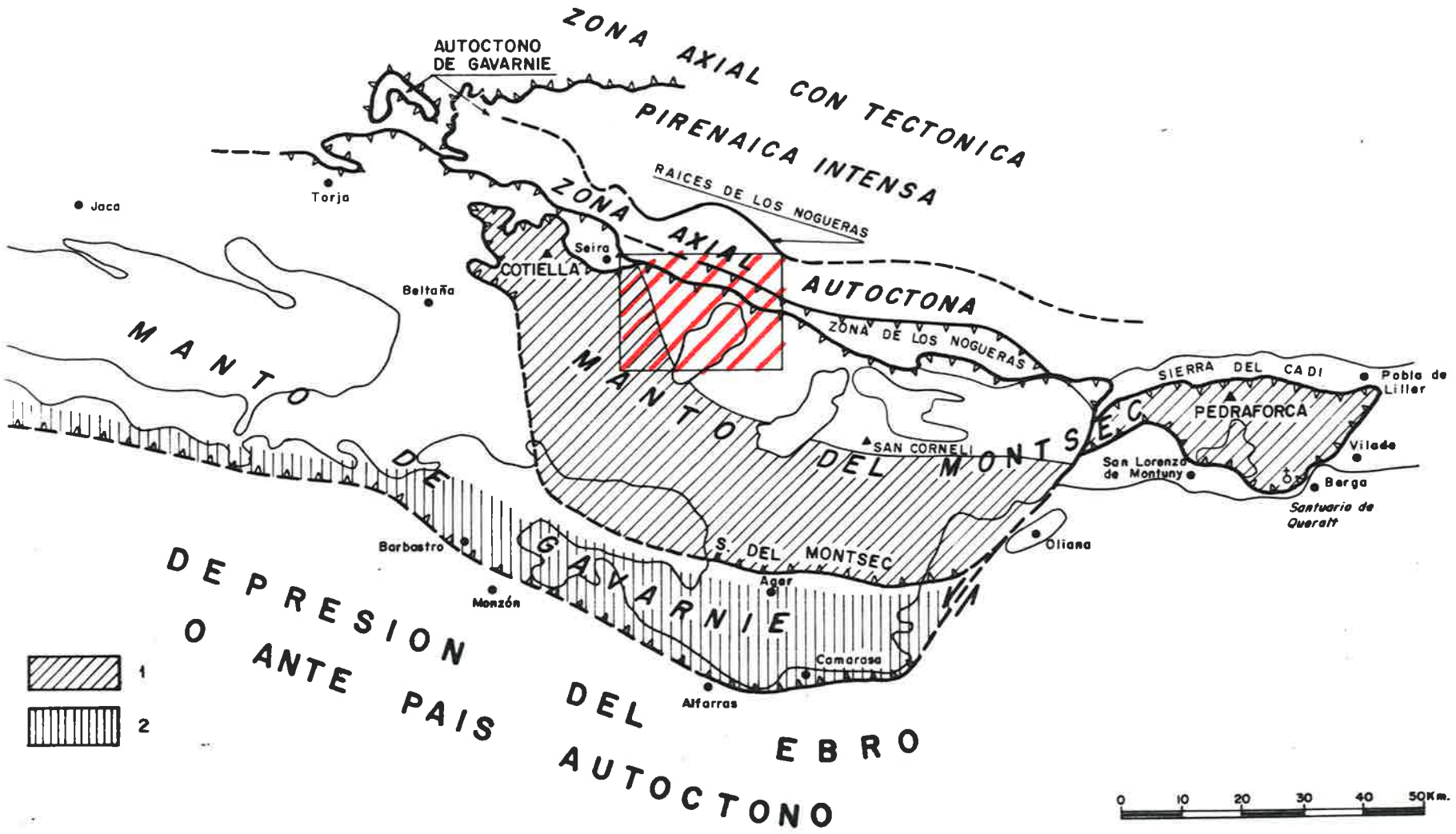
Entre los trabajos que se pueden considerar clásicos tenemos a VIDAL (1875) y (1921), MALLADA (1881) y (1907); DALLONI (1910) y 1930) y MISCH (1934). Más recientemente entre una infinidad de trabajos más concretos, podemos citar a SEGURET (1970) cuyos trabajos sobre la tectónica pirenaica son de gran importancia, así como la cartografía a escala - 1:50.000 realizada por A. GARRIDO en 1973.



Las flechas dan una idea de desplazamiento de las unidades despegadas por referencia a sus substratos respectivos.

LAS GRANDES SUBDIVISIONES ESTRUCTURALES DE LA CADENA PIRENAICA (SEGUN J. HENRY, M. MATTAUER, M. SEGURET.- 1970).

FIG. 1



Esquema estructural de las unidades corridas hacia el Sur de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (según SEGURET, 1970 y modificado por GARRIDO-MEGIAS, 1972).

1: zona de supuesto recubrimiento anormal del manto del Montsec sobre el Eoceno inferior.

2: zona de supuesto recubrimiento anormal del manto de Gavarnie sobre el borde Norte de la depresión delEbro.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. TRIASICO

El Triásico viene representado en la hoja (aparte del Bunt que no se trata en esta parte de la hoja) por el Keuper en su facies típica, pero dentro del cual, pueden verse grandes bloques de centenares de metros cúbicos flotando sobre la facies abigarrada del Keuper. Se trata de una unidad calcárea y calcáreo-dolomítica (micrita, dolomicrita y dolomicroesparita), de color gris-oscuro, fétida, en bancos tableados centimétricos y algún nivel oolítico. Su potencia suele oscilar de 30-50 m. Está atribuídos por toda la bibliografía al Muschel-Kalk y se suelen observar restos de caparazones y conchas silicificadas (notado como 2).

El TRIASICO SUPERIOR. Presenta la facies Keuper típica con margas abigarradas, yesos rojos, blancos, negros, etc.

También contiene sal común que se explota en algunas localida-

des próximas a la hoja que nos ocupa como Naval, Guerri de la Sal, etc.

Es muy frecuente la presencia de grandes masas de ofitas (notado en el mapa como 3) que no tienen ninguna relación con la estratificación.

Es prácticamente imposible determinar la potencia del Keuper, dada su gran movilidad tectónica, así como dar una sucesión estratigráfica.

En la zona que nos ocupa hemos observado hacia el techo (al Norte de Obarra en el río Isábena) unas margas dolomíticas (potencia vista 30 a 50 metros), grises con finas intercalaciones de dolomía arcillosa gris y pátiva amarillenta. De estas margas pasamos en perfecta continuidad sedimentaria a una barra carbonatada que llamaremos "calizas inferiores".

Las "calizas inferiores", en el río Isábena tienen una potencia de 31 metros (3 m. de dolomía gris criptocristalina en la base, seguida de 22 m. de caliza criptocristalina a veces pseudoolítica). La fauna de esta formación esta representada por Ostrácodos, Frondicularia y restos de Lamelibranquios y Gasterópodos.

Las "calizas inferiores" pueden equivaler al Rhetiense con Avícula contorta del Ariége (vertiente norpirenaica), donde al igual que en nuestra zona le sigue la "brecha ferruginosa". La asociación Keuper-calizas inferiores-brecha ferruginosa", que hemos observado en varios puntos de nuestra zona (Río Isábena, Pont de Suert), es a su vez netamente típica en la cuenca de Aquitania.

Los valores del contenido en barro de las "calizas inferiores" indican que el medio de deposición era francamente marino pero confinado en su base, disminuyendo la salinidad hacia arriba para llegar a valores normales de mar abierto.

2.2. JURASICO

Como ejemplo usamos el Corte de "Obarra Norte"

Está situado a 2 Km. al Norte de Calvera, en donde el río Isábena ha excavado una profunda garganta. Este corte que va desde el Trías Kimmeridgiense, lo consideramos como corte tipo para la serie liásica.

YACENTE 1. Marga dolomítica gris-oscuro, hojosa, con finas pasadas de dolomía arcillosa gris. Potencia vista 30 m.

2. Caliza gris de grano fino, a veces pseudo-oolítica y dolomía gris de grano fino en la base (9 m.). Potencia del conjunto 31 m.

Microfacies: Dolomita y micrita pseudo-oolítica con intraclastos. Raros Ostrácodos y Frondicularia, restos de Lamelibranquios y Gasterópodos.

3. Brecha con elementos calcáreos y elementos verdes (ofita) y cemento margoso rojo en bancos decimétricos a centimétricos. Potencia 8 m.

Microfacies: Brecha ferruginosa con elementos de roca eruptiva, esparita y micrita (equivalente al "Tuf" descrito por DUBART, 1925).

4. Este nivel está constituído en su base por caliza de grano fino, gris-negra, fétida y pátina gris (6 m.), seguida de una alternancia de calcoesquistos bituminosos y caliza gris de grano fino (7 m.). Ambos conjuntos están separados por una superficie ferruginosa.

Microfacies: La caliza es una micrita con Ostrácodos y restos de Lamelibranquios, Gasterópodos y raros Equinodermos.

5. Dolomía gris de aspecto brechoide, estratificación no visible. Potencia 40 m.

   Microfacies: Dolomicroesparita brêchica.

6. Dolomía gris-beige de grano fino a medio y caliza de grano - fino, gris. Frecuentemente se observan finas señales de estratificación. Potencia 50 m.

   Microfacies: Dolomicrita, dolomicroesparita y micrita de aspecto listado (rubané). Raros Ostrácodos, Lamelibranquios y Equinodemos.

7. Caliza gris de grano fino, a veces oolítica, bancos decimétricos. En el techo superficie ferruginosa perforada. Potencia 30 m.

   Microfacies: Micrita oolítica a guijosa, a veces pseudo-oolítica, Lingulinas, Textuláridos, Ostrácodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Braquiópodos, Algas (Terquemella, Acicularia, Codiáceas).

8, Conjunto de margas gris-negro, hojosas. En la base 2 metros - de caliza detrítica con Pecten y Belemnites que viene directamente en contacto con la superficie ferruginosa del techo del nivel 7. La potencia total es de 20 m.

9. Caliza gris organógena y ferruginosa, pátina parda, con Pecten y Belemnites. Potencia 5 m.

   Microfacies: Piomicrita con intraclastos. Restos de lamelibranquios y Equinodermos.

10. Margas gris-negras con intercalaciones de caliza gris de grano fino. Hacia la mitad fina pasada de caliza con oolitos fe-

rruginosos. Potencia 35 m. (Laguna de 10 metros en el techo).

Microfacies: Margas con intercalaciones de micrita, biomicrita y oomicrita. Presencia de raros Lagénidos, Previdalinas y restos de Lamelibranquios y Equinodermos.

11. Dolomía gris-negro, de grano medio a grueso, fétida, oolítica en la base (talla media de los oolitos 400 a 700 micras), pátina pardo-negruzca. Potencia 58 m.

Microfacies: Dolomicroesparita a doloesparita oolítica en la base. La cristalinidad media de la dolomía oscila entre 20 y 100 micras. Restos de Gasterópodos, Lamelibranquios y Equinodermos.

12. Dolomía gris-oscuro, fétida, de grano grueso, a veces oolítica. En la base nivel brechoide. Potencia 175 m.

Microfacies: Doloesparita a veces oolítica o guijosa. La cristalinidad media de la dolomía es de 50 a 200 micras. Restos de Lamelibranquios, Gasterópodos y Ostrácodos.

13. Dolomía gris-oscuro de grano medio, con buena estratificación en capas de 20 a 40 cm. Hacia la base intercalación de 11 m. de caliza gris de grano fino. Potencia 209 m.

Microfacies: Dolomicroesparita raramente guijosa, cristalinidad media entre 20 y 120 micras. Hacia la base - intercalación de micrita. Presencia esporádica - de Lituélidos (Pseudocyclammina jaccardi y Ps. Virguliana), Lagénidos y restos de Lamelibranquios, Equinodermos y gasterópodos.

14. Dolomía gris-oscuro de grano fino a medio y en la base 6 m. de caliza gris de grano fino. Potencia 57 m.

Microfacies: Dolomicrita a dolomicroesparita con restos de Lamelibranquios y Equinodermos. En la base micrita con Pseudocyclammina virguliana.

15. Dolomía gris a gris-beige de grano fino. Potencia 64 metros.

Microfacies: Dolomicrita con raros Coprolitos de Crustáceos. La cristalinidad muy constante oscila sobre 20 micras.

DISCORDANCIA

TECHO: 16. Caliza gris de grano fino, muy rica en organismo. Potencia 8 m.

Microfacies; Micrita con Orbitolinas, Precuncolinas y restos de Lamelibranquios, equinodermos, espículas de Espongiarios, Corales y Melobesias de tipo Vinport.

EDADES DEL CORTE OBARRA NORTE

Los niveles	16:	Albiense	Potencia:	8 m
"	15-13:	Kimmeridgiense	"	330 m
"	12:	Oxfordiense superior	"	175 m
"	11:	Bajociense-Calloviense	"	58 m
"	10- 8:	Lías medio y superior	"	60 m
"	7- 3:	Lías inferior	"	141 m
"	2:	Trías sup. (Rhetiense)	"	31 m
"	1:	Trías sup. (Keuper)	"	30 m

Potencia total del jurásico en el corte 764 metros.

2.2.1. BRECHA FERRUGINOSA, CALIZAS, CALCOESQUISTOS y DOLOMIAS. LIASICO INFERIOR

El corte más descriptivo y útil es el que existe en las inme-

diaciones del Monasterio de Obarra.

En la base tenemos una brecha tobácea roja de carácter ferruginoso cuya potencia oscila entre 5 y 10 m. y que corresponde a la brecha descrita por DUBAR (1925) en los Pirineos Franceses y que ha sido datada como Hettangiense. La intercalación de un banco de lumaquella ferruginosa con restos de lamelibranquios y vertebrados en el anticlinal de Tolva sugiere una interestratificación de la toba en medio de una sedimentación continua de carácter marino normal a ligeramente confinado (Garrido 1973).

Por encima tenemos una caliza micrítica con Ostrácodos y calcoesquistos bituminosos (10-15m.) en las que se da el tránsito Hettagiense inf.-Hettagiense sup. Estos calcoesquistos contienen una importante cantidad de asfalto y su deposición indica un cambio hacia medios fuertemente reductores (Medio Euxínico).

Le sigue una brecha dolomítica (30-50 m.), probablemente debida a la disolución de materiales evaporíticos (ya que es correlacionada lateralmente con la"Zona de anhidrita" que en Benabarre por sondeo muestra 380 m. de espesor). Se asimila a un medio lagunar sobresalado.

A continuación, tenemos unas calizas y dolomías listadas (30-50m.) correlacionable con la "calcaire rabané" de la vertiente Nordpirenaica, se trata de una caliza micrítica con finas intercalaciones de Dolomicrita que pueden llegar a ser dominantes con restos raros de Ostrácodos y de Lamelibranquios. Parece que el medio de deposición es algo menos salino que con la brecha. Van seguidos de 25-30 m. de Micritas y Domicritas con Textulâridos, Ostrácodos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Algas. Termina con un Hord-ground observable en todo el ámbito Pirenaico. La datación de este límite, lo hacemos por referencia al Montsec, donde GASSOULET (1962) cita Ammonites del género Echioceras que indican Sinemuriense terminal justamente encima de este nivel ferruginoso.

2.2.2. MARGA CON UNA BARRA CALCAREA INTERMEDIA. LIAS MEDIO SUPERIOR (5)

El lías medio-superior presenta la morfología clásica de dos zonas deprimidas (margas inferiores y superiores) separadas por un resalte calizo característico (4-7 m.), que denominamos "Barra de Pectem y Belemnites". Su potencia total oscila entre 50 y 100 m., aunque la reducción de potencia se hace fundamentalmente a expensas de las margas inferiores. La bibliografía cita abundante fauna, como DALLONI, que determinó en el Montsec para las margas inferiores macrofauna atribuíbel al Lías medio, y para los superiores al Toarciense, encontrando el techo de los superiores donde existen unas alternancias de margas y calizas margosas como Daleniense inferior. BASSOULET (1963) obtiene conclusiones similares así como GARRIDO (1973).

Los mejores afloramientos de estas margas, se sitúan también en la carretera, en las inmediaciones de Obarra.

2.2.3. DOLOMIAS Y CALIZAS TIGREADAS. JURASICO MEDIO Y SUPERIOR (Bajociense, Oxforciense y Kimeridgiense) (6).

Existen varios cortes de características aceptables, como el de Bononsa en la misma carretera, o el de Pont de Suert, que tiene el inconveniente de ser de difícil acceso. Estos materiales pueden ser correlacionados con los que efectuó J. DELFAUD (1969), en laCuenca de Aquitania (Ver GARRIDO 1973). En nuestra zona, el Jurásico medio y superior presenta una sucesión carbonatada de calizas y dolomías, con predominio de estas últimas debido fundamentalmente a fenómenos secundarios de dolomitización que aumentan la monotonía de la serie.

GARRIDO (1973) divide la serie en varias partes:

A) DOLOMIA INFERIOR (95 m.). Dolomía de grano medio a grueso, gris-negra, con frecuentes niveles oolíticos, a veces pisolíticos y muy fétida, con fauna excasa de Textuláridos, Ophtálmidos y restos de Lamelibranquios, Gasterópodos y Equinodermos, atribuíbles al Bajociense-Ba-

thoniense inferior. Termina con un nivel presente en Pont de Suert de calizas Dolomicroesparíticas con Ostrácodos. En los otros cortes se junta este tramo al siguiente.

B) DOLOMIA MEDIA (50 m.). Dolomía de grano medio a grueso gris-negro con zonas de aspecto pseudobrechoide. Fauna muy escasa con restos de Lamelibranquios. En el corte de Pont de Suert termina con un nivel regresivo de caliza lacustre con Ostrácodos que se corresponde con la caliza lacuestre Ourdes en Aquitania y que en consecuencia nos permite datar todo el conjunto como perteneciente al Bathoniense superior-Calloniense.

C) DOLOMIA SUPERIOR Y CALIZAS TIGREADAS (100-175). Predominan normalmente las dolomías. En la base suele encontrarse una brecha dolomítica seguida por dolomías de grano medio a grueso y calizas de grano fino, que de manera esporádica e irregular presentan galerías y pistas de gusanos dolomitizados más profundamente que la roca encajante (calizas tigreadas).

La fauna está representada por Textuláridos, Kurnubia, Ophtálmida, Nautiloculinas, Trocholinas y restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Espículas de espongiarios y raras algas Thaumatoporellas.

En Pont de Suert, los últimos 12 m. forman un regresivo constituído por calizas micríticas con Ostrácodos y tallos de Oogonias de Carúceos. Todo el conjunto se atribuye al Osfordiense por la presencia de Kurnubia. El límite inferior viene marcado por una brecha dolomítica y el límite superior por la brecha poligénica del Kimmeridgiense con Pseudocyclina jaccaroli (SCHRODT).

D) JURASICO TERMINAL (KIMERIDGIENSE-PORTLANDIENSE). Pueden diferenciarse tres secuencias sedimentarias, las 2 primeras corresponden al Kimerid y son los únicos que están representados en la hoja siendo difíciles de separar en el campo, debiendo hacerse por el estudio de láminas delgadas y por geoquímica, el tercer tramo corresponde al Portlandes inferior:

1. Dolomías gris negros cristalinos a microcristalinos y calizas grises de grano fino. Su atribución al Kimmerid. inferior está basada en la - asociación de Pseudocydamina jaccardi (SCHRODT) y Ps. virguliana KOECH.

2. De las mismas características litológicas, viene limitado superiormente por la caliza y dolomia con Iberina lusitánica EGGER del Potlandiense inferior. La atribución de este ritmo al Kimmerid. sup. se basa en la biozona de Ps. virguliana KOECH.

La potencia de estas 2 secuencias en conjunto oscila entre - 250 y 350 m.

Como ya dijimos el tercer tramo no se encuentra representado en la hoja aunque sí en áreas próximas.

CONCLUSIONES SOBRE EL JURASICO: Podemos citar algunas características notables:

1. Los aportes son esencialmente carbonatados, los productos detríticos constituyen una excepción y están reducidos a un porcentaje único arcilloso que impurifica los carbonatos.

2.Todas las secuencias jurásicas son de carácter regresivo, es decir - los términos más marinos están situados en la base y son seguidos de una evolución progresivamente más regresiva hacia el techo.

3.Existe un gran paralelismo entre la salinidad del medio y las variaciones de los ritmos, coincidiendo las discontinuidades sedimentarias con - rupturas en la salinidad.

4. Existe una gran uniformidad en facies y espesores sin entrar en diferencias de detalle.

5. Las Dolomías son primarias en el Lías inferior y secundaria precontemporánea en el resto.

2.3. CRETACICO

Con el cretácico se inicia una etapa sedimentaria que rompe totalmente con la homogeneidad y tranquilidad que en líneas generales había reinado durante todo el Jurásico. Asu vez, dentro del Cretácido dos - etapas pueden ser bien diferenciadas: una primera etapa que comprendería al Cretácico inferior hasta el Santoniense 1, inclusive y una segunda que abarcaría desde el Santoniense 2, hasta el final del Cretácico superior - incluyendo el Paleoceno.

Los materiales más bajos del Cretáceo Neocomiense, Barremiense y Aptiense (excepto su parte alta), no aparecen en esta zona aunque sí más al E. a partir del río Flamisell, y los primeros materiales - Cretácicos empiezan en el Aptense superior, con excepción de la parte más el Este donde podría estar presentes, por lo que se decidió incluírlos - en la columna.

CORTE OBARRA NORTE (Cretácico inf. a Cenoman.)

Situado a 1'5 Km de Alins, comienza en la Borda de Ansuils y sigue en dirección SE hasta la cota 767.

YACENTE 1.- Dolomías y calizas del jurásico superior (Kimmeridgiense

DISCORDANCIA: 2. Caliza gris de grano medio, frecuentemente guijosa, puntos ferruginosos, fauna silicificada y pátina gris-claro. Potencia 80 m.

Microfacies: Microesparita guijosa, bioclástica, con Orbitolinas Precuneolinas. Miliólidos, Lagénidos (r), Verneuilínidos, Textuláridos, numerosos restos de Lamelibranquios, Rudistos y Equinodermos y menos numerosos, de Bryozoarios, Corales, Annélidos y algas Melobesias tipo Vinport.

3. Caliza gris de grano fino, organógena de aspecto masivo, pátina gris claro. Potencia 160 m.

   Microfacies: Biomicrita con Orbitolinas, Orbitolinopsis, Simplorbitolinas, Cos inolinella daguini - DELM. y DELOF. (en la base), Precuneolinas, Mautiloculinas, Miliólidos, Pseudocyclamina vascónica MAYNC, Trocholina lenticularis _ HEMSON (r), restos de Corales, Lamelibranquios, Equinodermos, Bryozoarios, Algas - Melobesias de tipo Vinport, Dasycladáceas, Acicularias, Marinella) y presencia de raras intercalaciones de caliza de corales.

4. Alternancia irregular de margas grises y caliza margosa gris en bancos decimétricos. Potencia 66 m.

   Microfacies: La caliza es una biodismicrita arcillosa, con fauna similar al nivel anterior (nivel 3).

5. Caliza gris de grano fino, fauna silicificada, bancos decimétricos a veces arriñonada. Pátina gris-claro. Potencia 64 m.

   Microfacies: Biomicrita y biodismicrita con microfauna - igual a los niveles 3 y 4.

6. Arenisca ferruginosa, blanca a grisácea, de grano medio a grueso, a veces porosa, con elementos de cuarzo y cemento silíceo, a veces calcáreo arcilloso. Pátina pardo-rojiza. Potencia 170 m.

   Microfacies: Arenisca cuarcítica ferruginosa con algunas intercalaciones de arenisca ferruginosa y cemento doloesparítico con Orbitolinas.

7. Caliza rojo-vinosa ferruginosa, grano fino a medio, con glauconia hacia el techo, pátina pardo rojiza. Potencia 27 m.

Microfacies: Biomicroesparita y micrita más o menos guijosa, con Orbitolinas, Textuláridos (r), Miliólidos, Valvulínidos, Arenáceos, Lagénidos y restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos y Ostrácodos. Glauconia y trazas de fosfato en el techo.

8. Caliza margosa gris de grano fino, pátina gris. Potencia 23 m.

Microfacies: Micrita con Pithonellas, Cumbelinas (?), - Praeglobotruncana, espículas de Espongiarios y restos de Lamelibranquios y Equinodermos. Trazas de Glauconia.

9. Margas grises hojosas. Potencia 70 m.

Microfauna lavada:

Hedbergella washitensis (CARSEY)
Rotalipora appenninica (RENZ.)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUM.)
Praeglobotruncana stephani (CAND.)
Cloborotatites sp.
Orbitolina sp.

10. Caliza gris beige de grano medio a fino, guijosa, arenosa ferruginosa, de pátina gris-pardo. Potencia 40 m.

Microfacies: Microesparita guijosa y micrita con pellets hacia el techo), con Orbitolinas, Prealveolinas (hacia el techo), Miliólidos, Textuláridos, Lagénidos y restos de Lamelibranquios,

Equinodermos, Gasterópodos y alguna Dasycladácea.

TECHO 11. Caliza gris de grano fino, pátina gris-claro. Potencia 20 m.

Microfacies: Micrita con Ovalveolinas y Prealveolinas.

EDADES DEL CORTE OBARRA NORTE

Los niveles	11-10:	Cenomaniense sup.	Potencia 60 m. (vista)
"	9- 7:	Cenomaniense inf. a med.	" 120 m
"	6:	Albiense Superior	" 170 m
"	5- 3:	Albiense	" 290 m
"	2:	Aptiense sup.-Alb. Basal	" 80 m
"	1:	Kidmeridgiense	

Potencia total del Cretácico inf. a sup. en el corte 720 m.

2.3.1. CALIZAS URGONIANAS APTENSE-ALBENSE BASAL (7) (0-400 m)

Calizas guijosas, ferruginosas a veces? con extraordinaria abundancia de fauna, estratificación irregular y frecuente pátina gris-claro - Normalmente con una costra ferruginosa en el techo. Generalmente se trata de Biomicrita con carácter guijoso. Existe una variación importante de espesor disminuyendo hacia el NW (no existen en el Turbón), alcanzando su - máximo espesor en la Sierra de la Follada de Malpás, aquí no se pudieron datar los niveles inferiores y por tanto no podemos decir si existe o no el Neocomiense y el Barreniense, aunque dado el espesor es muy posible.

Estos materiales son atribuídos al Aptense y parte inferior - del Albense en base a los Nannofósiles por GARRIDO (1973).

2.3.2. MARGAS NEGRAS (8) ALBENSE

Margas gris-obscuras con intercalaciones de margas calcárea y caliza margosa, a veces de grano fino organógena con fauna silicificada y estratificación irregular en bancos decimétricos . Dismicritas y Microespa

ritas arcillosas con abundante fauna de Corales, Lamelibranquios,etc. Fauna en general muy oxidada en general indeterminable. Las margas suelen contener Orbitolinas, textuláridos, Ostrácodos, etc.

La bibliografía asigna a estas margas una edad Albense.

2.3.3. ARENISCAS DEL TURBON (9). ALBENSE SUPERIOR (0-130 m)

Corresponde (s.l.) a lo que SOUQUET (1967), denomina "Complejo terrígeno del turbón. En la base y sobre todo hacia el Oeste suele contener una pudinga silícea (0-10 m.) con cantos de varios cm. (de - Cuarzo blanco, Cuarcita y lidita negra), a la que siguen areniscas generalmente con pátina pardo rojiza y de colores variables, contiene generalmente bastantes Orbitolinas su microfacies consta de Areniscas - cuarcítica y areniscas ferruginosas, siendo frecuente que hacia el techo tenga cemento doloesparítico. Su edad es atribuíble según toda la bibliografía al Albense superior. Hay que decir que cuando existe reemplaza lateralmente a la parte superior de las Margas Negras (8).

2.3.4. CALIZAS DE AULET (O ESCALES) (10) (0-100 m.). CENOMANIENSE INFERIOR.

Calizas "tricolores" beige a rojo-vinoso, generalmente con - gluconitay arenosos a veces, en capas decimétricas. Microesparitas con intraclastos y varios pellets, también Biomicroesparitas y micritas más o menos guijosas con abundantísima fauna de Orbitolinas, Prealveolina, Textuláridos (r), Miliólidos, Valvulinida, Arenáceas, Lagénidas y restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos y Ostrácodos.

Hay que notar que apenas 1 Km. al sur de la Hoja en las compuertas del pantano de Escales, estas calizas alcanzan los 1.000 m. Mientras para SOUQUET (1967), esto debe interpretarse como un cambio lateral de facies, GARRIDO (1973) supone una reducción brusca de potencia y posterior erosión antecenomaniense superior e incluso no deposición o ambos casos según las zonas.

La edad corresponde al Cenomaniense inferior sin que mayores

precisiones puedan ser obtenidas.

2.3.5. MARGAS DE SOPEIRA (11) (0-250 m.)

Margas grises con intercalaciones de calizas micríticas.

Praeoglobatruncana del rioensis (PLUMM.)
D. Stephani (GAND.)
Globorotalites sp.
Rotalipora appenninica RENZ
Hedbergella washintensis (CARSEY)
Orbitolina sp.

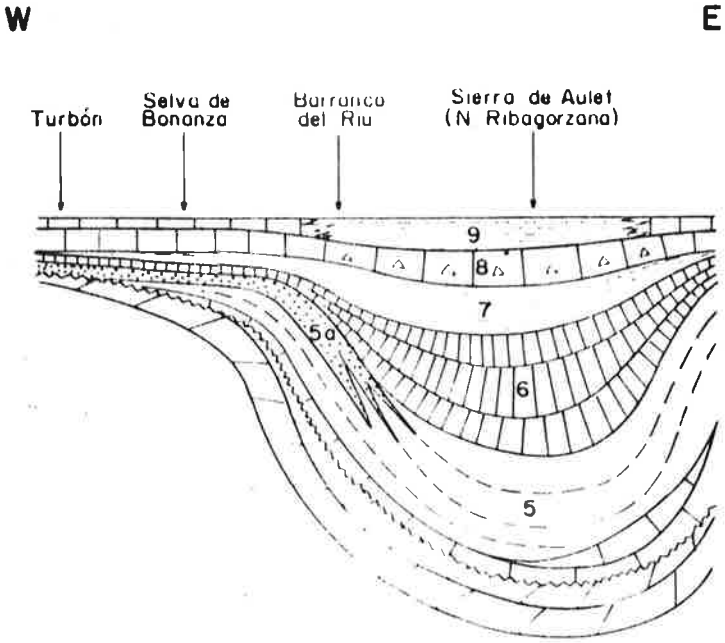
La facies pelágica indicada por esta microfauna, contrasta - fuertemente con las condiciones regresivas que reinaron durante el depósito de las calizas ferruginosas de Escales.

La atribución de los "Margas de Sopeira" al Cenomaniense inferior y medio, se basa por su posición entre las calizas de Escalas (Cenomaniense inferior) y las calizas con Prealveolinas del Cenomaniense superior (SOUQUET, 1967). Si bien el límite Cem. medio-Cenom. superior no puede ser bien precisado. La atribución de las "margas de Sopeira" al Cenomaniense inferior y medio está confirmada por la presencia de Turrilites costatus d'ORD y Mantelliceras Mantellisow (DALLONI, 1910).

2.3.6. CALIZA CON PREALVEOLINAS Y CALIZA CON PITHONELLAS (12). CENOMANIENSE SUPERIOR-TURONIENSE (200-250 m.)

La caliza con Preolvalinas es una micrita guijosa ligeramente esparítica, normalmente gris en bancos decimétricos a métricos cuya potencia oscila pero nunca es inferior a 80 m. (Cenomaniense superio).

La caliza con Pithonellas, es una micrita arcillosa en facies pelágica, que contiene Globotruncana cf. helvética BOLU del Turoniense. BILOTTE y SOUQUET (1972) reafirman esta atribución con los Ammonita; Leanrogericoras cf. sornari, Encalyooceras pentagonum, Calycoceras



Evolución E-W del Cretácico inf. al Coniaciense en el borde Norte de la unidad o Cuenca de Tremp (sin escala). Según GARRIDO (1979) - (Modificados).

9-8: Cenom. sup.-Turon.-Coniac.1

7: Margas de Sopeira (Cenon.med.)

6: Calizas de Aulet (Cenom.inf.)

5a:Areniscas del Turbón (Albiense.sup.)

5: Albiense (margas)

4-3: Aptiense basal

2: Portland.2-Neocom.-Barrem.

1: Jurásico medio a superior

FIG. 3

gr. newboldi, Botocanthoceras sp. y Turrilites sp., recolectados en el Noguera Ribagorzana, al W. de Arén.

La atribución de la "Caliza con Prealveolinas" al Cenomaniense superior, queda justificada por el hecho de ser suprayacente a las margas de Soperia e infrayacentes a la caliza con Pithonellas.

2.3.7. CALIZAS Y MARGAS (13). CENOMANIENSE INFERIOR-TURONENSE (200-250).

Al W del Noguera Ribagorzana es muy difícil representar en la cartografía, tanto la Caliza de Escales como las margas de Sopeira, muchas veces porque dado su pequeñísimo espesor aparecen tapadas y no se sabe con certeza si existen o no. Por eso se decidió emplear un tramo cartográfico que los asimile (con excepciones) al Cenomaniense superior y al Turonense.

Así este tramo cartográfico contiene la Caliza con Prealveolinas (Cenom. sup.), la caliza con Pithonellos (Turoniense) y las Calizas con Prealveolinas y Orbitolinas y la Caliza con Orbitolinas (Genom. Inf. y medio).

CORTE OBARRA (Cretácico superior)

Este corte ha sido levantado en el valle del río Isábena, comenzando en el Monasterio de Obarra, para continuar valle abajo hasta la altura de Serraduy.

YACENTE: 1. Caliza gris, guijosa en bancos ondulados, numerosas venas de calcita. Potencia vista 8 m.

Microfacies: Microesparita guijosa, a veces recristalizada con Orbitolinas, Prealveolinas (r), Miliólidos, Textuláridos y restos de Lamelibranquios, Equinodermos, espículas de Espongiarios (r) y Dasycladáceas.

2. Caliza gris de grano fino. Potencia 20 m.

Microfacies: Micrita guijosa en la base con Prealveolinas, - Ovalveolinas, Cuneolinas, Nezzazata (r), Miliólidos, Textuláridos y restos de Lamelibranquios, Equinodermos y Algas (r).

3. Caliza gris de grano muy fino, en bancos decimétricos arriñonados. Potencia 52 m.

Microfacies: Micrita con intraclastros en la base, después - guijosa, con numerosas Pithnellas, Globigerinas, Rotaliporas (r), Globotruncanas (G. cf. helvetica BOLLI, G. Lapparenti BROT.), Lagénidos (r), Miliólidos, Textuláridos y restos de Lamelibranquios y espículas de Espongiarios.

4. Caliza gris de grano fino a medio mal estratificada. Potencia 30 m.

Microfacies: Microesparita en la base, después micrita con - rayas de microesparita. Numerosos Rudistos y Corales. El resto de los organismos está representado por raras Cuneolinas, Valvulínidos, Miliólidos, Textuláridos, Lamelibranquios y Algas (Melobesias, Dasycladáceas).

5. Caliza gris microcristalina, guijosa. Potencia 92 m.

Microfacies: Microesparita guijosa, ligeramente arenosa en el techo. Dictyopsellas, Vidalinas, Rotálidos, Lagénidos Valvulínidos, Cuneolinas, Peneróplidos, Miliólidos y resto de Textuláridos, Lamelibranquios, Equinodermos, Bryozoarios, Algas.

6. Caliza gris mal estratificada. Potencia 48 m.

Microfacies: Micrita con gravelles de contorno difuso e intraclastos. La microfauna es pobre, notándose la presencia de Rudistas (n), Corales, Lamelibranquios, Equinodermos, algunas espículas de Espongiarios y Algas.

7. Caliza gris cristalina, guijosa y ligeramente arenosa con mejor estratificación. Potencia 80 m.

Microfacies: Microesparita guijosa, ligeramente arenosa, con Dictyopsellas, Vidalinas, Valvulínidos, Cuneolinas, Peneroplidos, Miliólidos, Textuláridos, Rotálidos, Lagénidos y restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Bryozoarios y espículas de Espongiarios.

8. Caliza gris de grano fino, en bancos arriñonados, con numerosas capas con nódulos de sílex. Potencia 253 m.

Microfacies: Micrita con guijos de contorno difuso, muy ligeramente arenosa. La fauna, bastante pobre, está representada por Globotruncana (r), Pithonellas, Rotálidos, Legénidos (r), Peneroplidos (r), Miliólidos, Textulátidos, Lamelibranquios y Equinodermos. Las espículas de Espongiarios bastante numerosas junto con las Pithonellas caracterizan este nivel.

DISCORDANCIA (no visible, pero supuesta)

9. Alternancia de microbrechas, areniscas, margas y caliza en facies flysch (presencia de las clásicas figuras turbidíticas). Potencia 2.195 m.

Microfauna lavada (Nos remitimos al nivel 8 del corte "Río Fla Misell-Tremp").

10. Nivel muy irregular y replegado, que forma parte de un olistostroma que corona la serie flysch comparable al "nivel de Torallola" (ver nivel n°9 del corte "Río Flamisell-Tremp"). Potencia 40 m.

11. Margas grises, con intercalaciones de caliza arenosa y areniscas. Potencia 1.000 m.

    Microfauna lavada: (Nos remitimos al nivel 10 del corte "Río Flamisell-Tremp").

12. Caliza arenosa y arenisca calcárea, con mala estratificación Potencia 50 m.

    Microfacies: Arenisca de grano medio a grueso y microesparita arenosa. Los organismos presentes son:

    Orbitoides media (d'ARCH.)
    Lepidorbitoides socialis (LEYM.)
    Hellenocyclina beotica REICH.
    Omphalocyclus macroporus(LMK.)
    Siderolites calcitrapoides (LMK.)

    Textulárídos, Rotálidos, (Laffiteina probable).
    Miliólidos, Bryozoarios localmente abundantes,
    Equinodermos, Lamelibranquios, Algas (Melobesias "Algas silíceas", Dasycladáceas).

    Microfauna lavada: (margas intercaladas en las areniscas de la base).

    Formas pelágicas:

    Globotruncana contusa (CUSH.)-BOLLI
    G. stuarti (de LAPP)-BOLLI
    G. cf. fornicata (PLUM.)

G. Lamellosa SIGAL
G. canaliculata (REUSS)
Gumbelina globulosa (EHREN.)
G. striata (EHREN.)
Globigerina cretácea (d'ORB.)

Formas bentónicas:

Cibicides stephensoni CUSH.
C. harperi (SAND.)
Planulina spissocostata CUSH.
Marginulina decorata (REUSS)
Clypeorbis marmillata (SCHLUMB.)

13. Zona de paso de facies marina (Maestrichtiense) a facies continental (Garumniense). Esta zona está constituída por una alternancia, más o menos regular, de areniscas y margas grises que hacia el techo, contiene cada vez más frecuentes intercalaciones de lignito y margas versicolores.

Microfauna: Se reduce a algunas formas marinas autóctonas (Globotruncanas y pequeños arenáceos) y otras rodadas del Cretácico inferior y superior.

14. Margas abigarradas, fundamentalmente rojas, con intercalaciones de areniscas, microconglomerados, calizas margo-arenosas y un banco de caliza lacustre (3 m.) muy neto cerca del techo.

Microfacies: La caliza lacustre es una micrita con Microcodium.

Macrofauna: Presencia de restos de Dinosaurio en los microconglomerados y dientes de Escualos.

15. Brecha de base, calizas, margas rojas y calizas margosa con foraminíferos y hacia el techo de nuevo conglomerado con trazas de lignito, coronado por margas grises lignitosas. Poten-

cia 40 m.

Microfacies: (de la base al techo)

-El cemento de la brecha de base es una microesparita guijosa con gruesos Miliólidos, Rotálidos, raros Lituólidos, la primera Alveolina (A. primaeva REICHEL), Melobesias, Bryozoarios. Los elementos son de caliza o arenisca del Maestrichtiense y del Garumniense.

-Margas rojas con Microcodium y restos de Caráceas.

-Microesparita un poco arenosa con gruesos Miliólidos, Rotálidos (R. trochodiformis LMK.), Alveolinas (A. primaeva REICH.) Bryozoarios, Melobesias Dasycladáceas.

-Microesparita a micrita con restos de Lamelibranquios, Moluscos, Miliólidos, Melobesias, Dasycladáceas, Distichoplax, Pseudolithothamnium album (PFENDER).

-Conglomerado de elementos maestrichtienses y landenienses y cemento margo arenosos con Microcodium.

16. Alternancia irregular de caliza margosa y margas arenosas en bancos decimétricos. Potencia 50 m.

Microfacies: Microesparita a micrita, a veces esparita más o menos arcillosa y arenosa con: Alveolinas, Flosculinas, Opertorbitolites, Miliólidos, Arenáceos, Rotálidos (Rotália trochidiformis LMK), pequeñas Operculinas (O. hebérti NUM.-CHALM.), Nummulites, Algas.

EDADES DEL CORTE DE OBARRA

Los niveles 16: Ilerdiense (inf.) Potencia 50 m

Los niveles	15:	Landeniense (con intercalaciones de facies garumniense)	Potencia: 40 m
"	14:	Garum. (Danien.-Montien.)	" 138 m
"	13-10:	Campanien. terminal-Maestrich.	" 1.130 m
"	9:	Santoniense 2-Campaniense	" 2.195 m
"	8- 5:	Coniaciones-Santoniense 1	" 475 m
"	4- 2:	Cenom. sup.-Turon.-Coniac. 1	" 102 m
"	1:	Cenomaniense medio	" 8 m(vista)

Potencia total del Cretácico superior en el corte 3.1910 m.

Potencia total del Paleoceno en el corte 178 m.

2.3.8. CALIZA GUIJOSA CON DICTIOPSELLAS Y VIDALINAS (14) CONIACIENSE (200-750 m.)

Se trata de un tramo calcáreo con la fauna preferente de Dictiopsellas y Vidalinas, pero que en su parte inferior tiene gran abundancia de Rudistas, tratándose entonces de una Micrita guijosa microesparítica a esparítica, que alcanza sus más altos espesores en la región del Turbón (330 m.).

Su atribución al Coniaciense viene justificada desde hace tiempo, por la presencia de numerosas Mippusites del Coniaciense (VIDAL, 1898? DALLON, 1910, 1930? MICH, 1934? SOUQUET, 1967). Esta caliza tiene un marcado carácter regresivo que se acentúa hacia el techo. Por encima aparecen calizas guijosas, de carácter ferruginoso, con Dictiopsellas y Vidalinas, se trata de una caliza gris-beige a rosada, desde microcristalina a grano grueso, generalmente en bancos métricos y mal estratificada en ocasiones, puede contener algún nivel con nódulos de sílice. Se trata de Micritas guijosas microesparíticas a esparíticas con una fauna muy abundante, dándose a veces medios subrecifales.

2.3.9. CALIZA CON SILEX DEL TURBON (15). SANTONIENSE INFERIOR (25-1.100 m.)

Calizas finamente guijosa (Micritas), más o menos arcillosas,

en bancos decimétricos. Colores grises a negros. Con módulos de sílex, que en la mitad inferior son más abundantes con Pithonella, espículos de Espongiarios, Globotruncanas, pequeños Rotálidos, Textuláridos, Miliólidos (r), Gümbelinas (r) y restos de Lamelibranquios, Equinodermos y Bryozoarios. También raras Lacazinas, que son indicadores de edad Santoniense, aunque su aparición no se sitúa en la base sino más arriba, lo que implica la posibilidad que estas Calizas en su parte más inferior pertenezcan todavía al Coniaciense.

Este depósito sufre una gran variación de espesor, aumentando brutalmente hacia el NW. Son equivalentes a las "Calizas de Agua Salenz" descritos por MISCH (1934) en el valle del Esera. Aparte del Corte del Turbón en las inmediaciones de Obarra existe un buen corte aunque la serie no está completa.

2.3.10. CALIZAS Y MARGAS (16) CONIACIENSE. SANTONENSE INFERIOR (350 m.)

En la zona del Noguera Ribagorzana tanto el Coniaciense como el Santonense inferior (en parte) tienen la misma facies, diferente de las existentes al Oeste, ya que en las riberas del Noguera no se desarrollan las calizas (14) y (15). En su lugar aparte una serie de calizas (Miaitos con Pethonellos) y margas negras finamente interestratificados en bancos decimétricos, con frecuentes niveles de Slumps. A unos 80 m. de la base se obtuvo por GARRIDO (1973) fauna que asegura la presencia del Coniaciense.

La parte superior, frecuentemente incompleta por la erosión, puede verse más al sur en las riberas del mismo río y se trata de calizas micríticas a microesparíticas finamente arenosas en bancos decimétricos con Pithorellos, numerosas espículas de Espongiarios, Radiolarios (r), Miliólidos y Textuláridos que puede correlacionarse

con las calizas de Agua Salenz.

Para estos materiales el mejor corte está en la carretera de Pt. de Muntañana a Viella después del pueblo de Aulet.

2.3.11. CALIZAS CON LACACINAS Y RUDISTAS (17). SANTONENSE INFERIOR (60 m.)

Es una barra caliza gris (Micrita con gravelles e intraclastical algo guijosa, en bancos de 30 a 50 cm. Esta caliza sólo aparece en el extremo W de la hoja. La fauna es muy amplia entre los que destaca Nummofallotia. El mejor corte se obtiene en la carretera al - Oeste del pueblo de Egea (SW de la hoja).

2.3.12. MARGAS CON MICRASTER (18) SANTONENSE INFERIOR (75m)

Son margas grises, a veces nodulosa, con intercalaciones - de caliza gris de grano fino (Micrita) en bancos decimétricos con extraordinaria abundancia de Equínidos (Micraster), otras fósiles son - Espongiarias, Pithorellas, Globotruncanas, Rotálidos, Gumbelinos (r) y restos de Lamelibranquios. Ostrácodos, Equinodernos y Algas.

Estas "Margas con Micraster" son conocidas ya desde VIDAL (1875) y sobre todo por DALLONI (1910-1930) que cita abundante fauna del Senariense y sobre todo del Santoniense. Por su parte GARRIDO - (1973) cita Micraster decipiens BAYLE y por tanto atribuye estas margas al Santoniense inferior.Un buen corte se puede obtener en las inmediaciones de las "Vilas del Turbón.

2.3.13. BRECHA DE CAMPO (19) SANTONENSE SUP. CAMPANIENSE (0-100 m.)

El nombre se debe a MISCH (1939). Se trata de una brecha

calcárea poligénica claramente discordante sobre lo anterior, de cemento margo-calcáreo. Su atribución al Santoniense no está probada en la hoja. Ahora bien, lateralmente hacia el Sinclinal de Llert, el cemento de la brecha (caliza pseudo-oolítica arenosa) contiene según SOUQUET (1969) Orbitoides tissoti rar. deusa ASTRE, Nummofallotia cretácea SCHLUM y- Lacacina. La parte superior de la brecha puede ser ya Caupaniense por la presencia de Globotruncana elevata elevata en un nivel margoso próximo al techo, hecho que viene confirmado por el hallazgo en la base del flysch supra-yacente (PAPON 1969) de Naravella joaquini CIRY y RAT y Orbitoides tissoti SCHLUMB.

El depósito de esta brecha es muy irregular, siendo lo normal que no se produzca mas que en zonas en principio muy deprimidas. Un buen corte dentro de la hoja puede ser un poco al N. de Egea en un afloramiento sinforme.

2.3.14. TURBIDITAS (20) SANTONENSE - CAMPANENSE (2.200 m.)

A continuación de la Brecha de campo en ocasiones y directamente discordante sobre la serie descrita hasta este momento en la mayoría, nos encontramos con una potente serie de características turbidíticas, caracterizada por la presencia de microbrechas, calizas areniscosas, margas y calizas.

La serie empieza siendo claramente turbidítica, con un carácter distal (r) generalmente acusado, aunque de vez en cuanto se intercalan niveles conglomeráticos que no suelen sobrepasar los 2 m. de potencia. Mientras las calizas turbidíticas tienen marcos de corriente que indican aportes desde Este al Oeste, estos niveles conglomeráticos presentan cantos de roces correlacionables al Norte, lo cual hace pensar que la cuenca se estaba levantando hacia el Norte y muy próximamente.

Hacia arriba, en la serie se van desarrollando secuencias y megasecuencias negativas, que indican una cierta colmatación de la cuenca. A su vez aumenta el carácter areniscoso y margoso y disminuye el Carbonatado. GARRIDO (1978) obtuvo gran número de microfaunas (Globotruncanas, Gumbelinos, Rotálidos, etc.) que le hacen considerar estos materiales como Santonense 2-Campaniense.

El mejor corte se obtiene a lo largo del Isábena desde el pueblo de Beranuy hasta Obarra.

2.3.15. MARGAS, ARENISCAS Y CALIZAS (21). CAMPANENSE TERMINAL-MAESTRICHTENSE (1.100 m.)

Estos materiales son perfectamente visibles a lo largo de las márgenes del Isábena. Por encima de la serie turbidítica se instala discordantemente una serie margosa interrumpida cada 50 m. (de media) por capas de areniscas y calizas areniscosas.

La base de estos materiales está ocupada por un nivel "Olistostrómico" mencionado en otros puntos con mucha frecuencia en la bibliografía. NAGTEGAAL (1963), MEY. et al (1968); MUTTI y ROSELL (1969), VAN HOORN (1970), GARRIDO (1973). Las medidas realizadas por VAN HOORN en el Valle del Isábena, indican un desplazamiento de Norte a Sur (perpendicular al de los Turbiditas). Están compuestos por Margas y calizas micríticas con Pithonellas y espículas de Espongiarios. La fauna recogida por GARRIDO (1973) en el nivel de Torrallola que es equivalente, indica una edad Santoniense superior campaniense inferior. Por encima justo del nivel este autor cita margas finamente arenosas con Globotruncana calcarata CUSH. del Campaniense terminal.

En la realización del trabajo de Campo previo a la realización de esta hoja, se pudo comprobar que en realidad existen 2 niveles

Olistotrómicos diferentes, lo que debe indicar que el proceso erosivo - intra-campaniense es más complicado de lo que se suponía. Estos 2 niveles pueden ser claramente observados en el valle de "Visalibons" en la margen izquierda del Isábena. El espesor de estos tramos viene a ser de 40-60 m.

Por encima se desarrolla una serie de margas grises de carácter pelágico cercana a los 1.000 m. de potencia con intercalaciones de calizas, calizas arenosas y areniscas. Su microfacies es de calizas micríticas a Micritas arenosas pobres en fauna. Las margas sin embargo - han liberado una gran cantidad de microfauna con indicación de Campaniense terminal en la base y Maestrichtiense.

En el techo disminuyen las areniscas y se desarrollan unos - niveles margoso-calcáreos nodulares formando ciclos negativos (40 m.) - que terminan en calizas margosas (7 m.) cubiertos ya por la Arenisca de Arén.

2.3.16. ARENISCA DE AREN (22). MAESTRICHTENSE (40 m.).

Sus afloramientos son buenos en la carretera de Graus a Bonansa, inmediatamente después del pueblo de Serraduy en el límite sur - de la hoja.

Consta de areniscas calcáreas de grano medio a grueso con un nivel hacia la parte superior microconglomerático. Con frecuente cemento microesparítico. La fauna es muy variada y abundante que indica una edad Maestrichtense.

Los organismos presentes son:

Orbitoides media (d'ARCH.)

Lepidorbitoides socialis (LEYM.)

Mellenocyclina beotica (REICR.)

Omphalocyclus macroporas (LMK.)

Siderolites calcitrapoides (LMK.)

Textuláridos, Rotálidos (Laffiteina probable), Miliólidos, bryozoarios localmente abundantes, Equinodermos, Lamelibranquios, Algas (Melobesias "Algas silíceas", Dasycladáceas).

Microfauna lavada: (margas intercaladas en las areniscas de la base).

Formas pelágicas:

Globotruncana contusa (CUSH.)-BOLLI

C. Stuarti (de LAPP)-BOLLI

C. cf. fornicata (PLUM.)

C. Lamellosa (SICAL.)

C. canaliculata (REUSS)

Cumbelina globulosa (EHREN.)

C. striata (EHREN,)

Globigerina cretácea (d'ORB.)

Formas bentónicas:

Cibicides stephensoni (CUSH.)

C. harperi (SAND.)

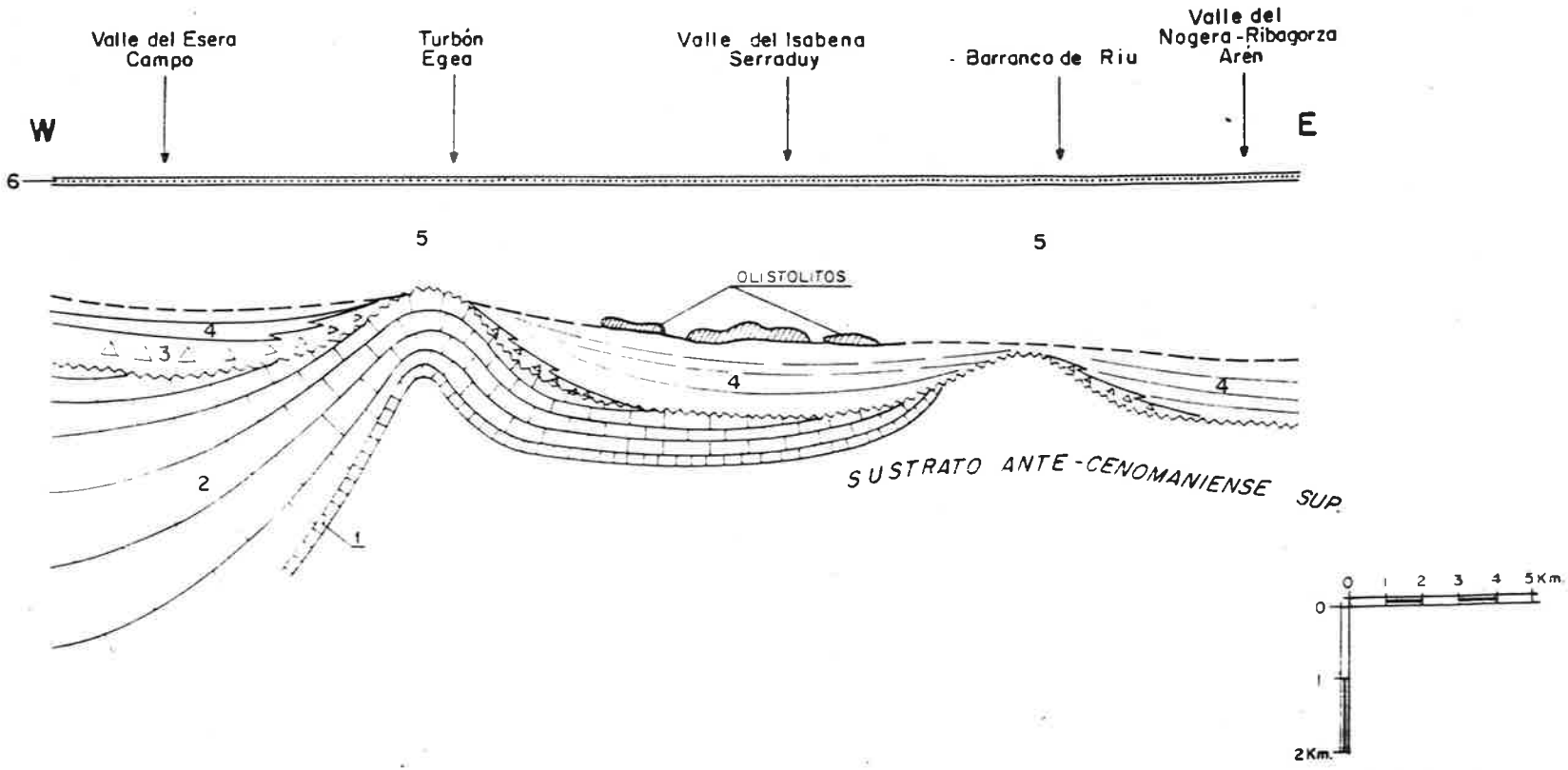
Planulina spissocostata (CUSH.)

Marginulina decorata (REUSS)

Clypeorbis mammillata (SCHLUMB)

CONCLUSIONES SOBRE EL CRETACICO

Para establecer estas conclusiones es necesario tener muy en



Esquema E-W del Cretàcico superior en el borde Norte de la unidad de Tremp. Según GARRIDO (1973).

6: Arenisca de Arén (Maestrich.sup.)

5: Campan. terminal-Maestrich

4: Santoniense 2-Campaniense (flysch)

3: Brecha de Campo (Santon.2 ± Camp.)

2: Coniaciense-Santoniense 1

1: Cenoman.sup.-Coniac.1

FIG. 4

cuenta las áreas próximas a las hojas ya que la pequeña área cubierta por la hoja nos impide establecer conclusiones en muchos puntos.

Con el Cretácico inferior se inicia una nueva etapa que contrasta fuertemente con la gran estabilidad, que en líneas generales había imperado durante todo el Jurásico. A partir de este momento, el dominio pirenaico se ve sumido en movimientos de distensión que hacen rejugar las antiguas direcciones submeridianas que habían regido la sedimentación jurásica, al mismo tiempo que aparecen por primera vez. Las directrices pirenaicas y como consecuencia, se origina un complicado entramado en mosaico que provoca y condiciona la evolución de cuencas sedimentarias, o más bien de verdaderos ombligos o cubetas con fuertes espesores de sedimentos localizados en áreas restringidas y dispersas. Este dispositivo, del cual la unidad de Tremp constituye un eslabón más, es el que impera en todo el dominio aquitano-pirenaico-cantábrico, como se deduce de los trabajos de DELFAUD (1969), WINNOCK (1971), HENRY, LANUSSE y VILLANOVA (1971), MATTAUER y SEGURET (1971).

Esta organización (más bien diríamos desorganización), inestabilidad y confusionismo, continúa durante todo el Cretácico inferior y prosigue en el Cretácico superior, justo hasta el Santoniense 1. Unicamente hay un período de gran estabilidad tectónica que corresponde al Cenomaniense superior-Turoniense-Coniaciense 1. A partir del Santoniense 2, las cuencas sedimentarias se disponen, según un esquema simple, en surcos profundos y subsidentes de clara orientación pirenaica, donde se acumulan potentes espesores de sedimentos de tipo flysch, mientras que las plataformas son invadidas por una sedimentación carbonatada o (y) detrítica, extensiva en dirección al continente (antepaís).

FACIES DEL CRETACICO INFERIOR

El Cretácico inferior se caracteriza por el depósito casi exclusivo de carbonatos. Durante el Neoconiense, Barremiense y Aptiense - superior-Albiense basal, la facies predominante es de tipo pre-urgoniense a urgoniense. Este período, fundamentalmente litogénico, se ve interrumpido por los episodios del Aptiense inferior y Albiense, con la llegada masiva de un detritismo fino arcilloso, venido de lejos. Otra nueva interrupción tiene lugar en el Albiense superior con la brusca aparición de un importante detritismo (pudingas y areniscas del Turbón) que invade el ángulo NW de la cuenca de Tremp.

A parte del complejo detrítico de la región del Turbón existe, dentro de la unidad de Tremp, otra manifestación de la fase albiense superior, realmente espectacular en cuanto a la brutal subsidencia y reducidas dimensiones del área afectada. Nos referimos concretamente a las calizas ferruginosas del Cenomaniense inferior de la Sierra de Aulet, las cuales pasan rápidamente de unas decenas de metros a casi 1.000 metros en el centro de la cubeta subsidente.

A continuación con las "margas de Sopeira" que constituyen un depósito arcilloso-calcáreo de facies pelágica, se cierra la etapa - correspondiente al Cretáceo inferior.

Es muy interesante hacer notar el hecho de que a medida que nos desplazamos del Este hacia el Oeste (o desde Pedraforca al Turbón) la serie del Cretácico inferior, al mismo tiempo que se muestra discorcante y transgresiva, se completa en sus términos más superiores. Ello implica una inversión del basculamiento general que al principio del - Cretácico presentaba una inclinación hacia el Este (apertura hacia la Mesogea), mientras que hacia el final del Cretácico inferior se insinúa un cambio de signo, el cual, en el Cretácico superior y más concre

tamente a partir del Santoniense 2, presentará ya una clara polaridad hacia el Oeste.

CRETACICO SUPERIOR

El Cenomaniense inferior-medio (calizas de Aulet-margas de Sopeira) lo hemos considerado incluído al Cretácico inferior por adaptarse mucho mejor al tipo de organización, compleja e inestable, propio de este período.

Los primeros depósitos del Cenomaniense superior (caliza - con Prealveolinas) coinciden con una parada total de los movimientos de distensión que venían afectando al dominio pirenaico durante el Cretácico inferior. En el momento de iniciarse la sedimentación del Cenomaniense superior las áreas sedimentarias estaban colmatadas y las áreas continentales peneplanizadas y en consecuencia, la transgresión pudo extenderse fácilmente llegando a superar con amplitud el límite de deposición del Cretácico inferior.

Durante el Turoniense (caliza con Pithonellas) la transgresión alcanza su apogeo, iniciándose la regresión con el Coniaciense (calizas con Hippurites). El trío Cenomaniense superior-Turoniense-Coniaciense 1, constituye un magnífico ejemplo de diclo sedimentario: caliza con Prealveolinas (facies nerítica), Caliza con Pithonellas (facies pelágica), Caliza con Hippurites (facies nerítica a subrecifal). La constancia de sus facies, así como de sus potencias, que si bien varían lo hacen de manera progresiva, constituye una prueba más del dispositivo - tipo plataforma estable, donde se desarrolló la transgresión-regresión del Cenomaniense superior-Turoniense-Coniaciense 1.

Esta breve etapa de tranquilidad queda interrumpida con el ritmo Coniaciense-Santoniense 1, el cual nos recuerda fuertemente las

condiciones que reinaron durante el Cretácico inferior. En efecto, la - inestabilidad y consiguiente subsidencia aparece, llegando a ser sus - efectos muy notables en áreas localizadas. La subsidencia en la zona del Esera (un poco al Oeste de la hoja) es realmente impresionante, con casi 5.000 metros de sedimentos para este período. Fuera de las zonas subsidentes la potencia decrece rápidamente a unos centenares de metros e incluso en el extremo oriental del Montsec llega a solo unas decenas de - metros. Bajo un punto de vista paleogeográfico, el área de deposición - del Coniaciense-Santoniense 1, se reduce notablemente respecto a la ocupada por el Cenomaniense superior-Turoniense-Coniaciense 1.

A partir del Santoniense 2 (ritmo Santoniense2-Campaniense), un gran cambio se produce en todo el ámbito pirenaico, caracterizado por una organización mucho más sencilla y significativa. El área pirenaica - se ve invadida por una sedimentación de tipo flysch arenoso-arcilloso, acumulado en un sistema de profundos surcos convergentes hacia el actual Golfo de Vizcaya, Este flysch pasa a facies carbonatada hacia las plataformas que lo encuadran.

Con la fase intracampaniense un nuevo cambio se produce, si bien la intensidad e importancia de la misma es muy diferente según la zona considerada. Como ya sabemos, con esta fase se inicia la sedimentación de un ritmo o cuerpo tectosedimentario complejo, que viene representado por el Campaniense terminal-Maestrichtiense-Garumniense. El comienzo de este gran ritmo se manifiesta por fenómenos muy diversos según los lugares. Así, por ejemplo, en el extremo oriental de la unidad de Tremp coincide con una elevación del flanco meridional, de la estructura de Bóixols y fuerte erosión del mismo. En el borde Norte de la misma unidad por la colocación de olistolitos en el techo del flysch de - procedencia septentrional, en el Montsec por la aparición de un fuerte detritismo y en fin, en el borde meridional de las Sierras marginales por depósitos continentales de facies garumniense.

Como resumen del ritmo Campaniense terminal-Maestrichtiense-Garumniense, podemos decir que se caracteriza por los siguientes hechos de carácter general:

-Colmatación del dispositivo paleogeomorfológico anterior - (flysch senoniense).
-Cambio litológico apreciable respecto del ritmo anterior o ritmo Santoniense 2-Campaniense.
-Migración hacia el Sur del eje de subsidencia.
-Superación hacia el Sur del límite de deposición del ritmo anterior.
-Retirada progresiva del mar hacia el Oeste, es decir, hacia el actual Golfo de Vizcaya.
-Elevación de la zona axial pirenaica, más acentuada hacia su extremo oriental, donde podemos hablar ya, sin lugar a dudas, de una verdadera emersión sede de un importante depósito conglomerático continental atribuíble al Garumniense el cual, teóricamente, podría bajar hasta el Campaniense terminal.

FACIES DEL CRETACICO SUPERIOR

En esta unidad la serie del Cretácico superior se presenta bien desarrollada y completa, si bien la facies y potencias varían, en general, notablemente del borde Norte al borde Sur.

Desde el Cenomaniense superior al Santoniente 1, los sedimentos son fundamentalmente carbonatados. El gran cambio se produce con el Santoniense 2, a partir del cual la sedimentación es de tipo pelítico-arenosa en los surcos subsidentes y detrítico-carbonatada en la plataforma meridional.

Los únicos sedimentos que mantienen una facies muy uniforme son los correspondientes al Cenomaniense superior (Caliza con Prealveolinas) -Turoniense (Calizas con Pithonellas) -Coniaciense I (Calizas con Hippurites). A escepción del Turoniense y Coniaciense, que entre el Noguera Ribagorzana y Flamisell, corresponde a margas y calizas arcillosas de facies pelágica.

Las correlaciones generales de las figuras 3 y 4 . Ilustran de manera mucho más elocuente sobre los cambios de facies y variaciones de potencias.

2.4 TERCIARIO

El terciario, y más concretamente el Eoceno de la vertiente meridional pirenaica es, actualmente, bien conocido gracias a los numerosos trabajos de que ha sido objeto.

Muy numerosos son los autores que han estudiado el Terciario de la vertiente meridional pirenaico (y concretamente de su zona central). Las primeras noticias sobre el Terciario surpirenaico, se deben probablemente a MAESTRE (1845), DE VERNEVIL y DE KEYSERLING (1861), LEYMERIE (1868); si bien estos autores dan poco detalle, quedando las distintas unidades - mal definidas. VIDAL (1875, 1886, 1891), es el primero en hacer una clasificación de los distintos terrenos. Cita al Norte de Berga una caliza con Alveolinas seguidas de capas con Nummulites. Con Dalloni (1910, 1939) tenemos la primera síntesis del Eoceno pirenaico de Aragón y Cataluña, demostrando la existencia del Ypresiense (Caliza con Alveolinas).

Desde 1956 se inicia por CRUSAFONT y colaboradores, de manera prácticamente continua, una serie de descubrimientos de vertebrados - que han permitido de manera progresiva precisar la datación de las series continentales terciarias.

A partir de 1960 se inicia una etapa transcendental que - afecta de manera notable al conocimiento del tema. Podemos considerar a HOTTINGER y SCHAUB (1960), que con la creación de dos nuevos pisos (Ilerdiense y Biaritziense), y HOTTINGER (1960) con su estudio sobre las Alveolinas como los iniciadores de esta época.

Con SEGURET (1970), se emprende un nuevo enfoque con carácter tectonicista con la puesta de manifiesto de la existencia de grandes mantos pirenaicos despegados y corridos hacia el Sur.

En nuestra hoja, los afloramientos terciarios son muy reducidos y abarcan sólo 4 formaciones:

2.4.1. MARGAS, ARENISCAS Y CALIZA LACUESTRE (23). FACIES GARUMNIENSE (MAESTRICHTENSE A LANDENIENSE) (220 m.)

Sólamente afloran en una franja en la parte sur de la hoja. Por encima de la Arenisca de Arén, tenemos una serie margosa en cuyo interior se da el paso Mesozoico-Terciario mediante la denominada "Facies Garumniense" (Término estrictamente pirenaico creado por LEYMERIE, 1862).

La zona mixta de paso desde el Maestrichtense marino a la - facies continental garumniense se hace de manera progresiva hasta la - instalación definitiva del medio continental. Las intercalaciones en - esta zona de paso, de niveles con Rudistos (VIDAL, 1875), Siderolites y Orbitoides (SOUQUET, 1967) o bien la presencia de restos de Dinosaurios (Lapparent y Aguirre 1956) aseguran una edad Maestrichtense para la misma. Consiste de Margas abigarradas, normalmente violáceas y rojas con - intercalaciones de areniscas (en la parte inferior en su mayoría), microconglomerados, calizas margo-arenosas y un banco de caliza lacustre (Mi-

crita con Microdimun) muy neto cerca del techo.

En la parte superior existe una intercalación masiva, que corresponde a la base de la transgresión Landeniense, donde DE RENZI (1967), cita Alveolina primaera REICHEL.

Esta intercalación marina tiene 40 m. de potencia y consta de una brecha de base, calizas, margas rojas y calizas margonas con faraminiferos y hacia el techo un nuevo conglmerado con trozos de lignito, coronado por margas grises lignitosas.

El cemento de la brecha de base es una microesparita guijosa con gruesos Miliólidos, Rotálidos, raros lituólidos, la primera Alveolina (A. primaeva REICHEL), Melobesias. Bryozoarios. Los elementos son de caliza o arenisca del Maestrichtiense y del Garumniense.

Margas rojas con dicrocedium y restos de Caráceas.

Microesparita un poco arenosa con gruesos Miliólidos, Rotálidos (R. trochodifermis LMK.), Alveolinas (A. primaeva REICH.) Bryozoarios, Melobesias Dasycladáceas.

Microesparita a micrita con restos de Lamelibranquios, Moluscos, Miliólidos, Melobesias, Dasycladáceas (Distichoplas, Pseudolithothamnium album (PFENDER).

Conglomerado de elementos maestrichtienses y landenienses y cemento margo arenosos con Microcodium.

En resumen tenemos una zona de paso a la facies Garumnense con edad Maestrichtense, una facies garumniense continental con edad Daniense-Montiense y una intercalación masiva Landeniense.

2.4.2. CALIZA DE ALVEOLINAS (24) ILERDIENSE (50 m.).

Se trata de una alternancia irregular de caliza, caliza margosa y margas más o menos arenosas en bancos decimétricos. Son Microesparitas a micritas, más o menos arcilosa y arenosa con: Alveolinos, Flosculinas, Opertorbitolites, Miliólidos, Arenáceos, Rotálidos (R. trochodiformis), pequeñas Operarlinas (O. heberti NUNCHAL). Nunmulites, Algas, etc. Puede verse esta caliza en las márgenes del Isábena un poco al norte de Serraduy.

2.4.3. MARGAS GRIS-AZULES (25). ILERDIENSE

Estas margas afloran en el límite SW de la hoja y con un espesor incompleto, meramente por razones de extensión de la hoja. Consisten en rasgos finamente arenosos con intercalaciones centimétricas de calizas con gran cantidad de macrofauna. Su edad es también Ilerdiense.

2.4.4. TERCIARIO CONTINENTAL (26). OLIGOCENO

Por encima de prácticamente todos los materiales precedentes se sitúan unos conglomerados de carácter molásico y de ambiente continental. Los cantos proceden tanto de materiales Mesozoicos como del Paleozoico y sobre todo del Pérmico y Permotrias.

En algún punto puede verse que la base está formada por arcillas de color rojo a las que siguen los Conglomerados ya mencionados. Su edad es objeto de controversia GARRIDO (1973) las cita como Eoceno terminal a Oligoceno. Nosotros para simplificar el problema los hemos expuesto como Oligoceno.

2.5. CUATERNARIO

Existen en la hoja materiales Cuaternarios, que en general - no se encuentran muy desarrollados, ya que se trata de una zona montañosa donde predomina claramente la erosión y los materiales erosionados - son transportados fuera de la hoja por los ríos Isábena y Noguera Ribagorzana principalmente.

Se diferencian con facilidad varios tipos de depósitos: Así tenemos depósitos de laderas, canchales normalmente,que alcanzan gran extensión en la zona del Turbón. También existen algunos conos de deyección. Y el depósito más notable, está formado por terrazas fluviales que no suelen ser muy extensas. Junto a ellos, tenemos el Cuaternario indiferenciado con el que se quizo representar todos los otros depósitos de carácter singular o de muy poca importancia (Aluviones, rellenos de formas Kársticas).

3. TECTONICA

Como ya mencionamos en la introducción, la hoja muestra materiales pertenecientes al Manto del Montsec (GARRIDO 1972) y por tanto se asume que forma parte de una Unidad de materiales Mesozoicos despegados sobre su Trías y corridos desde el Norte. Sin embargo, esto no fue evidente en principio. El primer trabajo de importancia sobre la tectónica corresponde a BRESSON (1903) que puso en evidencia la existencia del Manto de Gavarnie. Posteriormente se impuso la creencia de que estos se movían hacia el monte (JACOB y FALLOT 1914; y ASTRE 1924). Otros trabajos posteriores reclaman estos materiales Mesozoicos como autóctonos. No fue hasta la publicación de SEGURET (1970) que se impuso la tendencia actual de considerar estos materiales como deslizados del Norte.

En esta hoja, puede observarse perfectamente el contacto de la Zona Surpirenaica con materiales Mesozoicos despegados con el Paleo-

zoico y el Permo-Trías de la "Zona de las Nogueras". Esta constituye la parte más atrasada del Manto del Montsec. Sin embargo el frente cartográfico de dicho manto no puede observarse, ya que queda mucho más al Sur fuera de la hoja.

Así pues tenemos un despegue generalizado del Mesozoico sobre el Trías, pero que ocupa diferentes niveles, así en muchos casos parece que el despegue se sitúa en el Lías inferior, en otras ocasiones ocupa el Jurásico superior y las Calizas del Cretácico inferior, pero nunca el Lías medio, probablemente debido a su carácter margoso. También se dan superficies de despegue a nivel de las areniscas y margas Albenses, y de las Calizas Cenomanenses y Turonenses, etc., sobre todo en el área NW de la hoja. Esto puede ser debido a la existencia de lagunas estratigráficas en estas áreas, sin embargo nosotros no somos partidarios de esta explicación, ya que hacia el Este existen materiales Liásicos y la superficie de despegue se sitúa más alta, por lo que creemos que esta versatilidad que muestra el despegue debe de ser generalizado a toda la hoja. En hojas próximas (BIELSA nº 179), una conclusión similar es obtenida por RIOS y colaboradores en la realización de dicha hoja, de tal manera que es frecuente que el despegue involucre a veces en el alóctono parte del trías superior, esto puede observarse claramente en la inmediación de Obarra, donde una falla inversa hace aflorar unas decenas de metros de Trías claramente solidarias al Lías inferior, por lo que deducimos que el despegue es más bajo. Esta opción puede darse también en otros lugares pero la dificultad en que aflora los materiales Triasicos impide su comprobación. Por último hemos de decir que la superficie de despegue suele ser subparalela a la estratificación, o la corta con un ángulo muy pequeño.

PLIEGUES.- Los materiales mesozoicos, despegados y corridos se encuentran afectados por pliegues de diferentes tipos:

1. Pliegues que no afectan a la superficie de despegue: Tan sólo tenemos un ejemplo, el anticlinal y el sinclinal del alto de la - Sierra de la Fallada de Malpás que afectan a la caliza de Escales y a - las Margas de Sopena, que gozan de unas características singulares en - toda el área como son la disposición de sus ejes (buzantes con ángulo - alto al SN) como de sus planos axiales (inclinados con claridad al NW), al igual que el alto grado de apretamiento que muestra. Al no afectar al despegue no podemos considerarlo posterior, pero tampoco de puede precisar si es anterior o corresponde a una respuesta diferente a la misma - causa que originó el despegue, así el engrosamiento que tiene lugar en la zona de charmela de la Caliza de Escales permite contemplar la posibilidad de que se trate de una cuña de la propia caliza debido a su situación intermedia entre 2 formaciones margosas mucho menos competentes, que posteriormente y en un proceso de deformación continua fue replegado. En resumen y en nuestra opinión no constituye una evidencia de deformaciones previas y diferentes que las que originaron el despegue, - si no que como se explicó puede ser integrado en un mismo proceso continuado.

2. Pliegues que afectan a la superficie de despegue: Son los de mayor importancia en toda la zona y atendiendo a sus características geométricas y a la posición de sus elementos característicos en el espacio pueden ser divididos en 2 tipos:

A) Pliegues longitudinales.- Denominamos así a los pliegues de ejes que van desde posiciones NW/SE hasta otros NNE/SSO pasando por los E/W. Son la inmensa mayoría, sus planos axiales suelen ser verticales o vergentes ligeramente al Sur (sobre todo en algunos anticlinales como el de Obarra). El grado de apretamiento en general varía mucho, pero nunca es muy grande. Mientras los sinclinales se conservan perfectamente, los anticlinales no, ya que la existencia de material salino - (Trías) hace que la formación de un anticlinal pueda producir procesos

extrusivos, que serán mayores cuanto mayor sea la cantidad de sales que contienen las arcillas. Por ejemplo el afloramiento Triásico debe ser - relacionado en nuestra opinión con un anticlinal que ha originado una - extrusión de trías y que hacia el este genera una simple falla que corta el anticlinal. Un origen similar debe de tener el afloramiento de trías de la Fallada de Malpás, en la margen izquierda del Ribagorzana.

Otro de estos pliegues es el anticlinal de Obarra que se encuentra asociado con una falla inversa, el trías que aflora tiene un bajo contenido en sales, lo que puede ser la causa de que se desarrolle un plano de falla bastante neto y no una zona de extrusión.

B) Pliegues del Turbón.- Son pliegues de eje N/S y plano axial ligeramente inclinado al E. lo que hace que muestren una vergencia ligera hacia el W. Se trata de un anticlinal con 2 sinclinales asociados , uno de ellos puede interpretarse como afectado por una discordancia progresiva (Ver cortes), en el anticlinal se desarrollan unas fallas que rompen el núcleo y que constituyen otra zona de extrusión de - trías similar a las ya descritas y que debe de tener un origen similar.

En la zona de la Partida de Selvaplana, se produce interferencias entre ambos tipos de pliegues, sin que aparezca uno de ellos claramente como anterior.

3. Otros pliegues: Aquí agrupamos algunos pequeños pliegues que se producen en el Terciario continental.

LAS FALLAS: Ya hemos hablado de la superficie de despegue y sus diferentes posiciones. El resto de los materiales se halla afectado por una nutrida red de fallas generalmente directas y de poca importancia. Especial mención merecen los contactos mecánicos entre el Trías y cualesquiera otro material que no son despegues. Así en el ángulo SE de

la hoja, abundan estos contactos que producen la apariencia de que el - Mesozoico replegado "flota" de cualquier manera en el trías. Creemos - que esto se debe al proceso de extrusión ya comentado que en esta zona es muy importante de tal manera que ha borrado prácticamente los anticlinales. Con frecuencia el contacto muestra una historia compleja y no es en absoluto simple. Como ejemplo mostramos un corte realizado en la carretera de Pte. Montañana a Viella a la altura del pantano de Escalas. (Fig. 5).

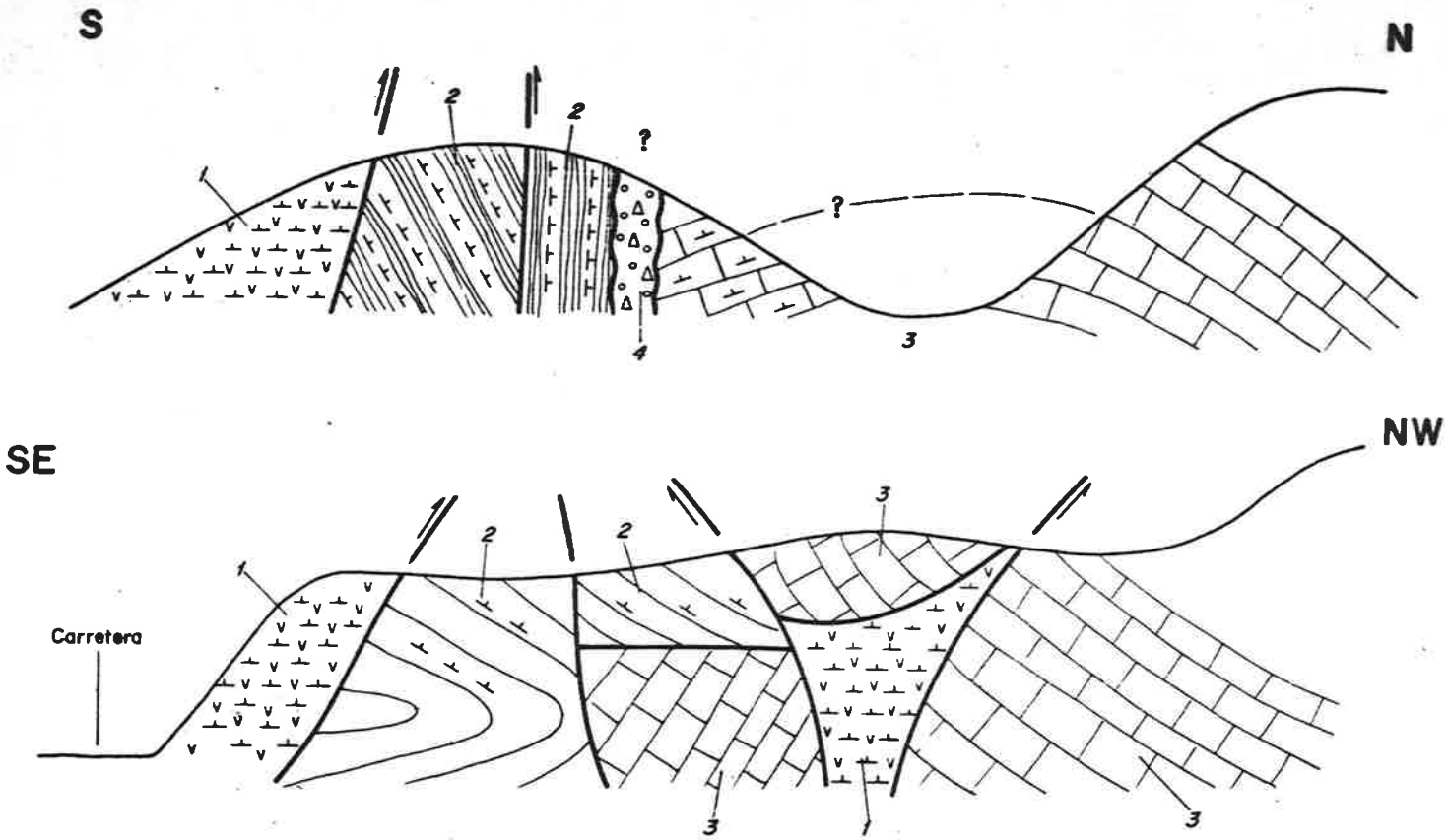
Existen dos fallas singulares la del núcleo del anticlinal - de Obarra y la prolongación de la falla inversa que muestran un carácter directo, que aparecen deformados a su vez. La explicación de este hecho no está claro ya que podría tratarse de accidentes previos que condicionan posteriormente la posición de los despegues, o por el contrario ser posteriores a estos y estar influídos por ellos.

Para la datación de las deformaciones, debemos tener en cuenta un área mucho mayor de la contenida en la hoja, en concreto todo el - Manto del Montsec y el de Gavarnie.

Siguiendo a GARRIDO (1973) podemos definir dos grandes períodos tectónicos de comprensión vertiente sur pirenaica; seguidos de un período de distensión y reajuste isostático:

1. Santoniense 2-Luteciense 1
2. Luteciense 2 -Oligoceno medio
3. Mioceno - Cuaternario

1: <u>Período mixto de distensión-Comprensión del Santoniense 2-Luteciense 1.-</u> Originado según MATTAUER y SEGURET (1971) por un giro levógiro de la placa ibérica respecto a la francesa, que produce una distensión en la zona Oeste y compresión hacia el Este.



1: TRIAS. (KEUPER)
2: MARGAS DE SOPEIRA.
3: CALIZA CON PREALVEOLINAS
4: BRECHA DE CARACTER TECTONICO EN EL CONTACTO (2/3)

Inyecciones del Trías en el contacto con el Mesozoico despegado. En la cartografía este contacto se presenta como contacto tectónico simple. Carretera de Pte. Martañana a Viella, un poco al Norte de Aulet.

FIG. 5

Pueden establecerse 4 fases deformativas:

A) Fase intra-santoniense: Es responsable de la creación de la brecha de Campo y del surco Turbidítico.

B) Fase fini-campaniense: Produce la discordancia intracampaniense y los niveles olistostrómicos.

C) Fase fini-Cretácica: Constituye una fase de deformación de gran importancia. Es de gran importancia en la vertiente nor-pirenaica con intensos plegamientos, esquistoridades y metamorfismos, en nuestra hoja no tiere representación.

D) Fase cuisiense: Es una fase de distensión en la zona surpirenaica.

El Manto del Montsec es creado entre la fase fini-Cretácica y la Cuiniense. En esto no hay acuerdo en la bibliografía, existiendo varias posibilidades.

1: Período de Compresión (Luteciense 2-Oligoceno medio).- El período de Compresión (O período Orogénico) pirenaico se inicia (al menos en la vertiente meridional pirenaica) con la fase intra-luteciense y termina con la fase fini-Oligocera. Todas las fases detectadas durante este período, presentan vergencia sur y sus efectos indican una evolución común que se traduce por una progresiva elevación de la zona axial, al mismo tiempo que una traslación hacia el Sur de las áreas de Sedimentación:

A) Fase intra-Luteciense: provoca las estructuras como los

pliegues Norte-Sur de vergencias Oeste (Turbón).

B) Fase pre-bartoniense: No se representa practicamente en toda la Unidad de Tremp (incluída la hoja de Bisaurrí)

C) Fase fini-Eocena: Es la "fase mayor"pirenaica, que se manifiesta por un fuerte empuje hacia el Sur. Responsable del desplazamiento del Manto de Gavarnie con un desplazamiento de 15 a 20 Km. Como el Manto del Montsec va solidario a él también se mueve esa distancia. Así es que el desplazamiento total del M. del Montsec es de 45 a 50 Km. También es la responsable de la génesis de las otras estructuras (pliegues fallas, etc.) de orientación pirenaica así como de la exageración de los ya existentes.

D) Fase fini-Oligocénica: Es probablemente la responsable de la deformación del Oligoceno continental (basculamientos generalizados, suaves acombamientos, fallas y pliegues locales). También puede haber jugado un papel de reaplastamiento de las estructuras y sobre todo de los diapirismos que producen la extrusión del Trías.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La serie Triásica, tanto al Norte como al Sur de los Pirineos, presenta la clásica facies Germánica. Sobre la serie roja y detrítica atribuída al Buntsandstein viene una barra calizo-dolomítica (Muschelkalk), seguida de una serie superior arcilloso-evaporítica - (Keuper). El Trías medio y superior, muy posiblemente al igual que el Permotrías se ha depositado en todo el ámbito Pirenaico. La barra calizo-dolomítica se ha depositado en un medio marino con tendencia a la desalinización (contenido en boro 150 p.p.m.).

El Keuper sigue con una facies típicamente evaportítica, su depósito termina con las "Calizas Inferiores" (Rhetiense) cuyo medio de deposición era francamente marino, pero confinado en su base, disminuyendo su salinidad hacia arriba para llegar a valores normales de mar abierto.

Seguidamente se nos deposita el Lías Nor-pirenaico. Todo el Jurásico se caracteriza por su gran homogeneidad de facies, con depósitos esencialmente carbonatados, excepto el Lías medio-superior (arcillas) y anhidritas locales (brechas dolomíticas) en el Lías inferior y Port-landiense. Estas facies implican una etapa de biostasia - con continentes peneplanizados y gran calma orogénica.

La etapa Jurásica queda interrumpida bruscamente por la fase Intra-Portlandiense que origina una notable ruptura sedimentaria.

Con el Cretácico comienza una etapa que rompe con la tran-- quilidad que en líneas generales había caracterizado el Jurásico. A - partir de este momento, el dominio Pirenaico se ve sumido en movimientos de distensión que condicionan y dirigen la sedimentación, la cual - queda restringida a zonas localizadas, donde la subsidencia origina notables acumulaciones de sedimentos aunque la sedimentación presenta casi siempre un carácter poco profundo. Esta notable inestabilidad queda interrumpida únicamente durante el Cenomaniense Superior, Turoniense-Santoniense 1, por una etapa de tranquilidad, como se deduce de la uniformidad y ubicuidad de sus facies. A pesar de la mayor inestabilidad de este período, su carácter general corresponde a una etapa litogenética (depósito de carbonatos) si bien la proporción arcillosa aumenta respecto al Jurásico. Unicamente el Albense Superior con las areniscas del Turbón (de carácter litoral) marca una momentánea pero importante diferencia.

A partir del Santoniense 2, la sedimentación se ve condicionada por un dispositivo paleo-morfológico muy singular caracterizado - por la formación de surcos estrechos y largos, cuya profundidad y anchura aumenta progresivamente hacia el Oeste. Una de las características más notables de este período es el carácter eminentemente detrítico de sus depósitos, que en la hoja objeto del estudio se rellenan con un -

flysch de composición arenoso-arcilloso-calcáreo (Turbiditas), claramente erosivo sobre lo anterior.

Las paleocorrientes indican una relación de aportes del Este al Oeste, aunque también los materiales que se van levantando al Norte producen la aparición de material grueso interestratificado.

Seguidamente y en el Campaniense vuelve a producirse una discontinuidad sedimentaria (formación del nivel olistostrómico) que en conjunto forma una etapa claramente preorogénica. En este área los depósitos subsiguientes se caracterizan por un relleno de la cuenca que produce la aparición de facies continentales (Facies Garumneuse en el Paleoceno y final del Cretácico). Otros depósitos terciarios vuelven a ser de carácter marino en el Ypresiense y Luteciense.

Los depósitos preorogénicos de la hoja estudiada acaban aquí, aunque más al Sur se desarrollan considerablemente. Todo ésto nos lleva a considerar que la deformación no les sigue inmediatamente sino que existe un lapsus de tiempo preorogénico no representado en nuestra zona debido únicamente a la erosión post-orogénica.

La gran deformación Alpina tiene lugar principalmente en tiempos Eocenos, comenzando con una fase intra-Luteciense y terminando con la fini-Eocénica, a las que sigue un período de emersión y una muy fuerte erosión con depósito de material conglomerático de tipo continental (Sierra de Sis, material nº 26) que rellena fuertes paleorrelieves.

Posteriormente tienen lugar nuevas deformaciones representadas claramente en estos materiales, pero de difícil atribución en edad, ya que en esta zona no hay depósitos tan recientes.

Basándonos en la bibliografía de la zona del manto del Montsec

(borde Sur) cabe la posibilidad de atribuir esta deformación a la fase - fini-Oligocena.

Posteriormente tenemos una erosión generalizada y muy importante reduciéndose los depósitos cuaternarios a Coluviones de ladera, - rellenos de dolinas, aluviones y algunas terrazas.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la hoja objeto del estudio y dentro de los materiales mesozoicos se han reseñado varias canteras actualmente en explotación ubicadas en las cercanías de Bonansa.

Una de ellas es propiedad de la empresa A.U.X.I.M.A.N. que la utiliza para los áridos de la presa del "Aneto" actualmente en construcción al N-E de la hoja.

Las otras son utilizadas por el M.O.P.U. en la construcción y mantenimiento de las carreteras locales.

Existen dentro del trías pequeñas explotaciones de sal aunque en esta zona no hay ninguna instalación que merezca reseñarse.

5.2.- HIDROGEOLOGIA

Dos unidades fundamentales se distinguen en la zona estudiada, muy diferentes una de otra, tanto por sus características estratigráficas como por su comportamiento tectónico: El zócalo antiguo y la cobertera sedimentaria.

La cobertera sedimentaria forma una orla de sedimentos plegados, jurásicos, cretácidos y terciarios, que bordean el sur de dicho zócalo.

Los materiales paleozoicos se consideran hidrogeológicamente como acuifugos, es decir, como materiales que no contienen ni transmiten agua subterránea.

De todos los materiales terciarios de la zona, únicamente los niveles de elementos detríticos gruesos pueden constituir acuíferos aceptables en calidad y cantidad de agua.

Las terrazas de los Ríos Ribera Ribagorzana e Isábena así como los conos de deyección carecen de interés hidrogeológico por tratarse de depósitos colgados desconectados del nivel de base de dichos ríos. Los aluviones recientes tienen un cierto interés, aunque en pequeño espesor impide el almacenamiento de importantes volúmenes de agua.

Las calizas y dolomías del Jurásico pueden constituir buenos acuíferos perfectamente sellados por el Trías. De hecho se han realizado varias observaciones en el campo y se ve como son muy abundantes las surgencias en dicho contacto.

Posiblemente los materiales Cretácicos sean los más aptos para almacenar grandes cantidades de agua tanto por su potencia como

por la composición, tamaño de grano, porosidad, etc.

Al N-W de la hoja y en la localidad de las Vilas del Turbón hay un manantial de aguas minero-medicinales existiendo varias plantas embotelladoras y un balneario.

6. BIBLIOGRAFIA

ALASTRUE, E., ALMELA, A y RIOS, I.M. (1957).- Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca. Mapa Geol. de Esp., esc.: 1:200.000 I.G.M.E., 1 vol., 253 pp., 3 láms., 44 figs. Madrid.

ALMELA, A. (1949).- La fauna del Eoceno Inferior de Arén (Huesca). Not. yCom. I.G.M.E., nº 19.

ALMELA, A. y RIOS, I.M. (1947).- Explicación del Mapa Geológico de la - provincia de Lérida. Mapa Geol. de Esp., esc. 1:200.000. I.G.M.E. Madrid.

ALMELA, A. y RIOS, I.M. (1952).- Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. Acta I Congr. Int. Est. Pirenaicos, t. I, secc. 2, pp. 327-350, 3 láms.

ASTRE, G. (1924).- Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadí de -

Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes) C.R.Ac.Sc., París, t. 178, p. 2.106-2.109

BASSOULET, J.P. (1962).-Contribution à l'etude stratigraphique et micropaléontologique des terrains antésénoniens de la Sierra du - Montsec, París, Thèse Doct., 3er cycle, 2 vol. 110 p., 36 pl.h.t., 7 dpl.h.t. 1 carte dpl. coul. h.t.

BILOTTE, M., SOUQUET, P. (1972).- Les biozones de Fomminifères benthiques du Canomanien pyrénéen. C.R. Acad. Sc., París, T. 274.

BRESSON, A. (1903).- Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Bases Pyrénées (Haute Chaîne). Bull. Carte Géol. Fr., T. XIV nº 93 pp. 1-278.

BRUN, L., PEYBERNES, B., REY, J. (1969).- Le Dogger des Pyrénées Ariégeoises. Bull. Joc. Hist. Nat. Toulouse, 105, 3-4, pp. 374-387.

CHOUKROUNE, P., MARTINEZ, Cl., SEGURET, M., MATTAUER, M. (1968).- Sur l'extension, le style et l'age de la mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). C.R. Acad., Sc., vol. 266, 1.360-1.363.

CHOUKROUNE, P., SEGURET, M. et MATTAUER, H. (1968).- Sur quelques caracteres géometriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). C.R. Acd. Sc. vol. 267, 2.088-2.091.

CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M. (1973).- Tectonies of the Pyrenees: Role of Compression and Gravity. En "Gravity and Tectonics" dirigido por K. A. De Jarg y R. Scholteu, Ed. John Witey, 141-156.

CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M. (1973).- Carte structurale des Pyrénées. Univ. de Montpellier y ELF-ERAD.

CHOUKRONE, P., MATTAUER, M. y RIOS, L.M. (1980).- Estructura de los Pirineos. Excursión nº 43 C. 26 Congreso Geológico internacional. Bol. Geol. Min.(Escuela de Minas de Madrid). t. 91, vol. 1, pp. 213-248.

CRUSAFONT, M., RENZI, M. DE y CLAVELL, E. (1966).- Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca preaxial del Isábena. Act. Geol. Hisp., a. 1., nº 5, pp. 21-23, 1 fig.

DALLONI, M. (1910).- Etude géologique des Pyreénées de l'Aragón. Ann. Fac S.c. Morseille, vol. XIX, 1-436.

DALLONI, M. (1930).- Etude géologique des Pyrénées catalanes. Annales de la Faculté des Sciences de Marseille. Tome XXVI, 373 p. 65 fig., 14 pl. 1 mapa a 1:400.000.

DELFAUD, J. (1969).- Essais sur la géologie dynamique du domaine Aquitano-Pyrénéen durant le Jurassique et le Cretace inferieur. Thése d' Etat, Bordeaux, Tomes 1 a 6.

DELMAS, M., GARRIDO-MEGIAS, A., RIOS, L.M. (1970).- Contribución del Jurásico de la cuenca de Graus Tremp (Huesta-Lérida). Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Publicado en Cuadernos de Geología Ibérica. V. 2, pp. 591-606, Madrid, 1971.

DE VERNEVIL y DE KEYSERLING (1861).- Coupes du versant méridional des - Pyrénées. Bull. Soc. Géol. de Fr. (2). XVIII, p. 341.

DUBAR, G. (1925).- Contribution á l'étude stratigráphique et micropaleontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine á la Provence. Rev. de Micropaleontologie, vol. 1, nº 2, pp. 87-115.

DURAN-DELGA, M. (1965).- Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomannienne dans les cordilléres orientales. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t, 100, fasc. 1 et 2, pp. 81-95, 6 fig.

FARRES MALIAN, F. (1963).- Observaciones paleoicnológicas y estratigraficas en el flysch maestrichtiense de la Pobla de Segur (Lérida). Not. y Com. I.G.M.E., nº 71, p. 95-136, 24 fig.

FEVILLE, P., NEUMANN, M. (1963).- Les faciés á Préalveolines du Cénomanieu dans le Nord de l'Espagne. C.R. Somn. Soc. Géol. Fr., nº 7 pp. 221-224, 2 fig.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1966).- Estudio del Jurásico y Cretáceo de los Pirineos centrales, entre los Ríos Esera y Noguera-Ribagorzana. Informe interno nº 140, E.N.P.A.S.A., Zaragoza.

GARRIDO, A. (1968).- Cuenca de Grauss Tremp. Album de fotografías desde helicóptero. Informe interno E.N.P.A.S.A., nº 157.

GARRIDO-MEGIAS, A., (1969).- Estudio de las sierras marginales del Pirineo en el valle del Noguera Ribagorzana o zona de Arén-Pont de - Suert. Informe interno nº 171, E.N.P.A.S.A., Zaragoza.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1972 a).- Precisiones sobre la "mise en Place" del manto de Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (región de Barbastro Huesca). Acta Geol. Hispánica, t. VII, pp. 50-52.

GARRIDO-MEGIAS, A., (1972 b).- Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente. "El manto del Montsec" (vertiente Supirenaica, Huesca-Lérica). Bol. Geol. y Min. t. LXXXIII-III, pp. 242-248.

GARRIDO, A., RIOS, L.M. (1972).- Síntesis geológica del Secundario y - Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, prov. de Huesca y Lérida). Bol. I.G.M.E. t. 83-1, 1-47.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1973).- Sobre la posibilidad de un efecto combinado de comprensión-distensión, como causa del origen del manto de Montsec. Bol. Geol. Min.

GARRIDO, A. (1973 b).- Estudio geológico y relación entre tectónica y - sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central. Tesis doctoral. Granada, 1-395.

GHIBAUDO, C., MUTTI, E., y ROSELL, J. (1974).- Le Spiage fossili doble Arenarie di Aren (Cretácico Superiore) nella valle Noguera - Ribagorzana (Pirinei centro-Meridionali, Province di Lérida e - Huesca, Spagna). Mem. Soc. Geol. Itve. Vol. XIII, pp. 497-537.

HENRY, J., LANUSSE, R. y VILANOVA, M. (1971).- Evolution du domaine marin pyrénéen du Sénonien supérieur a l'Eocéne inférieur. "Histoire structurale du Golfe de Gascogne" I.F.P., T-1 Coll. et Sem., nº 22.

HOTTINGER, L. (1960).- Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocene. Mém. Suis. Paléantol. 75-76 243 p.

HOTTINGER, L. y SCHAUB, H. (1960).- Zur stufeneiteilung des Paleocaens und des Escaeus. Einfürhrung des Stufen Ilerdien und Biarritzien.

Eclog. geol. Helv., 53. nº 1 pp. 453-479.

I.G.M.E. (1972).- Mapa geológico de España. E. 1:200.000 síntesis de la cartografía existente. Hoja, nº 23 (Huesca).

JACOB, Ch. (1927).- La structure du Turbon, du Cotiella et du Castillo Mayor en Haut Aragon. C.R. Somm. Ac. Sc., T. CLXXXV, 787-788.

JACOB, Ch., FALLOT, P., ASTRE, G., et CIRY, R., (1926).- Observations - tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées Centrales et - Orientales". C.R. XIV Cong. Int. Geol. 2, 335-412, Madrid.

JACOB, Ch. y FALLO T, P. (1914).- A propos de la tectonique des Pyrénées catalanes. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. T. XIV, p. 154-155.

LAPPARENT, A.F. y AGUIRRE, E. (1956).- Presence de Dinosauriens dans le Crétacé supérieur du bassin de Tremp (Lérida). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 14, p. 261-262.

LEYMERIE, A. (1862).- Compte-rendu de la réunion de la Soc. géol. de France á Saint Gaudens. Bull. Soc. Géol. de France, 2. XIX, pp. 1.089-1.163.

LEYMERIE, A. (1868).- Récit d'une exploration géologique de la vallée - du Segre. Bull. Soc. Géol. Fr. 2 XXXI, p. 604-666, 1 pl.

LUCAS, E., (1971).- Surface d'érosión triasique et déformations post-hercyniennes dans les Pyrénèes centrales. C.R.Ac.Sc.Fr., 277, - 1944-1947.

LUCAS, C. (1977).- Le Trias des Pyrénées. Corrélations stratigraphiques et paléogéographie. Bull. B.R.G.M. IV, 3, 225-231.

LUTERBACHER, H. (1973).- La sección tipo del piso llerdense. XIII Coloquio europeo de micropaleontología, 18-27 Sept. 1973. C.N.G. ENASIMSA, 113-140.

MAESTRE, A. (1845).- Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón. Ann. Minas. III, p. 209. analysé in Bull. Soc. Geol. Fr. (2). II, p. 624.

MALLADA, L. (1978).- Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. 15, 439 pp.

MALLADA, L. (1881).- Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa Geol. de España, vol. 15, 1-439, Madrid.

MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1966).- Sur le style des déformations tertiaries dans la zone axiale hercynienne des Pyrénées. C.R. som. - Soc. Géol. France, fasc. 1, 10-11.

MATTAUER, M. y SEGURET,P. (1971).- Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. Histoire structurale du Golfe de Gascogne T.1. I.F.P. Colloques et Seminaires nº 22.

MEY, P.H.W. (1967).- The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys Central Pirenes, Spain. Leidse géol. Meded., 41, pp. 153-220, 1 mapa.

MEY, P.H.W. (1968).- Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees. Spain. Scheet, 8-1:50.000. Leidse Geol. Mededel. Deel 41, pp. 229-292, 46 fig. 1 mapa. pleg. f. t. Leiden.

MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.I.C., ROBERTI, K.I., HARTEVELT, J.JA., (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the - South-Central Pyrenees, Spain. Leidse Geol. Med., 41, 221-228.

MOORE, N., y THIEBAUT, I (1966).- Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trías inferior de los Pirineos. Not. y - Com. I.G.M.E., nº 81.

MUTTI, E., LUTERBACHER, H.P. FERRER, J., e ROSELL, J. (1972).- Schema - stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona - centrale sudpirenaica tra tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Mem. Soc. Geol. Ital. XI, 391-416.

MAGTEGAAL, P.J.C. (1969).- Sedimentology, Paleoclimatology and Diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the south-Central Pyrénées. Spain. Leidse Geol. Meded., 42, 143-238.

MAGTEGAAL, P.J.C., (1963).- Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in au exposure near Pobla de Segur. Geol. Mijnbouw Nederl. T. 42, nº 1, pp. 363-374.

MISCH, P. (1934).- Geologie der mittleren sudpyreneen. Abh. Ges Wiss.

Göttrugen Math. Phys. XI, t. III, 12, pp. 1.597-1764, Berlín.

MUTTI, E., ROSELL SANOY, J. (1969).- Observazioni sedimentologiche sul Flysch senoniano dei diutorni di Pobla de Segur (Lérida). Esttrato de Boll. Soc. Geol. I t., 88, 1969, pp. 453-467.

PAPON, J.P. (1969).- Etude géologique du massif montagneux du turbon. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, T. 105, p. 122.

PEYBERNES, B., PAPON, J.P. (1968).- Etude Stratigraphique des terrains - anté Cenomaniens entre le Noguera Ribagorzana et l'Esera (Pyrénées Aragonaises). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse T. 101, p. 338-349, 2 fig., 1 esq., 3 lám. f. t. Toulouse.

FORRENGA, D.H. (1963).- Boron in sediments as au index of the degree of salinity. Frotsch. Geol. Rheinland. Wesfoleu. Bd. 10, pp. 267-270.

REILLE, J.L. (1965).- Sur l'allure et l'age de la discordance pyrènée dans le bassien de Graus (prov. de Huesca, versant sur des Pyrénées) C.R. Acad. Sc. París, t. 260, pp. 5.837-5.840, 1 fig. (31 mai 1965).

REILLE, J.L. (1967).- Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléologéne continental sud-pyrénéen (région de Barbastro, province de Huesca). C.R.Ac. Sc. París, Serie D, t. 265, - pp. 8520854.

RENZI, M. de (1967).- El problema del límite Secundario y Terciario en las proximidades de Serraduy, en el valle del Isábena (prov. de - Huesca). Act. Geol. Hisp., a. 2, pp. 19-24, 2 láms.

RIOS, J.M. (1956).- El Sistema Cretácico en los Pirineos de España. Mem. I.G.M.E., t. LVII, 1-128.

ROSELL, I., (1965).- Estudio Geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida). Pirineos año 21, núms. 75-78, pp. 5-127.

SAENZ, C. (1954).- Nouvelle synthése stratigraphique et tectonique du - Tertiaire continental espagnol (Résumé). Congr. Geol. Int. Alger., 1952. Sect. 13, nº 13, pp. 287-288.

SAENZ, C. (1963).- Notas acerca de la distribución estratigráfica del -

Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. Conf. sindical Hidrográfica del Ebro, nº 36, pp. 3-29, 14 fotos, 1 mapa. Zaragoza.

SCHAUB, H. (1966).- Uber die Grass Fomminifereu im Vutereocaen von Campo (Ober-Aragonien). Eclog. Geol. Helv. t. 59, nº 1, pp. 355-377, 6 - tabl.

SCHWARZ, E.J. (1967).- Mix en évidence sur le versant sud des Pyrénés - centrales d'une nappe á materias crétacé déversée au sud; la nappe du Cotiella. C.R.Ac.S.c. París, t. 268, pp. 907-910.

SCHWARZ, E.J. (1969).- Contribution a l'étude de la tectonique sud-Pyrénne: sur le style et l'importance des déplacements vers le sud des séries secondaire et tertiaire de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. C.R. Ac. Sc. París, 5. 268, pp. 907-910.

SEGURET, M. (1964).- Sur le style en tete-plongeantes des structures pyrénnées de la zone des Nogueras (Versant sud des Pyrénées centrales). C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. París, T. 265 serie D, nº 20, pp. 1.448-1.451, 2 fig.

SEGURET, M. (1967).- Mise en evidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe a materiel cretacé deversé au sud: La nappe du Cotiella. C.R. Acad. Sc. París, Ser. D. 265, 1.448-1.451.

SEGURET, M. (1969).- Contributión a l'etude de la tectonique sud pyrénéenne sur le style et l'importance des desplacements ver le sud des séries secondaries et tertiaires de la partie centrale du - versant sud des pyrénées. D.R. Acad. Sc. Fr. vol. 268, 907-910.

SEGURET, M. (1970).- Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénees. Tesis doctoral, Montpellier. Publ. Ustela, lérie Géol. Struct., nº 2, 1-160 1971.

SEGURET, M. et PROUST, F. (1968).- Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales signification des schistosités rechrescées, chronologie des déformations. C.R. Acad. Sc. Fr. vol. 266, 984-987.

SOLER, M. (1970).- Etude geologique du haut Aragon occidental. Informe - interno S.N.P.A.

SOLER, M. (1971).- Estudio Geológico de la parte occidental de la cuenca de Graus -Tremp. Informe interno E.N.P.A.S.A., nº 205.

SOLER, M. y GARRIDO, A. (1970).- La terminación occidental del manto de Cotiella, Rev. Pirineos, Año XXVI, nº 98, 5-12.

SOUQUET, D. (1963 a).- Contribución al estudio estratigráfico del Cretácico superior en los bordes del macizo del Turbón (Prov. de - Huesca, España). Not. y Com. I.G.M.E., nº 71, pp. 257-260.

SOUQUET, P. (1963 b).- Précisions stratigraphiques sur les calcaires d' Aguas Salenz (Pyrénées Aragonaises, Espagne). C.R.Somm. Soc. Geol. Fr., 8, 278-280.

SOUQUET, P. (1967).- Le Cretace superieur sud-pyrénéen en Catalogne, - Aragon et Navarre.These Sciences Univ. Tolouse, 1-259.

VAN HOORN, B. (1970).- Sedimentology and Paleogeography of an Uppex Cretaceous turbidite basin in the South-central Pyrennés. Leids Geologische Medelingen, V. 45, pp. 73-154.

VIA BOADA, L. (1966).- Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. Actas V Congr. Int. Est. Pirenaicos, Jaca-Pamplona, Inst.Est. Pirenaicos, C.S.I.C., pp. 3-58, 6 mapas extensibles. Zaragoza.

VIA BOADA, L. (1969).- Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica del Eoceno marino de Cataluña. Actas del V. Congr. Intern. de Est. Piren., Jaca-Pamplona, 1966, C.S.I.C., pp. 5-60.

VIDAL, L.M. (1875)- Geología de la Provincia de Lérida. Bol. com. del - mapa Geol. de España, T. II. pp. 273-349, 1 pl.

VIDAL, L.M. (1886).- Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. Bol. Map. Géol. España, XIII, p. 227.

VIDAL, L.M. (1891).- Nota geológica sobre la presencia de la formación lacustre de Rilly en el Pirineo Catalán. Mem. R. Acad. Barcelona.

VIDAL, L.M. (1898).- Réunion extraordinaire de la Societé Géologique de France a Barcelona. C.R. des excursions dans la prov. de Lérida du 11 au 15 octobre. Bull. Soc. Géol. Fr. XXVI, p. 884-900, 7 fig.

WINNOCK, E. (1971).- Geologie sucinta du Bassin d'Aquitaine. (Contribution a l'Histoire du Golfe de Gascogne) T. 1. I.F.P. "Colloques et Séminaires, nº 22.