



IGME

143

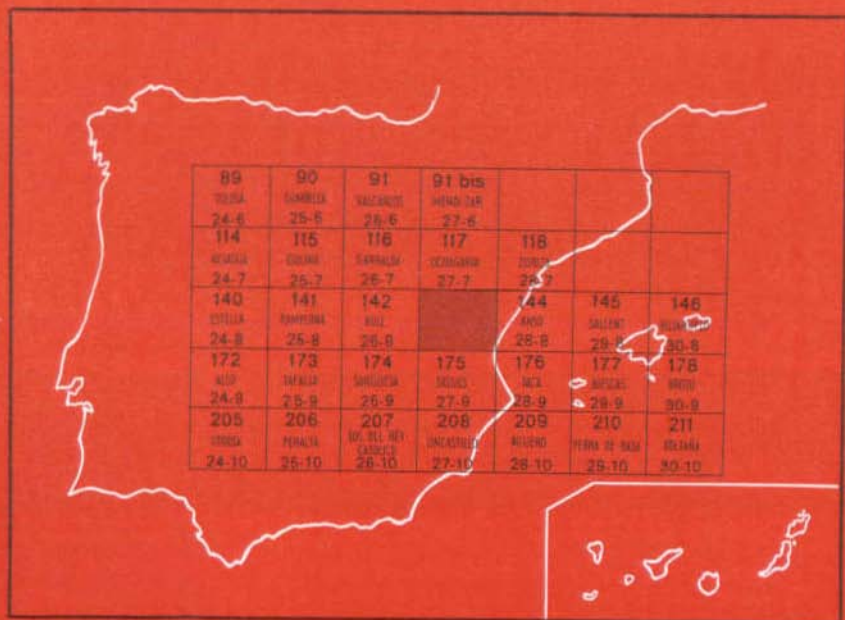
27-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

NAVASCUES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

NAVASCUES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

La distribución de los trabajos de campo, cartografía, levantamiento de columnas, etc., es la siguiente:

- La zona septentrional, con predominio de facies flysch, ha sido realizada por el doctor en Ciencias Geológicas Cayo Puigdefábregas, de la Investigación Geológica de Navarra, que lleva a cabo la Diputación Foral de Navarra y dirige técnicamente el doctor Ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi.
- Las Sierras de Illón y Leyre, con depósitos de plataforma, por el doctor en Ciencias Geológicas Ignacio Sánchez Carpintero, de la Universidad de Navarra, y por Jaime Solé Sedo, Licenciado en Ciencias Geológicas, y el doctor Ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi, ambos dentro del marco de trabajos geológicos de la Diputación Foral.

La Memoria ha sido redactada por Cayo Puigdefábregas, Joaquín del Valle de Lersundi e Ignacio Sánchez Carpintero.

El estudio micropaleontológico corresponde al doctor en Ciencias Geológicas José Ramírez del Pozo.

Los estudios petrológicos y sedimentológicos, a los laboratorios de ENADIMSA.

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 varía.

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

Depósito Legal: M-1.455-1978

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Navascués se sitúa geográfica y estructuralmente en el contexto pirenaico y en la zona ocupada por el gran surco del flysch eoceno que jalona la vertiente sur-pirenaica. Este surco (cuenca de Jaca), tal como aflora actualmente, queda enmarcado al Norte por las Sierras Interiores (cobertera de la zona axial) y al Sur por las Sierras Exteriores, que adquieren mayor desarrollo hacia el E. [Huesca-Barbastro] disminuyendo hasta desaparecer hacia el O. (área de Sangüesa). En su lugar encontramos aquí las grandes estructuras de las sierras de Leyre e Illón, que afloran en medio de la cuenca de modo que el borde de la misma queda cubierto por el Oligoceno de Sangüesa.

En la zona que nos ocupa, además del Flysch Eoceno aflora parte de las sierras de Illón y Leyre, con materiales que van desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Medio. Se trata de un área de relativa sencillez estructural con alineaciones E-O., pero con una notable complejidad en lo que se refiere a cambios laterales de facies y espesores. Estos problemas no siempre se han resuelto satisfactoriamente, debido en gran parte a las dificultades de correlación micropaleontológica que se presentan en las facies turbidíticas.

2 ESTRATIGRAFIA

Para facilitar la exposición dividiremos la estratigrafía en dos apartados: *a)* materiales que forman las sierras de Illón y Leyre, y *b)* la cuenca

flysch. Como veremos más adelante, esta división obedece más a razones paleogeográficas que a la morfología actual.

2.1 SIERRAS DE LEYRE E ILLON

Las formaciones más antiguas que afloran en el ámbito de esta Hoja se encuentran en las profundas hoces originadas por los ríos Salazar y Esca, en los anticlinales de las sierras de Illón y Leyre (Foces de Aspurz y Arbayún en el Salazar, y barranco del río Esca al sur de Burgui) y pertenecen al Cretácico Superior.

No es probable que exista, en esta zona, el Cretácico Inferior, Jurásico, Lías ni Keuper, que ni en el borde oriental de la estructura de Oroz-Betelu, en la cercana Hoja de Garralda, ni en los sondeos de Roncal y Sangüesa (al norte y al sur respectivamente de esta Hoja, aunque fuera de ella) se han encontrado. Lógicamente, bajo el Santoniense o posiblemente el Turo-niense se encontrará Permotriás.

2.1.1 CRETACICO SUPERIOR

2.1.1.1 Santoniense (C₂₄) y (Cc₂₄)

En el núcleo del anticlinal principal de la Sierra de Illón, en la foz del Esca, aparecen unas calcarenitas microcristalinas que son los niveles más bajos que afloran en la Hoja.

Sobre éstas existe un tramo con dolomías y calizas oscuras, con calizas grises muy recristalizadas, que se hacen algo margosas al techo. Estos niveles pueden verse tanto en el Esca como en la foz de Aspurz, del río Salazar, en el núcleo del anticlinal (Cc₂₄).

Las calizas grises suelen contener restos de rudistas y una abundante microfau-na que permite datarlas como Santonienses.

2.1.1.2 Maastrichtiense (C₂₆)

Sobre las calizas anteriores se encuentra un tramo detrítico de 250 a 300 m. de potencia, que suele atribuirse al Campaniense-Maastrichtiense, pero la aparición de *Orbitoides media* ya en la base de la formación, indica que existe un hiato, faltando el Campaniense.

Este tramo está formado por areniscas con cemento dolomítico o calizo en bancos. El cemento en algunos niveles es arcilloso, no sabemos hasta qué punto debido a descalcificación.

2.1.2 PALEOCENO

Se presenta en dos facies distintas, una calizo-dolomítica y la otra garumniense. Esta última, con amplio desarrollo más al Sur, aquí aflora úni-

camente en un punto. La otra, formada por dolomías y encima calizas, se extiende prácticamente por toda la Hoja.

2.1.2.1 **Garumniense** (C₂₈-T₁₁^A)

Aflora únicamente en el flanco norte del anticlinal más meridional de la Sierra de Illón, en el tajo producido por el río Esca. En cambio, en la vecina Hoja de Sigüés tiene bastante amplitud. En la mencionada Hoja se aprecia que esta facies se acuña bajo las dolomías transgresivas de que trataremos a continuación. La zona aislada en que se ha conservado en esta Hoja se puede explicar como residuo de una erosión previa a la deposición de las dolomías.

Se presenta con el aspecto característico de esta facies, es decir, margas y arcillas muy oscuras o con tonos rojos, verdes o pardos. En la serie se intercalan pequeños bancos de micrita.

2.1.2.2 **Facies dolomítico-calizas** (T₁₁₋₁₂^A)

Representan el Danés-Montiense, aunque en algunas zonas es probable que falte el primero (como cuando las dolomías transgresivas se encuentren sobre el Garumniense). Están constituidas por dolomías, generalmente gris oscuras, con niveles de caliza de algas hacia el techo con *Discocyclusina seunesi* y *Planorbulina antiqua*.

2.1.2.3 **Thanetiense** (T₁₃^A)

Por encima de las dolomías se encuentran calizas con Lithothamnium con fauna Thanetiense (*Globigerina cf. triloculinoidea*, *Operculina heberti*, *Planorbulina antiqua*) que hacia arriba se hacen ligeramente margosas y contienen *Globorotalia cf. angulata*, *Globorotalia cf. velascoensis*, *Rotalia cf. trochidiformis*, Globigerinas, Quinqueloculinas, etc. Hacia el E. va dominando el contenido en margas, dando lugar a niveles blandos fáciles de cartografiar.

En cambio, en la parte occidental, aunque el contacto entre las dolomías del Danés-Montiense y las calizas con lithothamnium se diferencian fácilmente, el límite superior es fácil de determinar en un corte, ya que la aparición de alveolinas permite separar este piso del Ilerdiense, pero es difícilmente cartografiable por la semejanza de las calizas que forman ambos tramos. En estas zonas este piso se ha cartografiado juntamente con el Ilerdiense (T₁₃₋₂₁^{A-Aa}).

2.1.3 EOCENO INFERIOR

2.1.3.1 **Ilerdiense** (T₁₃₋₂₁^{A-Aa})

Lo representan en las sierras de Illón-Idocorry y Leyre calcarenitas de biofacies nerítica correspondiente a la zona interior de la plataforma. En ambas sierras forman las extensas áreas calizas que destacan en el relieve formando frecuentemente superficies estructurales. Se caracterizan por la abundancia de alveolinas, que permiten diferenciarlas de las calizas del Thanetiense.

En los pasillos entre las sierras hay una sedimentación continua, pasando al techo o los niveles margosos del Cuisiense, pero en las sierras y en la falda norte de la de Illón-Idocorry existe un hiato, pasándose directamente del Ilerdiense a las series condensadas lutecienses.

Las calcarenitas poseen un grado de clasificación bajo (índice de Trask > 5) y matriz intensamente recristalizada, apreciándose hacia el techo un aumento del valor central de los diámetros de sus constituyentes granulares (pasan de 0,04 a 0,09 mm.). Su potencia aumenta, a partir de esta zona, hacia el Este, desde 30-35 mm., hasta duplicarse en Burgui se ha identificado paleontológicamente el Ilerdiense Inferior. Finalmente cabe señalar, en cuanto a las condiciones de sedimentación de estos materiales, una distribución de parámetros granulométricos —calculados respecto a la fracción insoluble de diámetros superiores a 2 μ —, expresiva de un ciclo incompleto, únicamente representado en su tramo regresivo, que se correlaciona perfectamente en los afloramientos de la Hoja, a la vez que señala el paso al piso superior. Se encuentran señales de tracción correspondientes a momentos de mayor proximidad al litoral que en el Ilerdiense; es decir, representa una etapa reveladora del carácter energético de naturaleza regresiva del medio.

2.1.3.2 **Cuisiense** (T_{22 a}^{Aa})

Los materiales de este piso se encuentran en alternancia monótona de calcilitas arcillosas, generalmente arenosas y en ocasiones ligeramente dolomitizadas, y de margas. En las proximidades de Arbayún, la serie se acuña con rapidez, en el flanco sur del sinclinal de Napal, hasta dar lugar a discordancias locales en la Sierra de Leyre. Su biofacies es nerítica, de transición entre las zonas interior y exterior de la plataforma continental con microfauna muy escasa y, generalmente muy mal conservada.

Al N. de Idocorry se determina, asimismo, un hiato o laguna post-ilerdiense que abarca el Cuisiense completo, hasta la iniciación de las series condensadas lutecienses.

Su potencia aumenta hacia el N. a partir de la foz de Arbayún, donde

quedan en contacto discordante, sobre los materiales ilerdienses, las calcarinitas lutecienses. Hacia el E. se acuña también bajo un flysch luteciense transgresivo, en la Hoja contigua de Sigüés (175). Granulométricamente homogéneas, en los niveles inferiores hay un claro predominio de illita acompañada de clorita en proporción escasa.

No puede hablarse en estas series de procesos de tracción, pues el límite tracción-suspensión oscila entre 4 y 5 unidades Φ (phi), por lo que se interpretan unas condiciones sedimentológicas de suspensión con lavado de la fracción fina, con pequeñas variaciones de la energía cinética del medio.

Se plantea aquí el problema de las escalas cronoestratigráficas al basar las dataciones en Alveolinas o en Foraminíferos planctónicos, ya que a partir del Ilerdiense Medio (basado en Alveolinas o Nummulites), su equivalente es el Cuisiense Inferior (basado en Foraminíferos planctónicos). Por otra parte, no hay información paleontológica segura que sitúe el límite de separación entre Cuisiense y Luteciense de forma clara en estas series, que se desarrollan a uno y otro lado de Idocorry, en el sinclinal de Napal y en una banda alargada Este-Oeste que atraviesa toda la Hoja de Sigüés.

2.1.3.3 Luteciense Inferior y Medio (Tc₂₁^{Ab1-Ab3})

Los materiales lutecienses conforman un conjunto de anticlinales y sinclinales desarrollados entre Idocorry y la foz de Arbayún. Son dos niveles de calcerinitas, entre los que se intercala un tramo margoso, de calcilitas arcillosas y margas, que hacia el Sur pierde rápidamente potencia, hasta desaparecer en Leyre, donde quedan en contacto los dos niveles calcáreos.

Las calcarenitas, pobremente clasificadas y muy recristalizadas, contienen microfauna nerítica correspondiente a la zona interior de plataforma, generalmente mal conservada.

Todos estos materiales pasan hacia el E., entre las sierras de Leyre e Illón, a facies flysch.

Existe una correspondencia muy neta entre la situación de los sedimentos profundos y los que constituyen las sierras, subrayándose así el lento movimiento de elevación iniciado durante el Cuisiense y que dará lugar más tarde a la estructura de Leyre.

2.2 LA CUENCA FLYSCH

La cuenca turbidítica eocena se extiende hacia el N. de la Sierra de Illón, con reducción de espesor en los flancos de la Sierra, y a la vez que se producen cambios laterales desde facies profundas, al N. (turbiditas), a facies de plataforma, al S.

2.2.1 NIVEL T_{13-2}^{A-Ab}

Englobamos en este tramo al conjunto de depósitos turbidíticos que afloran al N. del cabalgamiento Isaba-Ochagavía en la esquina NE. de la Hoja. Debido a la intensidad de las deformaciones, al mal estado de conservación de la microfauna y a la ausencia de niveles guía, es imposible separar tramos dentro del conjunto, a excepción de algunos niveles duros carbonatados.

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 de 2.000 metros en Isaba, tendiendo a reducirse hacia el SO.

La evolución de este nivel está más detalladamente expuesta en la vecina Hoja de Ochagavía, donde está mucho más representado.

2.2.2 NIVEL T_{c22}^{Aa}

Se incluyen aquí las calizas que forman el núcleo del anticlinal de Urzainqui. La microfauna permite datarlas como Eoceno basal, pero es muy difícil correlacionarlas con otros niveles que afloran en la zona, ya que sólo se encuentran en este punto. Se desconoce la potencia al faltar la base. El hecho de que los niveles equivalentes en edad que se conocen alrededor estén siempre en facies turbidítica hace suponer que a pesar de su aspecto masivo, estas calizas se habrían depositado como el resto de los olistostromas que se intercalan en el flysch.

2.2.3 NIVEL T_{22}^{Aa}

Este es el tramo basal de la serie «flysch» en la parte septentrional de la Hoja, que no existe en la parte Sur por estar representado el Cuisiense en facies margosas. Este tramo es exactamente igual que el que describimos a continuación, de edad Luteciense.

2.2.4 NIVEL $T_{21}^{Ab1-Ab2}$

Tramo basal de la serie «flysch». En el flanco N. de la Sierra de Illón se distingue del resto por su litología algo más arcillosa y por la menor frecuencia de niveles turbidíticos, así como por la abundancia de estructuras de deslizamiento (slump). Estas estructuras no son frecuentes debido precisamente a la escasez de niveles de arenisca. El espesor es variable alrededor de los 100 m. Su edad es Luteciense Inferior, aunque posiblemente

incluya el Cuisiense. El contacto basal sobre la caliza llerdiense de la Sierra con toda probabilidad es ligeramente discordante.

Este carácter margoso tiende a desaparecer hacia el N. y O. En la zona de Roncal y Urzainqui aparece como una serie turbidítica perfecta, cuya potencia no es calculable debido a la gran abundancia de micropliegues. Una estimación aproximada podría dar un espesor del orden de los 1.000 m., con tendencia de aumentar hacia el N. Esta serie turbidítica presenta la típica alternancia de tres litologías: La arenisca con «graded-bedding» conservando frecuentemente la típica secuencia de Bourma y con profusión de marcas basales de corriente. La arenisca pasa gradualmente y hacia arriba a margas y finalmente la secuencia termina con la micrita hemipelágica (RUPKE, 1970; MUTTI et al., 1972) sobre la que se deposita la siguiente secuencia. Hay que advertir que cualquiera de los tres términos puede estar muy reducido o faltar por completo. El espesor individual de cada secuencia puede variar desde el orden de los 10 cm. hasta varios metros, observándose una tendencia a guardar las proporciones. Las paleocorrientes presentan una gran uniformidad con una dirección general hacia el cuadrante NO.

En el anticlinal del barranco del Fago, este tramo está mal caracterizado.

2.2.5 NIVEL $T_{c21}^{Ab1-Ab2}$

Sobre la caliza llerdiense se depositan inmediatamente unas potentes brechas (olistostromas), tal como ocurre más al E., en la foz de Biniés.

2.2.6 NIVEL $T_{21}^{Ab1-Ab3}$

En el Sinclinal de Salvatierra de Esca encontramos una serie turbidítica que comprende el Luteciense Inferior y Superior, y cuyo espesor está enormemente reducido con respecto a la gran cuenca que se desarrolla al N. de la Sierra de Illón. Litológicamente se trata de una alternancia turbidítica con escasez de areniscas y su espesor es del orden de los 200 m. La disposición discordante sobre el flanco N. de las Sierras de Leyre y Orba parece evidente.

2.2.7 NIVEL $T_{c21}^{Ab2-Ab3}$

Constituido por niveles de brechas calcáreas de gran extensión cartográfica, cuyo espesor es muy variable, alrededor de los 10 m., aunque en algunos puntos puede alcanzar los 50 m. El nivel más constante se puede seguir desde el anticlinal de Güesa hacia Vidangoz, Roncal y Sierra de San Miguel, y se ha utilizado como nivel guía para separar el Luteciense Inferior del Superior, tal como se ha hecho en la vecina Hoja de Aoiz.

El nivel cartografiable consta en realidad de dos capas superpuestas; la inferior, constituida por acumulación de bloques, cantos y slumps, mientras que la superior presenta un ordenamiento granodecreciente más claro que la inferior, siendo interpretada por RUPKE (1972) y RUPKE (en ROSELL y PUIGDEFABREGAS, 1975) como Mega-turbidita. En general las capas presentan una secuencia que se inicia con cantos o incluso bloques de tamaño decamétrico de caliza de Alveolinas. El tamaño de los cantos disminuye hacia arriba, pasándose a acumulaciones de Nummulites cuando les corresponde por su tamaño y peso, hasta que finalmente se depositan granos calcáreos y pelitas. Nunca hemos observado marcas basales de corriente ni cualquier otro indicio que permita deducir la dirección de deslizamiento. No obstante, la abundancia de Nummulites rodados y cantos de caliza de Alveolinas hace suponer que los deslizamientos provenían de la plataforma carbonatada que se extendía por el borde sur de la cuenca turbidítica. Sin embargo, MUTTI et al. (1972) citan la existencia de pruebas de procedencia Norte, lo que ciertamente no es incompatible.

Además de este nivel más importante, existen otras intercalaciones en el seno del Luteciense Superior en la Hoja de Navascués y en el Luteciense Inferior-Cuisiense en la Hoja de Ochagavía.

2.2.8 NIVEL T₂₁^{Ab2-Ab3}

Flysch luteciense superior, que ocupa la mayor extensión de la Hoja. Litológicamente es indiferenciable del Luteciense Inferior, con el que forma un todo homogéneo. Las secuencias turbidíticas son idénticas a las descritas anteriormente. El espesor medido en el corte de Guindano es de unos 700 m., aunque debe aumentar hacia el N. El único rasgo a destacar es la mayor abundancia de niveles de megaturbiditas (b). Estos niveles tienen un espesor de uno a diez metros (Incluyendo el término pelítico) y presentan una clara disposición granodecreciente desde pequeños cantos y Nummulites hasta las margas superiores. Parece lógico interpretarlos como turbiditas de volumen excepcional en el conjunto de la serie. Aunque no es muy frecuente, pueden encontrarse marcas basales de corriente con direcciones hacia el NO., como el resto de las turbiditas normales.

2.2.9 NIVEL T₂₂^{Ab}

Coronando la serie turbidítica luteciense se encuentran unos niveles también turbidíticos que se caracterizan por una mayor proporción de margas (flysch margoso de Irurozqui en la Hoja de Aoiz). Las capas de arenisca son menos frecuentes y de menor espesor, lo que hace que los niveles hemipelágicos sean más patentes. Este tramo, de probable edad Luteciense Superior-Biarriztiense, aflora en el extremo SE. de la Hoja (zona de Salva-

tierra) y en el borde O. (zona de Guindano). Las direcciones de corriente son también hacia el ONO., en cuya dirección van perdiendo su carácter turbidítico hasta pasar a margas entre Aoiz y Pamplona.

2.2.10 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios están muy poco desarrollados en esta zona, limitándose a los valles del Esca y del Salazar y a los derrubios de ladera adosados a las escarpas más importantes. Hay que destacar además la preservación de una magnífica superficie de erosión plio-cuaternaria (BARRE-RE, 1963, que se encuentra en el interfluvio Esca-Salazar (puerto de Coronas, en la carretera de Navascués a Burgui).

2.2.10.1 Nivel Q₁

Derrubios de ladera, especialmente importantes en los bordes de los escarpes formados por la brecha de Güesa. Las acumulaciones de derrubios llegan a ser muy potentes y los bloques alcanzan tamaños perfectamente cartografiables.

2.2.10.2 Nivel Q_T

Terrazas suspendidas que jalonan los dos valles del Esca y Salazar. Están constituidas por limos y gravas con materiales procedentes de la cabecera.

2.2.10.3 Nivel Q^{Al}

Aluviones recientes del Esca y Salazar que forman un trazo casi continuo y estrecho a lo largo de los valles, quedando sólo interrumpidos en los tramos donde el río discurre sobre rocas competentes: Foz de Arbayún, pasos por la sierra de Illón en Burgui y Aspurz, y pasos a través de las brechas de Güesa (Güesa y Roncal). Tanto en estos depósitos como en las terrazas suspendidas, la cementación es prácticamente inexistente.

3 TECTONICA

Aunque las deformaciones en detalle y a nivel de afloramiento pueden alcanzar una complejidad notable, el cuadro estructural de conjunto es bastante sencillo en relación con otras áreas pirenaicas. Como se ha hecho en el capítulo anterior, describiremos por separado la zona de la Sierra de Illón y la zona del flysch.

3.1 LA TECTONICA DE LAS SIERRAS DE LEYRE E ILLON

Ambas están situadas en la zona de depósitos de plataforma, y por tanto, de menos plasticidad y potencia de los sedimentos. Las calizas forman el almacén de las estructuras y resisten la erosión.

La sierra de Illón es un cabalgamiento complejo con dirección E.-O., que se incurva hacia el NNO. en la parte más occidental. Tiene clara vergencia al Sur y su complejidad va aumentando de Oeste a Este. Así, un solo anticlinal cabalgante en Aspuz se ha convertido en tres cabalgamientos en la zona del Esca.

La sierra de Leyre, de la que no se ve en esta Hoja más que la falda norte, tiene las mismas características. Su complejidad es mayor. Cada anticlinal cabalgante va quedando sumergido por el Este bajo el que le sigue más al Norte.

La pendiente de los cabalgamientos es bastante fuerte y no sabemos a qué nivel se efectuará el despegue, dada la falta de Keuper plástico.

La diferenciación entre sedimentación más profunda en los sinclinales y la más somera acompañada de frecuentes hiatos de las sierras, indica que la formación de estas estructuras se inició ya en el Cuiense, progresando en forma continua durante todo el Eoceno Medio y Superior sin que en esta zona sea posible deducir en qué época terminó el plegamiento, aunque lógicamente será al final del Oligoceno, como en la zona de Aoiz y Pamplona.

Al sur de Burgui una falla de tensión indica una descompresión posterior a los cabalgamientos.

3.2 LA TECTONICA EN LA CUENCA FLYSCH

Las direcciones estructurales se alinean ONO.-ESE. paralelamente a la dirección general pirenaica y las vergencias son siempre hacia el Sur. Existe una diferencia de estilo según la competencia de los materiales afectados. De Sur a Norte, podemos distinguir cuatro zonas: una franja con plegamientos suaves y amplios que bordea el flanco N. de la Sierra de Illón, desde Navascués a Burgui. Al norte de esta zona tenemos una franja extraordinariamente comprimida con pliegues muy apretados. Sigue luego la zona de afloramientos de los olistostromas de Güesa. Finalmente, tenemos en la zona de Roncal otra zona muy plegada y con esquistosidad de plano axial. La densidad de pliegues es tal que resultan incartografiables.

Tendríamos, pues, dos anticlinorios (Sierra de Illón y anticlinal de Güesa-Roncal) separados por los correspondientes sinclinos, fuertemente comprimidos. Esto es, evidentemente, una simplificación que viene complicada por la aparición de la estructura anticlinal del Fago y por el paso de las

estructuras anticlinales de Güesa a estructuras cabalgantes en la Sierra de San Miguel, hacia el Este.

En general, es evidente que la envergadura de los pliegues en la zona del flysch no corresponde a las potencias de las series afectadas, de modo que hay que pensar que se trata de pliegues disarmónicos con despegues capa a capa y, en efecto, no es raro observar fracturas cabalgantes que se introducen entre los planos de estratificación.

Algunos de los accidentes que cruzan la zona son de verdadera importancia regional, alcanzando una continuidad del orden del centenar de kilómetros. Tal es el caso del pliegue de Güesa, que pasa a ser cabalgante hacia el Este, llegando a la zona de Sabiñánigo-Fiscal, donde se encuentra el flysch cabalgando sobre el Eoceno Superior continental (SOLER y PUIG-DEFABREGAS, 1970).

En cuanto a la edad de las deformaciones, podemos decir lo siguiente:

1.º Existe una primera pulsación, que produce ciertos relieves en la zona que más tarde se convertirá en la sierra de Illón, anticlinal del Fago y foz de Biniés (Hoja 144, Ansó), o, lo que es más significativo, provoca el comienzo de la subsidencia de la cuenca flysch. Prueba de ello la tenemos en el brusco paso de la sedimentación carbonatada del llerdiense a la sedimentación turbidítica del Cuisiense-Luteciense, lo que puede localmente manifestarse en leves discordancias. En otras palabras, la cuenca flysch considerada en su conjunto es «discordante» sobre el substrato, aunque en la mayoría de los casos las observaciones puntuales indiquen concordancia entre las turbiditas y las calizas subyacentes. Esta primera pulsación correspondería a la fase de colocación del manto de Cotiella, en el Pirineo Central.

2.º Las deformaciones que afectan a la zona estudiada nunca las encontramos fosilizadas, por lo que resulta difícil precisar su edad. La existencia en la zona Norte de esquistosidad de plano axial, relacionada en todo el Pirineo con la fase de colocación del manto de Gavarnie, obliga a pensar en una edad fini-eocena (SEGURET, 1970, y GARRIDO, 1972) o incluso fini-oligocena (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973). Hay algún dato que hace pensar en dos pulsaciones dentro de esta «fase Gavarnie», como es, por ejemplo, la estructura del anticlinal de Güesa (corte I-I') cuyo núcleo es antiformal en el valle de Salazar (Igal). La estructura, aunque muy atenuada, es todavía visible en el valle de Salazar, al sur de Güesa, tal como fue observada e interpretada por MANGIN (1959-1960). Sin embargo, con los datos actuales no es posible afinar más en cuanto a la datación de las deformaciones.

Existe luego el problema de la interpretación del olistostroma de Güesa-Roncal. Como hemos dicho anteriormente, esta capa tiene una extensión

del orden del centenar de kilómetros y evidentemente representa algo anormal en el desarrollo de la cuenca turbidítica. RUPKE (1972) invoca a alguna pulsación tectónica de importancia regional que habría provocado el deslizamiento masivo de materiales de plataforma hacia el centro de la cuenca, aunque esto no implica en sí ninguna fase tectónica.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como se ha dicho en la estratigrafía, es probable que desde el Permotrias hasta el Cretáceo Superior haya un hiato.

Los niveles más bajos que afloran indican depósitos de plataforma bastante someros y con pocos terrígenos, indicando un equilibrio en el continente situado al Sur.

La falta del Campaniense anuncia ya un nuevo desequilibrio, que produce gran cantidad de terrígenos durante el Maastrichtiense. La rhexistasia va aumentando durante todo este período, como se puede ver en la parte SO. de la Hoja, en la falda de Leyre, donde el diámetro de las arenas va aumentando hasta convertirse en conglomerados de colores rojizos que recuerdan el Permotrias.

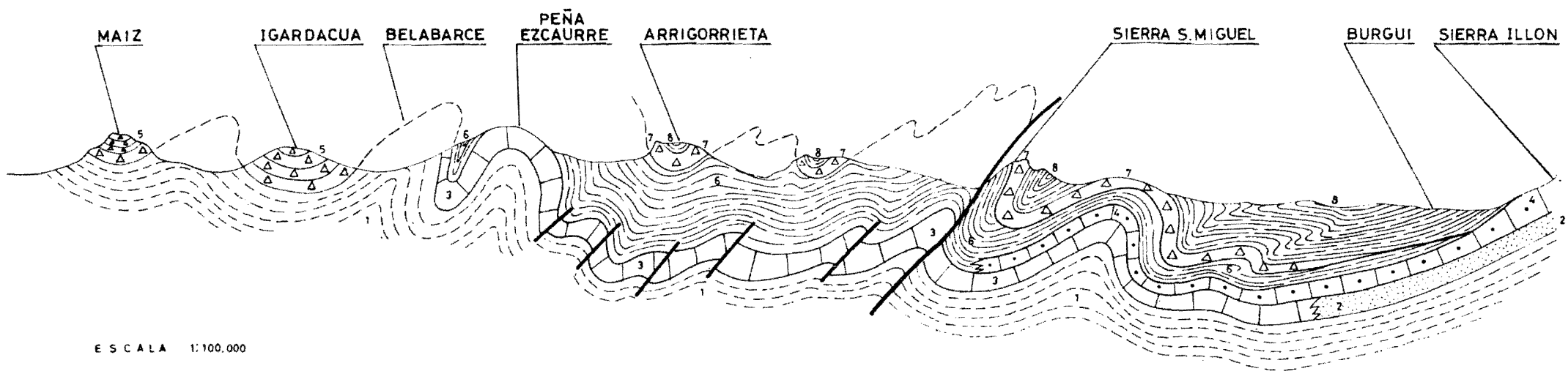
El Maastrichtiense termina con un cambio brusco en la sedimentación. Se trata de los depósitos salobres del Garumniense, cuya extensión ignoramos, pues ha debido de ser erosionado posteriormente en algunas zonas.

Al final del Garumniense debió haber una ligera emersión y un hundimiento posterior, que produce primero dolomías transgresivas y luego calizas de algas.

El ciclo Cretácico Superior-Paleoceno queda interrumpido bruscamente por la transgresión Ilerdiense con la deposición de calizas de plataforma en un área extensa, que abarca prácticamente todo el ámbito pirenaico. Hacia el Norte (Hoja de Ochagavía) esta plataforma pasa a facies más profundas con depósitos turbidíticos que enlazarían con la cuenca flysch del País Vasco.

En la base del Cuisiense, la pulsación tectónica que provoca la llegada del manto de Cotiella en el Pirineo Central, marca al mismo tiempo el inicio de la subsidencia de una gran cuenca paralela a la dirección pirenaica en la que se depositan materiales transportados por corrientes turbidas procedentes principalmente de dos áreas-fuente principales: Una zona deltaica en el extremo oriental de la cuenca, al E. del río Cinca y una zona de plataforma carbonatada bordeando la cuenca por el Sur. La primera originaría turbiditas paralelas al eje de la cuenca (turbiditas axiales), con materiales fundamentalmente terrígenos, y la segunda produciría turbiditas, slumps y

N-S



ESCALA 1:100.000

- | | |
|--|---|
|  1 CRETACICO SUPERIOR |  5 BRECHAS OLISTOSTROMAS. PROBABLE EOCENO INFERIOR |
|  2 GARUMNENSE |  6 FLYSCH EOCENO INFERIOR |
|  3 PALEOCENO |  7 OLISTOSTROMAS LUTECIENSE SUPERIOR |
|  4 ILERDIENSE |  8 FLYSCH LUTECIENSE SUPERIOR |

Figura 1

olistostromas que llegarían lateralmente a la cuenca con materiales carbonatados y bioclásticos.

Ahora bien, hay que tener en cuenta que mientras el surco se va rellenando, a la vez sufre un desplazamiento hacia el Sur, de modo que en el Eoceno Inferior las mayores potencias las tenemos en la zona de Ochagavía (al norte de la Hoja), en el Cuisiense-Luteciense Inferior, las encontramos en la zona de Ansó-Roncal, mientras que en el Luteciense Superior tenemos el surco adosado a los relieves de la sierra de Illón, originando la disposición geométrica que observamos en la figura 1.

Finalmente, en los tramos superiores de la serie, disminuye mucho la importancia de las turbiditas (Flysch margoso de Irurozqui) de modo que sólo se observan escasas láminas turbidíticas intercaladas en depósitos fundamentalmente arcillosos y micritas hemipelágicas.

La evolución de la cuenca flysch queda interrumpida por la transgresión Blarritziense representada en este sector por el nivel limolítico de Sabiñángo-Urroz, a partir del cual cambia por completo el cuadro paleogeográfico. Sin embargo, estos niveles ya no entran en el ámbito de la Hoja.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En esta Hoja no existe actividad extractiva alguna. Las amplias estructuras de Leyre e Illón se prestan a la explotación de canteras de caliza, pero siendo escasas las necesidades de áridos, no existe en esta región más que una cantera en Liédena, ya fuera de la Hoja que nos ocupa, que basta para satisfacer la demanda.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Dadas las escasas necesidades de la población en esta Hoja, no existen perforaciones profundas para buscar el agua. En general, los manantiales son suficientes para abastecer la población.

Gran parte de la Hoja está cubierta por formaciones de facies flysch impermeables, pero dentro de ellas las brechas calizas existentes proporcionan buenos acuíferos, aunque de extensión limitada.

Las calizas de los depósitos de plataforma de las sierras de Illón y Leyre proporcionan buenos acuíferos, en los que ha habido un pequeño desarrollo kárstico. Se encuentran algunas cavidades en la falda septentrional de Leyre y manantiales en la foz de Arbayún.

Estos niveles son los que suelen proporcionar pérdidas en los sondeos

realizados en Hojas próximas y por otro lado son los que afloran en mayor extensión.

El Maastrichtiense calizo arenoso también proporciona un buen almacén, pero sus afloramientos son de poca extensión.

6 BIBLIOGRAFIA

- GARRIDO, A. (1972).—«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*, 7, pp. 50-52.
- LEON, L. (1972).—«Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del norte de Navarra. Paso al Eoceno». *Bol. IGME*, 83, pp. 234-241.
- MANGIN, J. Ph. (1959-1960).—«*Le Nummulitique sud-Pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon*». *Pirineos*, 51-58, pp. 1-631.
- MUTTI, E.; H. LUTERBACHER; J. FERRER y J. ROSELL (1972).—«Schema stratigrafico e lineamentidi, facies del Paleogeno Marino della zona centrale Subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, pp. 391-416.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).—«*La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*». Tesis leída en la Facultad de Ciencias de Barcelona (próxima publicación el «Pirineos»).
- PUIGDEFABREGAS, C., y M. SOLER (1973).—«Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (provincia de Huesca)». *Pirineos*, 109, pp. 5-15.
- ROSELL, J., y C. PUIGDEFABREGAS (1975).—«The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin». *IAS 9th. International Congress*. Nice, July 1975.
- RUPKE, N. A. (1972).—«*Geologic studies of an Early and Middle Eocene Flysch Formation, South-Western Pyrénées, Spain*». Tesis, Princeton.
- SANCHER 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 sur les Pyrénées*». Tesis, Montpellier. Publications USTELA 1972. Montpellier.
- SELZER, G. (1934).—«*Geologie der Sudpyrenaische Sierren in Ober-aragorien*». *Neves Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. b. 370-406. Traducción española (1948). Publ. Extranj. sobre Geología de España, C.S.I.C., Madrid.
- SOLER, M., y C. PUIGDEFABREGAS (1970).—«*Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental*». *Pirineos*, 96, pp. 5-20.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA