



IGME

117

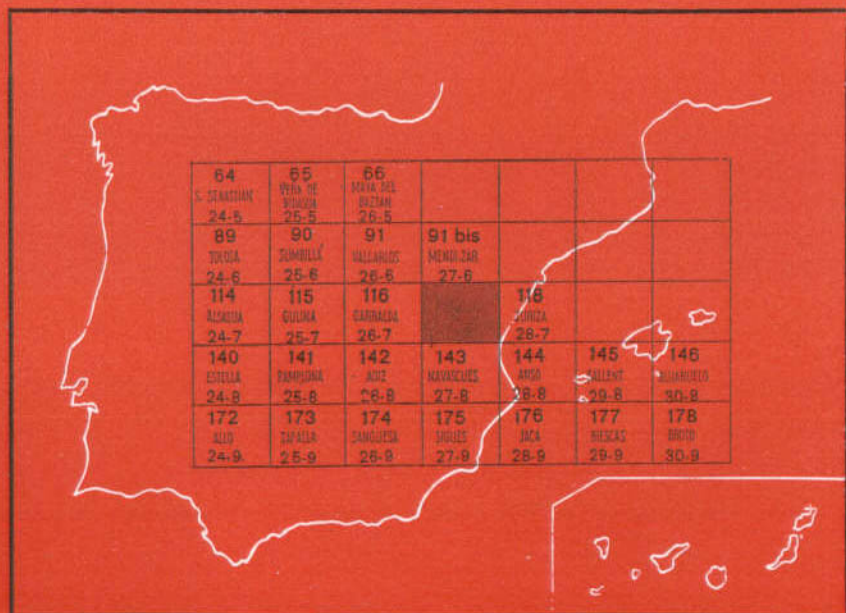
27-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OCHAGAVIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

OCHAGAVIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

La Geología de Campo y Cartografía las han llevado a cabo: Laudelino León González y Angel Carbayo Olivares, Licenciados en Ciencias Geológicas, en la zona Norte (Abodi-Belagua), y Cayo Puigdefábregas Tomas, Doctor en Ciencias Geológicas, en la zona Sur (Isaba-Ochagavía), todos ellos dentro del marco de los trabajos geológicos que lleva a cabo la Diputación Foral de Navarra, que dirige técnicamente el Dr. Ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi.

El estudio Micropaleontológico ha corrido a cargo de don José Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas.

La Sedimentología ha sido estudiada por el Laboratorio de ENADIMSA.

La Memoria ha sido redactada por Angel Carbayo, Cayo Puigdefábregas y Joaquín del Valle de Lersundi.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por.

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 23.867 - 1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Ochagavía está situada en el extremo noroccidental del gran surco eoceno surpirenaico. La cadena de las sierras interiores pirenaicas que constituye la cobrera del Paleozoico de la zona axial, está representada por la gran estructura de la Peña Ezcaurre, que aparece por el borde oriental de la Hoja. En el borde occidental tenemos el extremo E. del Macizo de Oroz-Betelu, mientras que casi toda la zona NO. está ocupada por las estructuras de Orhi-Abodi. Afloran materiales cuyas edades van desde el Cretácico Superior hasta el Luteciense Superior.

El estudio de esta Hoja nos ha planteado algunos problemas que han dificultado enormemente el trabajo. Por una parte, en algunas zonas existen dificultades de observación realmente insuperables, debido tanto a la ausencia de niveles guía en el flysch, como a la densidad de la vegetación que cubre áreas extensas y no sólo en la selva de Irati. Otro problema, quizá todavía más grave, ha sido el escaso resultado del estudio micropaleontológico en las facies turbidíticas, obligando a trabajar con unidades comprensivas de excesiva magnitud.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 CRETACICO

2.1.1 NIVEL C_{26}^m

Este nivel está constituido por arcillas calcáreas grises a beige, a veces limolíticas y alternando esporádicamente con calizas arcillosas. La ausencia

del muro en toda la superficie de la Hoja implica el desconocimiento de la potencia total, pero se puede apreciar un mínimo de 200 m. Data este piso la microfauna siguiente:

Globotruncana aff. stuarti
Racemigumbellina fructicosa
Globotruncana cf. contusa,

entre otros.

2.1.2 NIVEL C_{2c}^c

Constituye un cambio de facies del tramo anterior y se sitúa en su parte más alta. Consta de calizas arenosas y arcillosas de color amarillento con microfauna de orbitoides. Queda reducida su presencia a un afloramiento situado en la parte suroccidental de la Hoja. En la contigua de Garralda se aportan datos de espesor y microfauna.

2.2 Terciario

Para facilitar la exposición, dividiremos este capítulo en dos apartados: Terciario de la cuenca flysch y Terciario de los materiales anteriores a ella.

2.2.1 Terciario anterior a la cuenca flysch

2.2.1.1 Nivel T₁₁₋₁₃^A

Forma este tramo un conjunto de materiales competentes, muy constante en toda la región. Consta de calizas, con frecuencia microcristalinas, a veces dolomías, a las que se superponen calizas arcillosas y arcillas calcáreas limosas. En la zona noreste existen en la base calizas brechoides consideradas como brechas intraformacionales.

La potencia total oscila entre los 80 y 150 m. Data este nivel la microfauna siguiente:

Globigerinoides daubjergensis
Globorotalia compressa,
Planorbulina antiqua
Globigerina triloculinoides
Lithothamnium
Briozoarios
Miliólidos, etc.

2.2.1.2 Nivel T₁₃^A

Este nivel se ha diferenciado solamente en la parte noroccidental de la

Hoja y consta fundamentalmente de arcillas calcáreas con algunos tramos intercalados de calizas arcillosas. La potencia representa unos 110 m.

Está caracterizado por ejemplares de:

Globorotalia cf. angulata

Globigerina cf. triangularis

Globorotalia aff. velascoensis.

2.2.2 Terciario: La Cuenca Flysch

Es en esta zona donde la cuenca flysch adquiere mayores espesores en todo el conjunto surpirenaico, aunque en realidad resulta absolutamente imposible dar una cifra ni siquiera aproximada de la potencia total de la serie, debido a la enorme densidad de pliegues que afectan al conjunto. Una estimación aventurada daría unos 2.000 m. (zona de Isaba) de espesor para el conjunto Eoceno Inferior-Cuisiense (T_{13-2}^{A-Ab} y $T_{21}^{Ab1-Ab2}$) y unos 1.000 m. para el Luteciense que, por otra parte, no está totalmente representado en su tramo superior. Es decir, el conjunto de la serie turbidítica tiene un espesor que puede oscilar alrededor de los 3.000 m.

El problema más grave, y al que hasta el momento no puede dársele solución, es el de averiguar cuándo empieza realmente el flysch, o en otras palabras, cuál es la edad de las primeras turbiditas que se depositan en la cuenca. Parece seguro, al menos, que está bien representado el Eoceno Inferior, ya que gran parte de las muestras correspondientes a la mitad superior de la Hoja han dado esta edad. Lo que ya no puede darse como tan seguro es la presencia de Thanetiense turbidítico, ya que la fauna está muy mal preservada y además existen problemas de resedimentación. De todos modos, no descartamos esta posibilidad, sobre todo si se tiene en cuenta que hacia el O. (Hoja 116, Garralda) existe flysch thanetiense bien datado.

2.2.2.1 Nivel T_{C13}^A

Tramo que constituye la base del gran conjunto turbidítico en la mitad oriental de la Hoja. Litológicamente consiste en brechas calcáreas, que pueden pasar lateralmente a calcarenitas por reducción del tamaño de los clastos. La fauna, probablemente removida, da una edad correspondiente al Paleoceno Superior. Su potencia es muy variable: puede alcanzar los 50 m. o puede faltar por completo. En algunos puntos (pico del Maz, en la vecina Hoja 118, Zuriza) estas brechas se organizan en secuencias granodecrecientes de orden decimétrico a métrico, sugiriendo un paso a facies típicamente turbidíticas. Hacia el Sur, donde el flysch se apoya sobre el Paleoceno calizo (Anticlinal de Peña Ezcaurre) este tramo está formado por una acumulación de Olistolitos (TO_{13}^A)

2.2.2.2 Nivel T₁₃₋₂^{A-Ab}

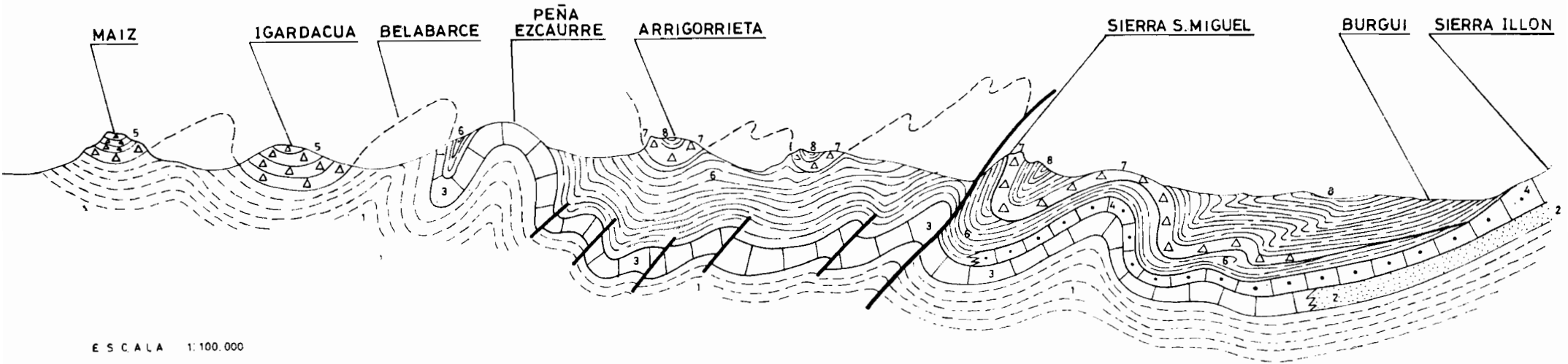
Englobamos en este tramo el conjunto de depósitos turbidíticos que afloran al N. del cabalgamiento Isaba-Ochagavía. Debido a la intensidad de las deformaciones, al mal estado de conservación de la microfauna y a la ausencia de niveles guía, es momentáneamente imposible separar tramos dentro del conjunto, a excepción de algunos niveles duros carbonatados (Tc₂^{Aa}) que afloran al norte de la Hoja, en la ladera sur del Pico de Orhi.

La edad, de acuerdo con las muestras analizadas, nunca ha superado el Eoceno Inferior. Litológicamente, este tramo de flysch está constituido por la típica repetición de secuencias turbidíticas de BOUMA con direcciones de corriente hacia el NO., como es en general para toda la cuenca. Los espesores alcanzan un máximo estimado en 2.000 m. en la zona de Isaba, tendiendo a reducirse hacia el SO. de modo tal que la mitad inferior, atribuible al Paleoceno Superior e Ilerdiense, llega a desaparecer por completo en el extremo SO. de la Hoja. Así, en la terminación oriental de la gran estructura de Oroz-Betelu, las brechas basales del Cuisiense se apoyan directamente sobre el Monticense.

En el valle de Belabarce hay unas acumulaciones de Olistolitos. Se trata de bloques generalmente de caliza monticense englobados en sedimentos turbidíticos muy distorsionados. Aunque no existen buenos cortes, si exceptuamos la carretera de Belabarce a Zuriza, no es aventurado suponer que todos los afloramientos rocosos que se observan en la zona del Cerro de Igarda-cua correspondan a Olistolitos. Hay que destacar que esta acumulación de bloques tiene lugar precisamente en la zona en que el Paleoceno (principalmente Monticense) reduce enormemente su espesor hasta desaparecer en dirección N. (ver figura). En todo el valle de Belagua, la cuenca flysch se instala directamente sobre el Maastrichtiense, con sus brechas o sin ellas. En este contexto no deja de sorprender el que exista un Monticense bien desarrollado en el pico de Lacarchela, de tipo «brechoide», que desaparece rápidamente hacia el O. (Minchate) y hacia el S. y SE. (Belagua). Teniendo en cuenta estas relaciones laterales y el carácter «olistostrómico» de los niveles basales del flysch, se puede pensar, a título de hipótesis, que el afloramiento paleoceno de Lacarchela no sea más que un gran olistolito.

Data este piso la microfauna siguiente: *Globigerina cf. triloculinoides*, *Globigerina soldadoensis*, *Globorotalia cf. angulata*, *Globorotalia cf. pseudobulloides*, *Globorotalia aragonensis*, *Chilogumbellina sp.*, *Dentalina sp.*, *Lenticulina sp.*, *Distochoplax biserialis*, *Glomalveolina antiqua*, *Ataxophragmiidae*, *Lithothamnium sp.*, *Cibicides sp.*, *Tritaxilina cf. bermudeci*.

N-S



1 CRETACICO SUPERIOR

2 GARUMNENSE

3 PALEOCENO

4 ILERDIENSE

5 BRECHAS OLISTOSTROMAS, PROBABLE EOCENO INFERIOR

6 FLYSCH EOCENO INFERIOR

7 OLISTOSTROMAS LUTECIENSE SUPERIOR

8 FLYSCH LUTECIENSE SUPERIOR

2.2.2.3 Niveles T_{21-22}^{Aa} , T_{22}^{Aa} , $T_{21}^{Ab1-Ab2}$ y T_{21}^{Ab2}

Capas de brechas y calizas brechoides (Olistostromas). Son litológicamente idénticas y sólo se distinguen por su posición estratigráfica. Su espesor puede variar entre 5 y 20 m. y comúnmente consisten en una o dos secuencias que comprenden una mitad inferior con acumulación de bloques calizos y slumps, pasando hacia arriba a brechas con cantos o fragmentos calizos cada vez más finos. En el momento en que el tamaño de los fragmentos corresponde al de los nummulites (correspondencia en peso mejor que en tamaño) tiene lugar la acumulación de éstos como material clástico. Es muy frecuente que los afloramientos presenten un aspecto caótico y desordenado en el que pueda mezclarse los bloques con acumulaciones de nummulites. En otras zonas, los olistostromas se presentan con grano fino y uniforme. En el cuadrante SO. es donde se encuentra mayor número de olistostromas y donde los elementos constituyentes son mayores.

En cuanto a la datación de estas capas, encontramos ciertas dificultades, ya que toda la fauna es resedimentada. Sin embargo, puede considerarse que los nummulites acumulados como material detrítico pueden dar una idea aproximada de la edad, ya que procederían de plataformas prácticamente contemporáneas. El problema está en que las faunas observadas no difieren mucho entre sí. La brecha de Ezcároz parece que con seguridad puede atribuirse al Cuisiense (corte de Ezcároz, información complementaria), y que la de la Sierra de Arrigorrieta (al SE. de Isaba) podría pertenecer al Luteciense Medio-Superior. Con estos puntos y otros de menor garantía utilizados como apoyo, se ha elaborado un intento de correlación conjuntamente con las Hojas de Navascués (143) y Aoiz (142), donde las dataciones son de mayor fiabilidad.

En estos tramos se encuentra abundante microfauna en asociaciones no muy determinativas, por lo que omitimos su descripción.

2.2.2.4 Niveles T_{22}^{Aa} , $T_{21}^{Ab1-Ab2}$ y $T_{21}^{Ab2-Ab3}$

Tramos de flysch de características litológicas totalmente análogas al flysch descrito anteriormente (T_{13-2}^{A-Ab}) y las direcciones de corriente también son hacia el NO. o bien ONO. Es decir, se trata de una gran cuenca turbidítica, que se inicia probablemente a finales del Paleoceno y sigue funcionando hasta el Luteciense Superior, de modo que los materiales depositados presentan las mismas características propias de las turbiditas. La única diferencia notable es el hecho de que en la mitad superior de la serie se intercalan olistostromas que ayudan a separar tramos dentro del conjunto.

La asociación encontrada en los tramos es la siguiente:

T₂₂^{Aa} : *Lithothamnium* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nummulites* cf. *exilis*, *Nummulites* cf. *involutus*, *Nummulites* cf. *globulus*, *Assilina* cf. *leymeriei*, *Cuvillierina* *vallensis*, *Discocyclina* sp., *Discocyclina* *seunesi*, *Alveolina* sp., *Alveolina* cf. *rotundata*, *Alveolina* *trepina*, *Alveolina* *ilerdensis*, *Alveolina* gr. *parva*, *Glomalmeolina* *lepidula*, *Asterodiscus* *taramelli*, *Lithoporella* *melobesioides*, *Orbitolites* sp., *Briozoarios*, fragmentos de *Ostreidos*.

T₂₁^{Ab1-Ab2} : *Globigerina* sp., *Globigerina* *gravelli*, *Globigerina* *soldadoensis*, *Globigerina* cf. *linaperta*, *Globigerina* *primitiva*, *Globorotalia* *formosa* *formosa*, *Globorotalia* *aragonensis*, *Glomospira* sp., *Trochammina* sp., *Cibicides* cf. *perlucidus* *aspensis*, *Quinqueloculina* sp., *Asterodiscus* cf. *taramelli*, *Robulus* sp., *Bathysiphon* sp., *Lenticulina* sp., *Ossangularia* *mexicana*, *Gyroidina* cf. *gyrardana*.

2.3 CUATERNARIO

Muy poco extendidos en la zona, los terrenos de esta edad se limitan a terrazas recientes en los valles de los ríos Esca y Salazar, formando rellanos discontinuos. Se observa algunos restos de terrazas suspendidas. En el valle de Belagua la llanura de inundación adquiere mayor desarrollo y está constituida por gravas de cantos calizos en general poco rodados. Ya fuera de la Hoja, estas llanuras pasan gradualmente a verdaderos canchales en la ladera de Lapaquiza.

Potentes derrubios de ladera se observan en diversos puntos de los relieves más acusados, como en la zona de Peña Ezcaurre. Un caso particular de desprendimientos lo constituyen dos grandes bloques de caliza paleocena desprendidos en la ladera sur de la Sierra de Abodi.

3 TECTONICA

Tal como corresponde a la zona abarcada por la gran cuenca Paleógena sur-pirenaica, la tectónica en el ámbito de esta Hoja es relativamente simple en líneas generales, aunque alcanza una extrema complejidad en detalle.

Las alineaciones estructurales tienen una dirección ONO.-ESE., correspondiendo a la alineación pirenaica, y los pliegues son generalmente asimétricos e invertidos, en su mayoría cabalgantes con vergencia al Sur. Existen algunas fallas de dirección aproximada SO.-NE., que cortan a las estructuras anteriores.

Pueden distinguirse tres zonas, donde la competencia de los materiales

afectados predispone a la formación de pliegues amplios: son las zonas con afloramientos paleocenos de la Sierra de Abodi, al NO., terminación de la estructura de Oroz-Betelu, al O., y anticlinal de Peña Ezcaurre, al E. En el resto de la Hoja, ocupada por grandes espesores de materiales incompetentes (flysch eoceno y Maastrichtiense margoso), las series están extraordinariamente trastornadas, con pliegues cuya escala obliga a que se originen despegues capa a capa. Ejemplos del fenómeno están ampliamente difundidos, siendo uno de los más espectaculares el que se observa en las cercanías de Oronz.

Como cabalgamientos más importantes hay que destacar los de Ochagavía, Isaba, Urzainqui y el frente del manto de Larrau, que abarca una amplia extensión en la vertiente nor-pirenaica y que entra en España por la ladera sur del Pico de Orhi. En la zona sur de la Hoja afloran materiales del Luteciense, con frecuentes intercalaciones de niveles de brechas calcáreas, que marcan las estructuras con mayor claridad que en la zona norte, donde la homogeneidad de los materiales no permite la cartografía detallada de los ejes tectónicos. Sin embargo, en puntos de afloramientos privilegiados los pliegues que se observan son siempre de una complejidad extraordinaria. Toda la zona está afectada por esquistosidad de plano axial.

En cuanto a la edad de las deformaciones, se puede establecer la siguiente sucesión de fases tectónicas:

1. Fase Cuisiense basal o fase de colocación del manto de Cotiella (SOLER y GARRIDO, 1970). En nuestra zona se manifiesta por el comienzo de la subsidencia de la cuenca flysch.
2. Fase intra-Luteciense, fase del Monte Perdido (1.ª fase en SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) o también fase de Campanué en GARRIDO (1973). Se manifiesta por las primeras deformaciones en las Sierras Interiores (Peña Ezcaurre) y probablemente también en Abodi. El manto de Larrau podría ser de esta edad, aunque en realidad puede también corresponder a la Fase de Cotiella. Hasta el momento se carece de datos suficientes.
3. Fase fini-Eocena o fase de Gavarnie (SEGURET, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; GARRIDO, 1973). Origina la mayoría de los pliegues que afectan a la zona, de modo que los de la fase anterior pueden reconocerse por estar deformados. Los pliegues de esta fase tienen esquistosidad de plano axial en toda el área estudiada. La edad de esta Fase se da como fini-eocena en SEGURET (1970) y GARRIDO (1972) o como fini-oligocena en PUIGDEFABREGAS y SOLER (1970).
4. Fracturas posteriores, de dirección NO.-SE. y NE.-SO., cortan las estructuras precedentes. Su edad es imposible de precisar, pero con seguridad son miocenas o incluso más recientes.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Maastrichtiense es sabido cómo existe una regresión que afecta a todo el área sudpirenaica. Dentro de la Hoja existía un mar nerítico en casi toda esa época (arcillas calcáreas con *Globotruncana*), afectado por una alteración local en la parte suroccidental, donde se manifiestan facies costeras (calizas arcillo-arenosas con *Orbitoides*), ya en el Maastrichtiense Superior; ello como consecuencia de un levantamiento más intenso dentro de la tónica general de este fenómeno para toda la época y que estuvo en relación con movimientos pirogénicos.

En el Paleoceno Inferior continúa la regresión general respecto a la Meseta situada al Sur. Se observa este fenómeno en casi todo el dominio de la Hoja; así, el mar nerítico del Maastrichtiense llega a adquirir menos profundidad, como se comprueba por la presencia de facies arrecifales (miliólidos, briozoarios, etc.). Sin embargo, en esta época hay pulsaciones que originan un carácter transgresivo dentro de la regresión general. No hay manifestaciones de movimientos intensos durante este período de tiempo en el área estudiada, hecho que concuerda con la ausencia de tales movimientos en toda la cuenca pirenaica.

En el Paleoceno terminal se aprecia un cambio general de las condiciones de sedimentación, y de la distribución de facies. Es el comienzo de la subsidencia de la cuenca, que se manifiesta en unos primeros niveles margosos, a veces algo arenosos, parecidos a lo que MUTTI et al. (1972) han denominado «facies de profundizamiento» en la cuenca de Graus-Tremp. Estas facies margosas dan paso a la sedimentación turbidítica normal, pero en algunos puntos, el relieve originado por los movimientos subsidentes provoca la caída de Olistolitos, como se observa en el valle de Belabarce (ver figura), donde la caliza Montiense pierde rápidamente espesor hacia el N., dando paso a la acumulación de olistolitos de esta misma caliza, en la zona del cerro de Igardacua. Esta zona de olistolitos pasa hacia el Norte a brechas con fragmentos ya mucho menores, como se observa en el pico del Maz.

Es decir, en este momento existía una plataforma carbonatada al Sur (Paleoceno Superior) con una pendiente hacia el Norte, posible inicio de la cuenca turbidítica paleocena nor-pirenaica.

En la zona que nos ocupa, la sedimentación turbidítica continuó hasta el Luteciense Superior de un modo aparentemente ininterrumpido. Las direcciones de corriente hacia el ONO. indican un transporte turbidítico axial (a lo largo del eje de la cuenca). Lo más destacable es la presencia de olistostromas en la mitad superior de la serie flysch (a partir probablemente del Cuisiense). Estas capas contienen elementos de caliza paleocena, caliza ilerdiense y fauna de *Nummulites* Cuisiense-Luteciense totalmente comparable

a la que se encuentra en las facies de plataforma carbonatada que se desarrollaron en el borde sur de la cuenca (Sierras Exteriores). Hay que destacar el hecho de que la base del flysch Cuisiense se encuentra discordante sobre la caliza Montiense en el borde O. de la Hoja. Esto nos marca claramente una traslación hacia el Sur del eje de la cuenca: antes del Cuisiense, el eje se situaría al N. de la Hoja, en el Cuisiense, más al Sur, hasta que en el Luteciense Superior lo encontramos en la zona de Burgui-Navascués (Hoja 143, Navascués). En la figura puede apreciarse esta migración del eje de subsidencia.

Entre el conjunto de olistostromas cabe distinguir dos de ellos por su valor regional. En primer lugar el de la base del Cuisiense que aflora en el borde O. de la Hoja (zona de Jaurrieta-Abaurrea) y que probablemente enlaza con los Olistolitos de la misma edad que se encuentran en la base del «flysch» desde el valle de Ansó hasta el Gállego. En segundo lugar, el olistostroma en la base del Luteciense Superior (Sierra de Arrigorrieta), cuya extensión es también del orden de los 100 Km., entre las proximidades de Aoiz y Jaca. Suponiendo que cada olistostroma implique una pequeña sacudida que haya provocado su deslizamiento, los dos casos mencionados anteriormente representarían eventos realmente excepcionales a escala de la cuenca, que podrían referirse a fases tectónicas notables. Así, el olistostroma del Cuisiense basal corresponderá a la Fase del Cotiella en el Pirineo Central y el intra-luteciense podría relacionarse con la fase del Monte Perdido.

En resumen, y relacionando ya la tectónica con la sedimentación, el esquema podría ser el siguiente:

- 1.º Ciclo sedimentario regresivo Cretácico Superior-Paleoceno.
- 2.º Primeros movimientos subsidentes en el Paleoceno Superior con sedimentación turbidítica: borde sur de la cuenca «flysch» paleocena nor-pirenaica.
- 3.º Fase de colocación del manto de Cotiella (SOLER y GARRIDO, 1970) en la base del Cuisiense. Formación de la cuenca subsidente con sedimentación turbidítica durante el Cuisiense-Luteciense. Olistostromas de Villanúa y Abaurrea.
- 4.º Fase del Monte Perdido (1.ª fase en SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970): primeras deformaciones intra-lutecienses en las Sierras Interiores (Monte Perdido, Sierra Bernera-Peña Ezcaurre), que afectan también al flysch. Correspondería a la Fase ligada a los conglomerados de Campanué (GARRIDO, 1972) y olistolitos de Arrigorrieta.
- 5.º Transgresión Biarritziense generalizada, de la que no tenemos registro en nuestra zona.
- 6.º Fase de Gavarnie, que se manifiesta aquí por la mayoría de las deformaciones que afectan a la zona, con esquistosidad de plano axial ligada a la colocación del manto de Gavarnie (SOLER y PUIGDEFABRE-

GAS, 1970). La edad sería fini-eocena (SEGURET, 1970, y GARRIDO, 1972).

- 7.º Con posterioridad a la fase de Gavarnie, la zona pasa a situación erosiva y sólo se producen pequeñas fracturas, que cortan a las deformaciones precedentes.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Siendo una Hoja en la que predomina fundamentalmente el flysch, las posibilidades mineras son mínimas. No obstante, recientemente se solicitó un permiso de investigación para magnesita, al que después de la realización de un sondeo sin resultado positivo alguno, se renunció.

En cuanto a canteras, en este momento no existe ninguna en explotación, ya que el ritmo de edificación es muy bajo. Hay posibilidades de explotación de canteras calizas en la barra luteciense. Localmente se suelen extraer areniscas del flysch, que se utilizan en construcción.

Con respecto a Hidrocarburos, esta Hoja fue estudiada por ENPENSA, que realizó un sondeo 4 Km. al S. del Roncal, junto a la carretera de Burgui a Roncal, con resultado negativo. El corte del sondeo, que puede tener interés, es el siguiente:

- De 0 a 300 m.: flysch.
- De 300 a 405 m.: barra caliza, base Luteciense.
- De 405 a 444 m.: dolomías (Danés-Montiense).
- De 444 a 730 m.: areniscas y dolomías arenosas del Maastrichtiense y Campaniense.
- De 730 a 790 m.: calizas santonienses.
- De 790 a 1.627 m.: areniscas rojas cementadas por arcilla y anhidrita (Permotrías).
- De 1.627 a 1.826 m.: areniscas, calizas y conglomerados del Carbonífero.
- De 1.826 a 1.993 m.: calizas recristalizadas del Devónico.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico son muy interesantes los niveles calizo-dolomíticos del Paleoceno, especialmente en las zonas como Abodí y Peña Ezcaurre donde, por efectos de la estructura, los afloramientos alcanzan gran extensión.

Muy interesantes, también, son las barras calizas del Eoceno, que están incluidas dentro de las facies flysch, y que tienen una potencia muy variable

dado su carácter genético. El resto, tanto el Maastrichtiense como las facies flysch del Terciario, se pueden considerar prácticamente impermeables.

6 BIBLIOGRAFIA

- GARRIDO, A. (1973).—«Estudio geológico, relación entre la Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional pirenaica en su Zona Central». Tesis. Granada.
- LEON, L. (1972).—«Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del norte de Navarra. Paso al Eoceno». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 83, pp. 234-241.
- LUTERBACHER, H.; J. FERRER y J. ROSELL (1973).—«El Paleógeno marino del Noreste de España». *13 Coloquio Europeo de Micropaleontología*. ENADIMSA. Madrid.
- MANGIN, J. Ph. (1959-1960).—«Le Nummulitique sud-Pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon». *Pirineos*, 51-58: 1-631.
- MUTTI, E.; H. LUTERBACHER; J. FERRER y J. ROSELL (1972).—«Schema stratigrafico e lineamentidi facies del Paleogeno Marino della zona centrale Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 391-416.
- PUIGDEFABREGAS, C., y M. SOLER (1973).—«Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca)». *Pirineos*, 109: 5-15.
- RUPKE, N. A. (1972).—«Geologic studies of an Early and Middle Eocene Flysch Formation, South-Western Pyrenées, Spain». Tesis. Princeton.
- SANCHEZ CARPINTERO, I. (1972).—«Estudio Geológico de las Sierras de Leyre y Navascués. Contribución al conocimiento estratigráfico». Tesis. Navarra.
- SEGURET, M. (1970).—«Etude tectonique des Nappes et series décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». Tesis, Montpellier. Publications USTELA 1972. Montpellier.
- SOLER, M., y A. GARRIDO MEGIAS (1970).—«La terminación occidental del manto de Cotiella». *Pirineos*, 96: 5-20.
- SOLER, M., y C. PUIGDEFABREGAS (1970).—«Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental». *Pirineos*, 96.
- SOUQUET, P. (1967 b).—«Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre». Tesis Fac. Sci. Toulouse.
- TEN HAAF, E.; E. VAN DER VOO y H. MENSINK (1971).—«The S. External Pyrenees of Huesca». *Geol. Rdsch.*, 60: 996-1009.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA