



IGME

142

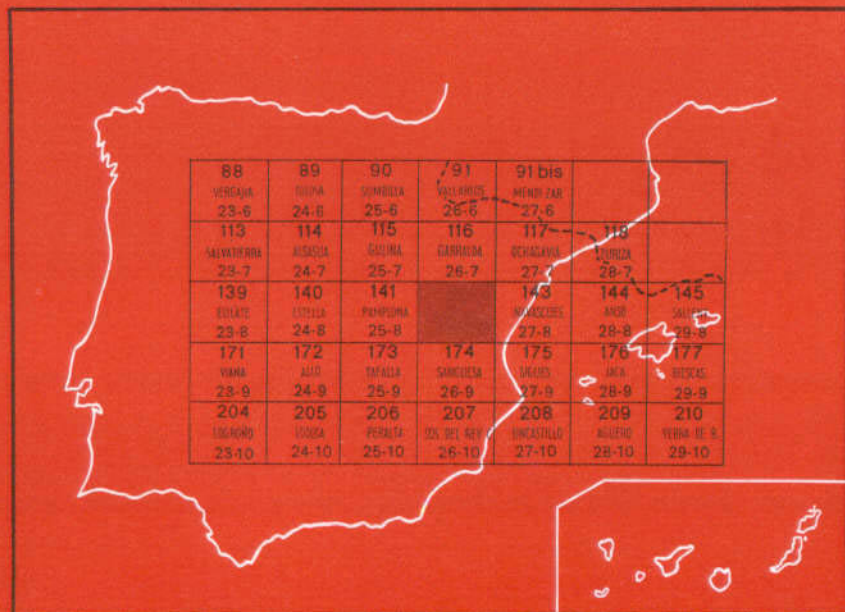
26-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

AOIZ

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

AOIZ

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., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes autores:

En Cartografía y Memoria:

Cayo Puigdefábregas, Dr. en Ciencias Geológicas; Baldomero Rojas Tapia, Dr. Ingeniero de Minas; Ignacio Sánchez Carpintero, Dr. en Ciencias Geológicas, y Joaquín del Valle, Dr. Ingeniero de Minas.

En Sedimentología:

María del Carmen Fernández-Luanco, Licenciada en Ciencias Geológicas.

En Micropaleontología:

Carlos Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas, y Luis F. Granados Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas.

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 -12.377 -1978

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

INTRODUCCION

El área ocupada por la Hoja núm. 142, Aoiz, forma parte geológicamente de la gran estructura pirenaica. Levantando un corte desde el macizo de Oroz-Betelu, al N. de la Hoja, hasta la Peña de Izaga, tendremos una secuencia de materiales típicamente regresiva desde la cuenca turbidítica del Eoceno Inferior hasta los conglomerados aquitanienses. En esta Hoja se tiene ocasión, por tanto, de estudiar el proceso regresivo, con sus variaciones y discontinuidades, en la zona occidental de la cuenca surpirenaica, de carácter más profundo que la zona central.

Si bien la zona ha sido estudiada con diferentes propósitos (investigación petrolífera, sales potásicas, aguas subterráneas, etc.) se han publicado muy pocos trabajos acerca de ella, siendo el más notable el de Mangín (1959-1960) que constituye una síntesis de lo realizado hasta aquella fecha.

La Hoja presenta dos áreas de morfología bien distinta, cuya línea de separación sería aproximadamente una diagonal NO.-SE., algo desplazada hacia el SO.

La zona al N. de esta línea ideal puede considerarse como perteneciente al dominio pirenaico, al S. del Valle del Ebro, prescindiendo de la Sierra de Alaiz, cuyo borde oriental asoma al SO. de la Hoja.

Los terrenos del área septentrional abarcan desde el Maestrichtiense al Luteciense y están formados, en general, por materiales del mar profundo; su tectónica es más compleja, pliegues volcados, fallas inversas y cabalgamientos de gran desarrollo debidos a empujes y otras formas estructurales

de menor entidad, que corresponden a movimientos de reajuste posteriores; en cuanto a la topografía, si bien no presenta alturas excesivas (todas son inferiores a 1.200 m.) es realmente abrupta.

Los ríos muestran cauces juveniles, rectos, que al encontrar sierras las atraviesan formando «foces», algunas de ellas muy espectaculares. Abundan las explotaciones forestales y los cultivos se limitan a los aluviones fluviales.

En el área meridional los materiales que encontramos son priabonienses y oligocenos, la tectónica es más suave, los pliegues de mayor longitud y las fallas escasas. Hay una altura fuerte, Peña de Igaga, con 1.352 m., pero el conjunto es de formas más suaves que al N.

Los ríos presentan cauces amplios, son caudalosos, y forman meandros, algunos próximos a ser abandonados; abundan las terrazas y predominan los cultivos sobre el arbolado.

En cuanto a la metodología empleada en esta cartografía hay que hacer constar que se ha dado preferencia a la litología, por cuanto que las dataciones en facies de turbiditas por microfauna presentan ya cierta imprecisión, agravada por la dificultad de separar niveles de distintas edades que presentan idénticas facies; a esto hay que añadir el desajuste entre las escalas cronoestratigráficas basadas en fauna nerítica y pelágica, ambas representadas en la Hoja; por todo ello se ha cartografiado una serie de formaciones a las que posteriormente se ha atribuido una edad cuyos límites no siempre serán muy precisos.

1 ESTRATIGRAFIA

Los terrenos que aparecen en la Hoja van desde el Maestrichtiense al Aquitaniense; a pesar de la aparente monotonía y continuidad se encuentra en esta Hoja una interesante variedad de facies y subfacies que la hacen sumamente interesante, en especial en lo que se refiere a turbiditas.

En la figura 1 se presenta una columna litológica esquemática, constituida a partir del corte I-I', y comprende sólo los terrenos de sedimentación marina; si bien incluye todos los pisos marinos presentes en la Hoja hay que hacer constar que no representa todas las facies, por ejemplo, el Ilerdiense, que aquí está constituido por un «flysch»; en la Foz de Arbayún lo está por calcarenitas; también las potencias son muy variables de una a otra zona en la Hoja.

1.1 CRETACICO SUPERIOR (C₂₆)

Es el terreno más antiguo que se encuentra en la Hoja; aflora en los anticlinales de Osa, en el río Urrobi, Berroya, al E. de Napal, y en el de la

E O C E N O

PALEOCENO Y MAESTRICHTIENSE-

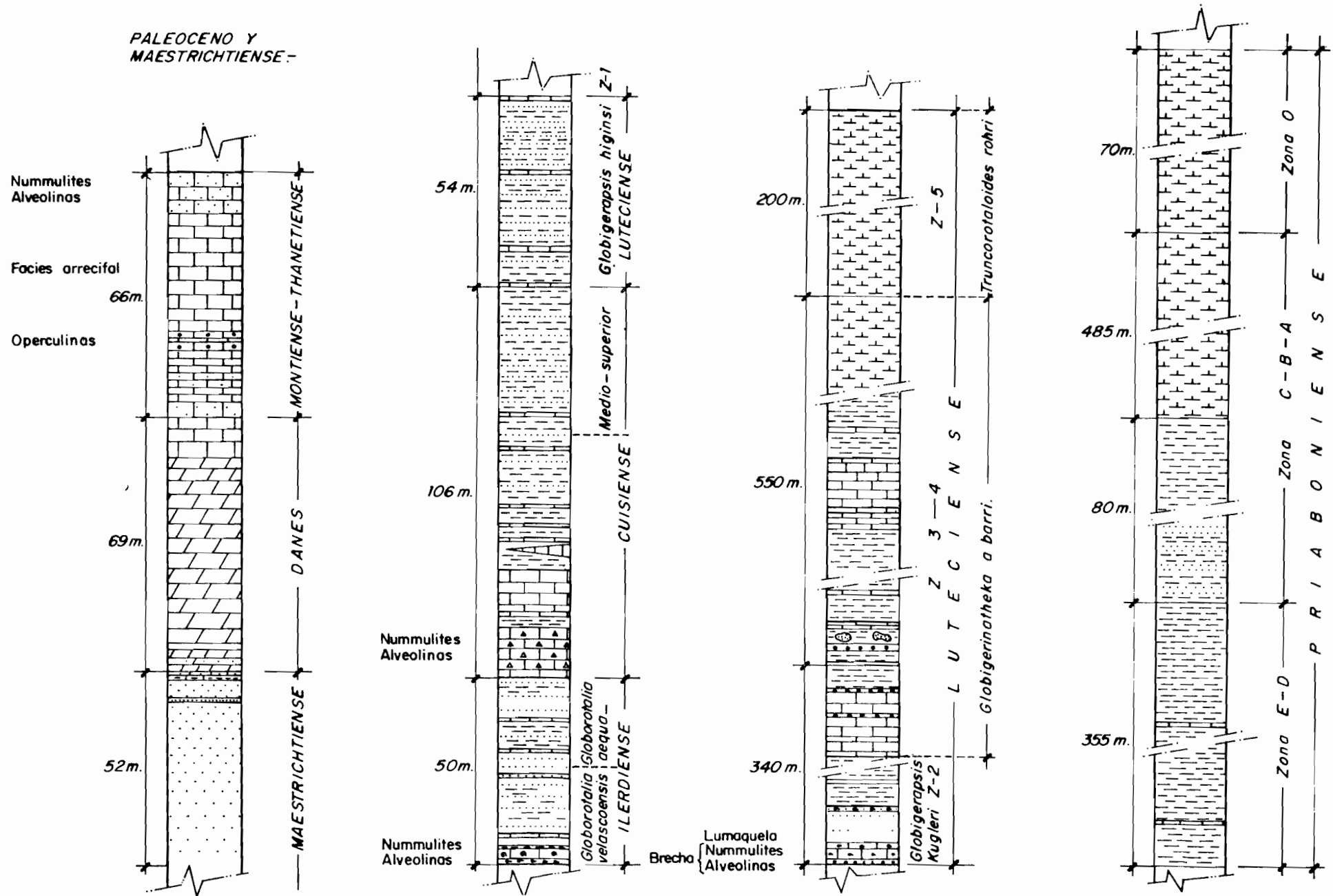


FIGURA 1.—ESQUEMA DE COLUMNA LITOLÓGICA A PARTIR DEL CORTE I-I

Foz de Arbayún. Litológicamente consta de calcarenitas y calizas bioclásticas estratificadas en bancos gruesos, con algunas intercalaciones de niveles margosos; presenta una asociación de microfauna correspondiente al Maestrichtiense Superior.

1.2 Terciario (T)

1.2.1 Paleoceno (T₁[^])

Aflora en los mismos puntos que el Maestrichtiense se presenta como sigue:

1.2.1.1 Daniense (T₁₁[^])

Representado por unos 70 m. de dolomicritas, hacia la mitad de la serie aparecen: *Microcodium*, *Rotalinas* y en el techo de la formación: *Spirolynas* y/o *Praerhapydionina*, junto con un aumento en tamaño y abundancia de microfauna (Rotálidos, Miliólidos, etc.).

La mencionada fauna indica un Paleoceno y es Daniense claro desde la base hasta la aparición de *Microcodium* y *Rotalinas*, y con alguna duda hasta la aparición de *Spirolynas*; suponemos, sin embargo, el techo de la formación en este último punto.

1.2.1.2 Monticense-Thanetiense (T₁₂₋₁₃^{^A})

Sobre el tramo anterior y concordante aparece un paquete formado por una alternancia de areniscas, micritas y micritas arenosas fosilíferas con: Discocyclinas, Globigerinas, Globorotalias, Rotálidos, Anélidos, Dentales, Melobesias y, hacia la mitad del paquete, existen unas Pelmicritas con: *Distichoplaxbiserialis* (Dietrich).

Este conjunto faunístico da una edad paleocena para el tramo, sin que se hayan podido separar el Monticense del Thanetiense por presentar límites difusos y, por tanto, no cartografiables.

Hacia la mitad del paquete, de unos 70 m., aparece una caliza de facies recifal.

1.2.1.3 Danés-Monticense (T₁₁₋₁₂^{^A})

En el borde SE. de la Hoja, en la Foz de Arbayún, no ha sido posible separar estos dos términos representados por un potente banco de dolomías.

1.2.1.4 Thanetiense (T₁₃[^])

Aflora en el mismo lugar y es concordante con el paquete anterior; está constituido por calizas arenosas.

1.2.2 EOCENO (T_2^A)

Está representado en su totalidad; se ha datado por estudio de foraminíferos y microfácies, separándose los cuatro pisos: llerdiense, Cuisiense, Luteciense y Priaboniense, y dentro de ellos, zonas; para su descripción es conveniente separar la facies de plataforma del extremo SE. de la Hoja (Sierras de Idocorry y Leyre) de las facies turbidíticas y de talud que ocupan aproximadamente la mitad NE. de la Hoja.

Asimismo, es de hacer notar el extremo oriental de la Sierra de Alaiz, que aparece en el borde O. de la Hoja, constituido por calizas, en bancos potentes, de edad Luteciense Inferior y Medio ($T_{21-21}^{Ab1-Ab2}$). Del significado de dicha Sierra se hablará en el apartado de Tectónica.

1.2.2.1 Facies de Plataforma

El extremo occidental de Idocorry penetra en la Hoja por el borde oriental, encontrándose morfológicamente separado de la zona de Arbayún (terminación occidental de la Sierra de Leyre) por un conjunto de calcilitas arcillosas y margas alternantes con intercalaciones de niveles delgados de calcarenitas entre Iso y Napal. El Eoceno Inferior y Medio se halla representado por el llerdiense, esencialmente calcáreo, sobre el que se encuentran materiales cuisienes y lutecienses de espesores variables.

1.2.2.1.1 llerdiense (Tc_{21}^{Aa})

Lo representan en Idocorry y Arbayún, calcarenitas de biofacies nerítica correspondiente a la zona interior de la plataforma. En Arbayún son puestas al descubierto por el Salazar, que excava una estrecha y profunda foz (de unos 300 m.) en el núcleo de un suave anticlinal que constituye el borde septentrional de la Sierra de Leyre. En Idocorry las calcarenitas constituyen el flanco normal del anticlinal cabalgante, desarrollando una superficie estructural bien conservada.

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 (en la Hoja contigua, Navascués); se ha identificado paleontológicamente el llerdiense 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 2μ —, 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.

1.2.2.1.2 Cuisiense (T_{22}^{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. y E. a partir de la foz de Arbayún —donde quedan en contacto discordante, sobre los materiales ilerdienses, las calcarenitas lutecienses—, alcanzando un espesor máximo visible de 70 m. cerca de Idocorry. 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), 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.

Se delimita, sin embargo, a partir del Cuisiense, un área de sedimentos tipo «flys» de mayor subsidencia, que penetra hacia el E., entre dos zonas menos subsidentes (Leyre e Idocorry). Otra área, homóloga de la anterior, debe existir al N. de Idocorry. Esta diferenciación, que se inicia en el Cuisiense, se mantiene durante la sedimentación posterior, señalándose con ello una clara continuidad del proceso de abombamiento intracuisiense, del que hablaremos más adelante.

1.2.2.1.3 Luteciense Interior y Medio (TCS₂₁^{Ab1}, T₂₁^{Ab2}, TCS₂₁^{Ab2})

Los materiales lutecienses conforman un conjunto de anticlinales y sinclinales desarrollados entre Napal y la Romastaca (esta última ya en la Hoja de Sangüesa). Son dos niveles de calcarenitas, entre los que se intercala un tramo margoso de calcilutitas arcillosas y margas, que hacia el Sur —de Napal a Usun— pierde rápidamente potencia, hasta desaparecer en Leyre, donde quedan en contacto los dos niveles calcáreos.

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

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.

1.2.2.2 La Cuenca turbidítica del Eoceno

A los materiales del Paleoceno sucede, en esta zona, un importante espesor de depósitos turbidíticos comúnmente conocidos como «Flysch eoceno» (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) o Formación de Hecho (TEN HAAF et al. 1971) que ha sido objeto de una interpretación de síntesis a escala pirenaica por MUTTI et al. (1972) englobándolos bajo la denominación de *Grupo de Hecho*.

En la zona que nos ocupa, estas facies están constituidas por las típicas secuencias turbidíticas de margas y areniscas en bancos centimétricos ordenados en granoclasificación decreciente. Generalmente, cada secuencia consta de un nivel inferior arenoso con *graded-bedding*, sucedido por un nivel margoso, al que a su vez sigue un tramo micrítico, no siempre presente. En la parte basal de las capas de arenisca suelen encontrarse marcas de corriente de distintos tipos (*Flute-marks*), indicando una dirección de transporte hacia el NO.

Intercalados en estos sedimentos suelen encontrarse bancos de arenisca de mayor espesor (orden métrico), mostrando también ordenación decreciente del tamaño de grano. Frecuentemente contienen abundantes Nummulites y Alveolinas resedimentados y granoclasificados. El espesor del tramo margoso que sucede a estas capas parece estar en relación con el espesor de la capa subyacente. Según estas características parece lógico interpretar estas capas como producto de corrientes turbidíticas anormalmente importantes (mega-turbidíticas) cuya dirección de transporte coincide con la dirección general antes mencionada (NO.).

Otro rasgo característico de esta zona es la profusión de estructuras de deslizamiento (Slumps). En algunos puntos, como ocurre en la parte infe-

rior de los cortes de Berroya y Urrobi, estos depósitos talud ocupan espesores importantes.

Caso particular de estos depósitos de deslizamiento lo constituyen los importantes niveles calizos intercalados, que alcanzan espesores del orden de los 20-40 m. (Sierra de Archuba). Estas capas tienen un carácter brechoide y son en realidad Olistostromas, constituidos por toda una gama de materiales alóctonos, variando desde el tamaño de bloques, a veces métricos, hasta el tamaño arena. Suelen presentar gradación vertical de tamaño, de modo que cuando el tamaño de grano corresponde al de los Nummulites o Alveolinas, se encuentra una parte de la capa con importantes concentraciones de estos fósiles. Esta característica indujo a MANGIN (1959) a considerar estas capas como biostromas. Frecuentemente se encuentran asociadas aparatosas estructuras de *Slump*, tanto en los niveles que suceden inmediatamente a los Olistostromas como en sus pasos laterales (afloramiento en la carretera al N. de Aoiz). La forma tridimensional de estas capas no es bien conocida, pero su aspecto cartográfico sugiere formas lenticulares cuya longitud podría ser del orden de los 20 kilómetros. En la Hoja de Aoiz dos importantes niveles de Olistostromas, el inferior en el anticlinal de Osa, al N. de la Hoja (T_{22}^{Aa}), y el superior en la Sierra de Archuba (T_{21}^{Ab2}), al N. de Aoiz.

Los materiales constituyentes son mayormente calcáreos, de edades que varían desde el llerdiense hasta el Cuisiense, mientras que los Nummulites y Alveolinas que se encuentran granoclasificados proceden, probablemente, de zonas de plataforma más o menos contemporánea de la deposición turbidítica. Otro problema interesante que plantean estos Olistostromas es el de su procedencia. Es prácticamente imposible encontrar criterios directos del sentido de desplazamiento, siendo necesario recurrir a criterios regionales: teniendo en cuenta que los elementos constituyentes de estas capas se encuentran bien representados en las facies de plataforma que existen al S. y SO. de la cuenca «flysch», parece lógico suponer que se trata de materiales deslizados por el talud que bordea por el SO. a toda la cuenca. La mayor frecuencia de Olistostromas en la parte occidental de la cuenca (Navarra) con respecto a la oriental (Broto-Biescas), puede ser debida simplemente a la mayor profundidad, y por tanto, mayor desnivel del talud en nuestra zona.

El conjunto de los sedimentos turbidíticos pasa gradualmente hacia el techo a facies margosas a través de un tramo que aquí denominamos «flysch margoso de Irurozqui» ($T_{21-21}^{Ab2-Ab3}$), de características netamente turbidíticas, aunque con escaso porcentaje de areniscas, cuyas intercalaciones son, además, de muy poco espesor. Sobre este tramo se sitúa otro todavía más margoso (T_{21}^{Ab3}), con ocasionales intercalaciones turbidíticas muy finas. Podemos considerar, pues, el total como una gran secuencia de orden superior

cuyo espesor llega a alcanzar los 2.000 m. y que consiste básicamente en tres partes cartografiadas: una inferior con slumps, Olistostromas y megaturbiditas; una intermedia con turbiditas finas, y otra superior margosa. Debe tenerse en cuenta que los pasos entre estas litologías son graduales.

1.2.2.2.1 *Ilerdiense* (T_{21}^{Aa})

Aflora en los ya repetidos cortes del Urrobi e Irati, al N. de la Hoja. Está constituido por un banco de caliza detrítica, con abundantes Nummulites y Alveolinas, de unos 5 m. de potencia, y le siguen unos 50 m. de lutitas y calcarenitas de un tono gris azulado. Se han podido distinguir dos zonas, micropaleontológicamente, de la misma potencia aproximadamente, no cartografiadas, y que son de muro a techo:

— Zona de *Globorotalia velascoensis*, caracterizada por la aparición de *Globorotalia irrorata* LOEBLICH y TAPPAN.

— Zona de *Globorotalia aequa* CUSHMAN y RENZ, caracterizada por la aparición de *Globorotalia broedermanni* CUSHMAN y BERMUDEZ y por la desaparición de: *Globorotalia velascoensis* (CUSHMAN).

1.2.2.2.2 *Cuisiense-Luteciense Inferior* (T_{22-21}^{Aa-Ab1})

Concordantemente con el Ilerdiense se presenta en los mismos afloramientos y con facies idénticas, comienza con un paquete calcáreo brechoide (Tc_{22}^{Aa}) en la base de unos 35 m. en total, sigue hasta completar unos 115 m. una secuencia turbidítica, con frecuentes repliegues.

Micropaleontológicamente se caracteriza este piso por la aparición de *Globorotalia bollii*, *Nummulites burdigaliensis* de la HARPE, *Nummulites planulatus* LAMARCK, y hacia la mitad de la serie aparecen: *Globigerina turgida* FINLAY y *Nummulites campesinus* SCHAUB, que indicarían un Cuisiense Medio-Superior.

Debido a que el Luteciense se presenta con la misma facies turbidítica, no disponemos de criterios litológicos para separar ambos pisos, por lo cual aparecen juntos, a excepción de la base calcárea, que ha podido ser diferenciada.

1.2.2.2.3 *Luteciense* (T_{21}^{Ab})

Es el terreno más profusamente representado en la zona que nos ocupa; se presenta casi íntegramente en facies «flysch», por lo cual nos volvemos a encontrar con el constante problema de las diferenciaciones litológicas y estratigráficas.

Mediante el estudio de Foraminíferos se han podido separar cuatro zonas, equivalentes a las zonas 1, 2, 3, 4 y 5 de BOLLI, que a su vez hemos

E D A D	ILERDIENSE		CUISIENSE	LUTECIENSE				PRIABO- NIENSE					
	Globorotalia velascoensis	Globorotalia aequa		Globigerapsis higginsi	Globigerapsis kugleri	Globigerinatheka barri	Truncorotaloides rohri	Globigerapsis semivoluta	Globorotalia cocoensis	Globorotalia			
											A	B	C
ZONA													
Globorotalia mckannai - (White)													
Globorotalia occlusa - Loeblich y Tappan													
Globorotalia quadrata - (White)													
Globorotalia irrorata - Loeblich y Tappan													
Globorotalia velascoensis - (Cushman)													
Globorotalia aequa - Cushman y Renz.													
Globorotalia acuta													
Globorotalia broedermanni - Cushman y Bermudez													
Globorotalia quetra - Bolli													
Globorotalia bollii													
Nummulites burdigaliensis de la Harpe													
Nummulites planulatus - Lamarck													
Globigerina turgida - Finlay													
Nummulites campesinus - Schaub													
Globigerapsis higginsi - (Bolli)													
Globorotalia crassata densa - Cushman													
Globigerina yeguaensis - Weinzierl y Applin													
Globorotalia boweri - (Bolli)													
Globigerapsis kugleri - Bolli Loeblich y Tappan													
Globigerapsis index - (Finlay)													
Truncorotaloides rohri - Bronnimann y Bermudez													
Truncorotaloides topilensis - (Cushman)													
Globigerinatheka barri - Bronnimann													
Catapsydrax unicavus - Bolli Loeblich y Tappan													
Globigerapsis semiinvoluta - (Keijzer)													
Ammobaculites pyrenaicus - Colom													
Globigerina angustiumbilocata - Bolli													
Marginulina behmi - (Reuss)													
Chiloguembelina martini - (Pijpers)													
Sigmoilina bartoniensis - Colom													
Globorotalia cocoensis - Cushman													

FIGURA II.—CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL EOCENO

asimilado de la siguiente manera: zonas 1 y 2 al Luteciense Inferior, zonas 3 y 4 al Luteciense Medio y zona 5 al Superior. Véanse figuras I y II.

Hemos de hacer constar, además, que esta zonación se hizo a partir de demuestras hechos según el corte I-I' en la cuenca turbidítica, y que las potencias deducidas para esta zona no son válidas para toda la Hoja, antes bien, es notoria la amplitud de variación de dichas potencias, incluso sobre distancias relativamente pequeñas.

1.2.2.2.3.1 Luteciense Inferior (T_{21}^{Ab1})

Comprendería las zonas 1 y 2 de BOLLI.

La zona 1 o zona de *Globigerapsis higginsi* (BOLLI) se caracteriza por la aparición de: *Globigerapsis higginsi* (BOLLI), *Globorotalia crassata densa* CUSHMAN, *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL y APPLIN y *Globorotalia boweri* (BOLLI), tiene una potencia de unos 50 m. y litológicamente está constituida por un «flysch».

La zona 2 ó zona de *Globigerapsis kugleri* BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN, está caracterizada por la aparición de dicha especie, y está representada por un «flysch» idéntico al de la zona 1 de unos 240 m. de potencia; hacia la mitad de la serie se presenta una brecha calcárea con abundante fauna de unos 5 m. de potencia, que puede verse a la altura de Orbaiz y puede seguirse por casi todo el N. de la Hoja.

1.2.2.2.3.2 Luteciense Medio (T_{21}^{Ab2})

Equivalente a la zona de *Globigerinatheka barri* BRONNIMAN (Zonas 3 y 4 de BOLLI), se caracteriza por la aparición de la citada especie; es de notar en esta zona la escasez de formas fósiles, exclusión hecha de la base.

Empieza con un nivel calcáreo de unos 10 m. de potencia, le siguen sus 20 m. de turbiditas y vuelve a aparecer un nivel calcáreo brechoso con abundante microfauna ($T_{C_{21}}^{Ab2}$); en total tiene más de 500 m. de potencia, se presenta en facies «flysch» y hacia su mitad presenta un nivel calcáreo arenoso muy extendido por la zona ($T_{C_{21}}^{Ab2}$). También presenta abundantes pliegues y estructuras sedimentarias típicas de las turbiditas, que pueden verse a la altura de Erdozain, Meoz, Javerri, Irurozqui, etc. En su base, al N. de Berroya, hay una deposición de óxidos de hierro.

La parte superior de este «flysch» es de edad ya Luteciense Superior y el conjunto denominado «Flysch margoso de Irurozqui» ($T_{21-21}^{Ab2-Ab3}$).

1.2.2.2.3.3 Luteciense Superior (T_{21}^{Ab3})

Corresponde a la Zona de *Truncorotaloides rohri* BRONNIMAN y BERMU-

DEZ (Zona 5 de BOLLI) que equivale, aproximadamente, y según autores, al Biarritziense.

Se caracteriza por la aparición de: *Catapsidrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN y por la desaparición, a techo, de: *Truncorotaloides rohri* BRONNIMAN y BERMUDEZ, *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN).

En total presenta unos 200 m. de turbiditas y conforme se sube en la serie aumenta la proporción de lutita a calcarenita, de modo que los últimos metros son de margas análogas a las de Pamplona, de las que trataremos en el apartado del Priaboniense.

1.2.2.2.3.3.1 Nivel guía Lumbier-Urroz (Tas₂₁^{abs})

Intercalado entre la serie margosa turbidítica del Luteciense Superior y las margas del Priaboniense se encuentra el nivel guía de Lumbier-Urroz. Se trata de un nivel de unos 50 m. de espesor, constituido por margas limosas glauconíferas, a veces limolitas. Se trata de un nivel difícil de datar, como ocurre con todas las turbiditas de la Hoja, apareciendo en algunos cortes como Luteciense Superior, en otros como Priaboniense, y ya fuera de la Hoja como Luteciense Medio incluso, por lo cual se le ha considerado en la cartografía como separación entre el Luteciense Superior y el Priaboniense.

La característica notable de este nivel es su asombrosa continuidad, ya que no sólo atraviesa el ámbito de la Hoja de extremo a extremo, sino que incluso se ha postulado la posibilidad de su prolongación por Sigüés, Berdún, Javierregay, Sabiñánigo y Yebra de Basa, lo que representa una distancia de 150 km. (PUIGDEFABREGAS, 1974). Otro hecho importante es que este nivel se sitúa discordante sobre la caliza luteciense del anticlinal de la Foz de Lumbier, punto en el que la concentración de glauconita es enorme, y por último otro rasgo interesante es la presencia de una intercalación calcárea de 50 cms. a 1 m. de espesor, constituida por una acumulación de Nummulites resedimentados junto con cantos de caliza de Alveolinas y glauconita.

Evidentemente, para interpretar un cuerpo sedimentario de poco espesor y de semejante extensión y que recubre indistintamente a facies margosas profundas, de talud, o calizas de plataforma, hay que pensar en un fenómeno de amplitud muy generalizada que afecte a todas las cuencas. Tal fenómeno podría ser la transgresión del Luteciense terminal observada en el Pirineo y que aquí enmascarada, puesto que afecta a la parte profunda de la cuenca.

Es posible, por tanto, que este nivel de Urroz-Lumbier represente una época de escasa actividad sedimentaria y redistribución de materiales (presencia de glauconita), con esporádicos deslizamientos de materiales de la

plataforma (brecha de Nummulites intercalados). Como veremos, este nivel separa, además, dos etapas bien definidas en la evolución paleogeográfica.

1.2.2.2.4 Priaboniense

En este piso se han podido distinguir seis tramos por el estudio de foraminíferos, sin embargo, dada la monotonía litológica de los materiales que lo constituyen, no se han podido cartografiar separadamente y al igual que con el Luteciense hemos condensado tramos en la cartografía.

De muro a techo tenemos:

Tramo E: Caracterizado por la aparición de: *Globigerapsis semiinvoluta* (KEIJZER).

Tramo D: Aparecen: *Ammobaculites pyrenaicus* COLOM y *Marginulina behmi* REUSS.

Tramo C: Aparece: *Chiloquembelina martini* PIJPERS.

Tramo B: Aparece: *Globorotalia cocoaensis* CUSHMAN y no existe *Marginulina behmi* REUSS.

Tramo A: No existen: *Chiloquembelina martini* PIJPERS, *Globigerapsis semiinvoluta* KEIJZER.

Todo el piso está constituido por las llamadas «margas de Pamplona» serie margosa muy uniforme y potente, definida por MANGIN (1959-1960).

1.2.2.2.4.1 «Margas de Pamplona» (Tm^{Ac-Ac}₂₁₋₂₂)

Las «margas de Pamplona», consideradas en sentido amplio, abarcan desde el Luteciense Superior hasta el techo del Priaboniense, sin que los límites cartográficos representados sean muy precisos, dada la ya repetida tantas veces uniformidad litológica y la falta de buenos niveles-guía.

En conjunto, podemos dividir la serie en tres partes: una inferior margosa, una intermedia con intercalaciones de arenisca y otra superior margosa.

El tramo inferior es el más potente y de una litología totalmente uniforme: margas gris-azuladas sin estratificación aparente, la parte de serie de edad Priaboniense correspondería a los tramos paleontológicos E y D.

El tramo intermedio está constituido por las mismas margas que el inferior, pero con la particularidad de intercalar capas de arenisca (Ts₂^{Ac}), que dan lugar a morfologías importantes (Sierras de Idoate, Gongolaz y Tabar). Las capas de areniscas tienen forma lenticular en la cartografía y son de escala kilométrica. Su estructura interna es siempre estratificación paralela o en forma de amplios canales, con bioturbaciones y «burrows» en las superficies. Las direcciones de corriente, difíciles de observar, suelen indicar NO.-SE., aunque no se puede determinar claramente el sentido de la misma. La cartografía de estos niveles arenosos muestra una disposición claramente en relevo, de forma que los que se encuentran al NE. (Sierra

de Góngolaz) son más antiguos que los situados al SO. (Sierras de Tajonar y Tabar).

Teniendo en cuenta que estas areniscas se intercalan en facies margosas de talud, y considerando sus estructuras sedimentarias, parece lógico interpretarlas como canales turbidíticos de talud (Fluxoturbiditas), cuya situación en el espacio se iría desplazando en el tiempo de NE. a SO., aproximadamente. En realidad, es posible que episodios turbidíticos parecidos puedan encontrarse en el tramo inferior en disposición de relevo también. Tal sería el caso de las areniscas de San Cristóbal y Miravalles, en las Hojas de Gulina y Pamplona, de características muy similares a las de Góngolaz e interpretadas como turbiditas por SHUTTENHELEM (Dpto. de Sedimentología Univ. de Utrecht, documentación interna).

El tramo margoso superior (Tm_{23}^{AC}) es muy parecido al inferior, aunque las margas parecen tener un mayor carácter arcilloso y presentan, a veces, sombras de estratificación que se van haciendo más acusadas hacia el techo de la serie. La parte final del tramo presenta laminaciones milimétricas en coloraciones a veces rojizas, que pasan a margas rojas fajeadas hacia el S. o SO., intercalando ya niveles evaporíticos. Estas características especiales han hecho que se haya considerado a este tramo como una unidad distinta de la inferior, separadas entre sí por el tramo intermedio arenoso. Esta separación es fácil de hacer en la vecina Hoja de Pamplona, donde aparece un solo paquete de areniscas, las de Tajonar, pero en la que nos ocupa aparecen varias areniscas, las de Góngolaz, no permitiendo, por tanto, establecer un límite definido entre ambos tramos.

El tramo intermedio, arenoso, y el superior, corresponden a los tramos paleontológicos C, B y A, y los últimos 80 m., aproximadamente, de margas con estratificación ostensible, corresponderían al Priaboniense O.

En cuanto al medio sedimentario se refiere, del contenido en fauna se pueden deducir el carácter profundo de esta serie hasta en sus tramos más altos, donde ya se encuentran especies de aguas someras, *Plicatula pamplonensis* y pequeños ostreídos.

1.2.2.3 Facies continental de final del Eoceno

A partir del tramo descrito anteriormente, no vuelve a aparecer ningún nivel marino.

Entre Monreal y Lecaun, en el ángulo SO. de la Hoja, se extiende una formación que denominamos Facies continental de final del Eoceno y cuya característica más importante es contener el nivel potásico que es objeto de explotación en Noain, a pocos kilómetros al O. de esta Hoja, así como más al E., en Suria y Cardona.

Su edad ha sido, y es aún, objeto de abundantes discusiones, pues unos

autores la incluyen en el Eoceno y otros en el Oligoceno; no vamos a entrar aquí en detalles acerca de un problema que se escapa a la intención de esta Memoria y simplemente indicaremos que nosotros la incluimos en el Eoceno terminal sin descartar, de todas formas, la posibilidad de que al menos parte de la serie pudiera ya pertenecer al Oligoceno. Por el momento, los datos paleontológicos obtenidos en esta Hoja y vecinas no han permitido mayor precisión y la correlación se ha hecho bibliográficamente, si se permite la expresión.

La parte que aflora en nuestra Hoja está constituida de muro a techo por:

1.2.2.3.1 *Tramo arcilloso-evaporítico* (T₂₃^{AC})

— 70 m. de alternancia de margas, arcillas y anhidrita en lechos de 1 cm. de potencia aproximadamente, y de colores muy vivos, que hacia el E., en los alrededores de Lecaun, pasan a yesos con intercalaciones margo-arenosas.

Debajo de este paquete suponemos la existencia de sal común, que sube a la superficie en el manantial de Salinas de Ibaroyiti.

1.2.2.3.2 *Arenisca de ripple-marks* (T₂₃^{AC})

— 80 m. de una arenisca pardo-amarillenta con «ripples», que ha recibido diversos nombres, «gres a ripple-marks», «gres de Liédena», arenisca de Guendulain y arenisca de Galar; teniendo en cuenta que se trata de una secuencia continua y gradual desde las evaporitas hasta las areniscas, lo más adecuado sería, dada la continuidad cartográfica, hablar de la Formación de Guendulain para el conjunto, con distinción de un miembro arcilloso-evaporítico y un miembro arenoso con las denominaciones locales correspondientes (PUIGDEFABREGAS, 1974).

Los afloramientos de esta formación en el sinclinal de Izaga son muy interesantes, puesto que se puede seguir una serie de cambios laterales de facies. En la zona SO., entre Zabalceta y Sengariz, las facies son muy parecidas a las descritas para Salinas de Ibaroyiti, con la diferencia de que el miembro arenoso superior está reducido a unas finas intercalaciones de «ripples», mientras que las evaporitas inferiores se acuñan rápidamente hacia el NE., según se ha comprobado mediante sondeos. El tramo de margas fajeadas con evaporitas pierde gradualmente el color rojizo hasta pasar a margas arcillosas grises con pequeños ostreidos en Indurain y Urbicain, donde está constituido por alternancias con estructuras y secuencias que sugieren playas o depósitos litorales. En Indurain pueden encontrarse fragmentos de conchas y Nummulites en la base de la arenisca, mientras que en el techo existen huellas de aves (*Charadriipeda minima*, PANIM y AVERAM).

Este desarrollo de las facies puede observarse también a lo largo del

extremo O. del sinclinal en la zona de Labiano y Unciti, donde la arenisca superior adquiere notable desarrollo y estructuras parecidas a las observadas en Indurain. Sin embargo, entre Lizárraga y Ardanaz, el espesor de las areniscas se reduce notablemente, existiendo tan sólo unas intercalaciones de areniscas con «ripples» de oscilación inmediatamente sobre las margas grises (corte de Urroz). Lo más sorprendente y difícil de interpretar son los conglomerados que afloran entre Ardanaz y Urbicain (Conglomerados de Icegui (Tcg^{AC}₂₃). El afloramiento tiene forma de lentejón, erosionando, al menos en apariencia, a las areniscas de «ripples» y niveles inmediatamente inferiores. La orientación de los cantos y su composición (caliza paleocena y arenisca del flysch) hace suponer una procedencia N., aunque poco se puede decir referente al medio en que fueron depositados, siendo necesario un estudio detallado de las facies alrededor del sinclinal.

1.2.3 OLIGOCENO (T₃^A)

Este terreno se haya ampliamente representado en el cuadrante SO. de la Hoja; su datación se ha llevado a cabo mediante el estudio de oogonios de algas del género Chara. En la figura III se da un esquema de la distribución de los principales especímenes estudiados.

1.2.3.1 Sannoisiense (T₃₁^{A3})

Está constituido por una alternancia de lutitas, margas y areniscas margosas concolores que varían de rojos y grises-azulados, en la base de la formación, a pardo-amarillento en el techo, aunque las rocas que lo constituyen son las mismas prácticamente, vamos a considerar por separado las dos manchas situadas al N. y al S. de la carretera de Monreal a Lecaun.

Los afloramientos situados al N. (Ta₃₁^{A3}), descansan en concordancia aparente sobre las areniscas y margas arenosas del Priaboniense terminal, pero localmente se observan distintos niveles de Oligoceno reposando sobre aquéllas. Hacia su techo aparecen frecuentes paleocanales.

Al S. de la carretera se presenta con análogas características, si bien es más margoso y el color predominante es el gris azulado, margas grises de Zabalza (Tm₃₁^A).

1.2.3.2 Stampiense (T₃₂^A)

Al N. de la carretera de Monreal a Lecaun está representado por lutitas y margas de colores más apagados que el Sannoisiense con paleocanales, también más abundantes, siendo el tránsito gradual.

En la mancha S. litológicamente se ha podido separar un término inferior

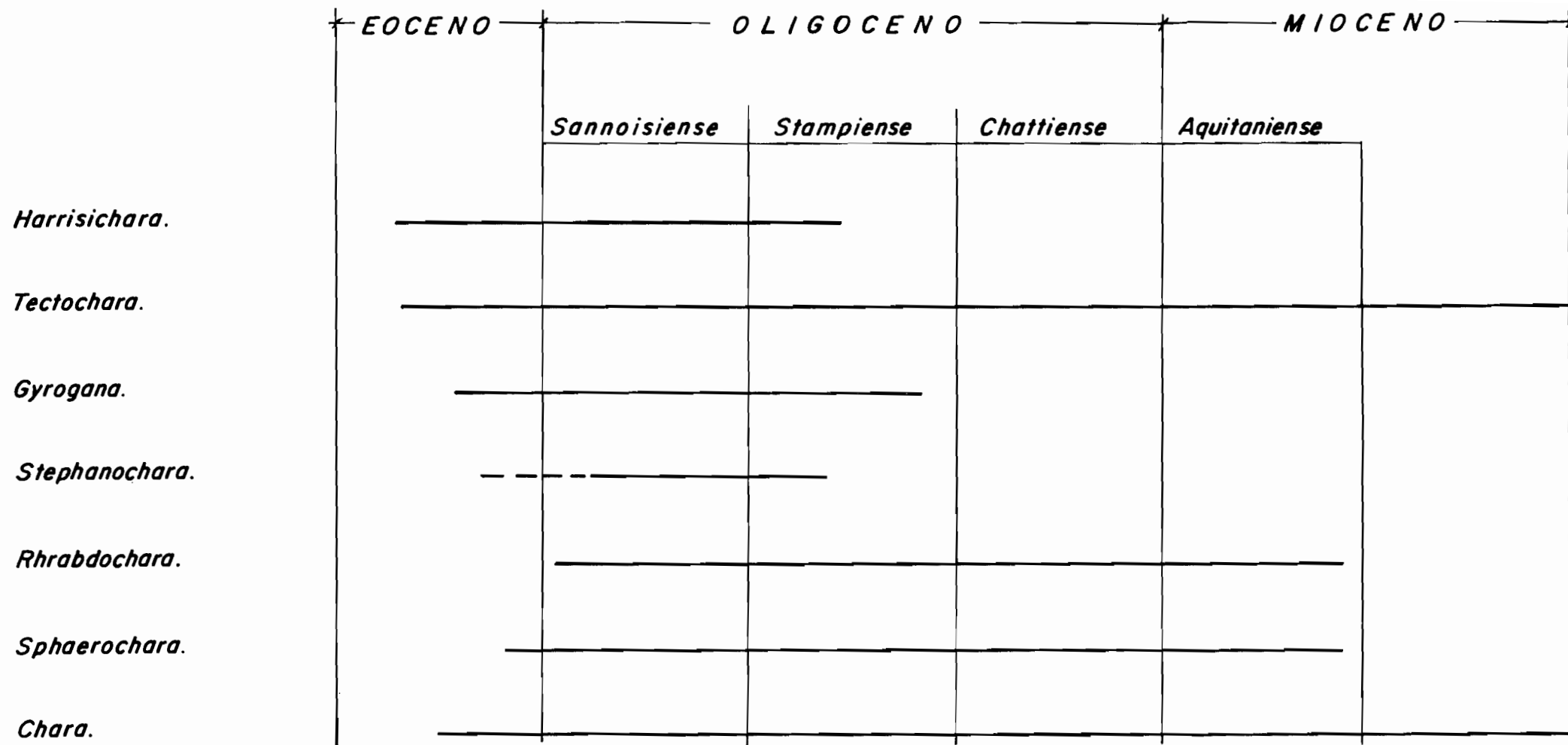


FIGURA III.—REPARTICION DE OOGONIOS DE CHARACEAS

de areniscas y lutitas (T_{32}^A), seguido de un tramo de lutitas y areniscas con algunos bancos de caliza oscura lacustre, de tonos azulados, poco potentes, unos 50 cm., que contienen restos de gasterópodos (T_{32}^A), al que siguen areniscas de grano grueso alternando con lutitas rojizas (T_{32}^A); también son frecuentes los paleocanales.

Hacia el techo de la mancha N. se ha encontrado, entre otras formas: *Harrisichara tuberculata* (LYELL) Gramb., que indica una edad Sannoisiense-Stampiense Inferior; la potencia de esta serie es de unos 750 m., que pudieron pertenecer todos al Sannoisiense, ya que no es excesiva esta potencia para dicho piso.

En la parte S. se han encontrado formas como: *Sphaerochara hirmeri longiuscula* GRAMB. y PAUL, que pertenece al Stampiense Superior.

No se han encontrado formas que hayan permitido separar el Sannoisiense del Stampiense, aunque sí se presenta el cambio de facies que permite separarlos en otras áreas, por lo cual el contacto se debe considerar como aproximado.

1.2.3.3 Chattiense (T_{33}^A)

Sobre el Sannoniense-Stampiense Inferior de la mancha norte descrita anteriormente y discordantemente se presenta una formación de unos 200 m. de potencia, que comienza por un conglomerado en el que la mayoría de los cantos son de arenisca, aunque también los hay de caliza nummulítica; el cemento es arenoso (T_{33}^A). Sobre el conglomerado sigue una alternancia de margas y areniscas calcáreas de tono amarillento en bancos que oscilan entre 2 y 5 m. (T_{33}^A).

Las formas fósiles no son muy abundantes, se han reconocido: *Chara* sp. y *Tectochara meriani* cf. sp. *Stipitata* MADLER que indican edad Chattiense.

1.2.4 MIOCENO (T_{911}^{Ba})

Representado únicamente por el Aquitaniense, constituido por un conglomerado poligénico de unos 350 m. de potencia, subhorizontal, en el que los cantos son de areniscas oligocenas y calizas eocenas, de gran tamaño, 20-30 cm., y el cemento es arenoso. Hay niveles en este conglomerado en los que se reduce el tamaño de los cantos hasta el punto de ser una arenisca, sin embargo, no hemos encontrado ningún nivel margoso, por lo que no se ha podido estudiar el tramo por oogonios de Characeas.

El contacto con el Chattiense es discordante, y se le atribuye edad Aquitaniense por seguir la datación de los autores que han trabajado en la zona.

Al E. de Najurrieta, el alto de Ozcorrondo está coronado por un conglomerado que creemos es la continuación de éste.

1.3 CUATERNARIO (QG, QL, QT₁, QT₂, OAI)

Los depósitos cuaternarios adquieren bastante importancia, especialmente en la zona ocupada por las margas de Pamplona, que se encuentran frecuentemente recubiertas por glaciares constituidos por limos y gravas de origen local. En las proximidades de los ríos importantes se desarrollan terrazas, principalmente en el Erro e Irati. Las terrazas de este último río, aguas abajo de Aoiz, son las más extensas, llegándose a distinguir hasta tres niveles superpuestos, además de la terraza reciente en las proximidades de Ripodas. Morfológicamente constituyen superficies análogas a los glaciares, con los que frecuentemente se indentan, siendo entonces inseparables cartográficamente. Su pendiente es menor y su constitución litológica incluye cantos procedentes de la cabecera de los ríos.

El especial desarrollo del Cuaternario en esta zona del Urraul bajo (Artieda-Lumbier) se debe, probablemente, al papel de presa natural jugado por el anticlinal calizo de la Foz de Lumbier, que habría facilitado las divagaciones fluviales durante el Cuaternario en esta zona, simultáneamente a la progresiva excavación de la Foz.

Otro tipo de sedimentos cuaternarios lo constituyen los depósitos de ladera y acumulaciones de bloques, especialmente importantes en la ladera norte de la Peña Izaga, así como bordeando los escarpes de los niveles de brechas intercalados en el Flysch (Sierra de Archuba, etc.) donde pueden encontrarse bloques desprendidos de escala hectométrica (al SO. de Ayechu).

2 TECTONICA

Aunque los rasgos generales sean relativamente simples, la estructura de la zona en detalle es de una complejidad notable. Se pueden distinguir cuatro áreas principales: 1) la zona Norte, dominio del «flysch», con alineaciones aproximadamente E.-O.; 2) la zona SE., ámbito de las Sierras de Idocorry y Leyre, con alineaciones ONO.-ESE.; 3) el gran sinclinal de Izaga, que ocupa gran parte de la Hoja, y 4) zona al SO. de la falla de Monreal.

Como accidentes mayores hay que destacar el eje anticlinal de Osa, justo al N. de la Hoja, cortado por los ríos Urrobi e Irati. Prolongación de esta estructura es el gran anticlinal de Ayechu, que sigue hacia el E. por Guesa, Roncal y Sierra de San Miguel (Hoja de Navascués). Se trata de una amplia estructura marcada en la cartografía por los trazos de los niveles de Olistostromas y que aparece en detalle afectado por multitud de pliegues menores no cartografiables. En la zona del Irati el pliegue no parece tener vergencia bien definida, pero hacia el E. (desde Ongoz hacia Guesa) es claramente vergencia hacia el S., a veces ligeramente cabalgante. Otro

E D A D	ILERDIENSE		CUISIENSE	LUTECIENSE				PRIABONIENSE						
	Globorotalia velascoensis	Globorotalia aequa		Globigerapsis higginsi	Globigerapsis kugleri	Globigerinatheka barri	Truncorotaloides rohri	Globigerapsis semiinvoluta	cocoaensis	Globorotalia cocoaensis				
											E	D	C	B
Z O N A														
Globorotalia mckannai - (White)														
Globorotalia occlusa - Loeblich y Tappan														
Globorotalia quadrata - (White)														
Globorotalia irrorata - Loeblich y Tappan														
Globorotalia velascoensis - (Cushman)														
Globorotalia aequa - Cushman y Renz.														
Globorotalia acuta														
Globorotalia broedermanni - Cushman y Bermudez														
Globorotalia quetra - Bolli														
Globorotalia bollii														
Nummulites burdigaliensis de la Harpe														
Nummulites planulatus - Lamarck														
Globigerina turgida - Finlay														
Nummulites campesinus - Schaub														
Globigerapsis higginsi - (Bolli)														
Globorotalia crassata densa - Cushman														
Globigerina yeguaensis - Weinzierl y Applin														
Globorotalia boweri - (Bolli)														
Globigerapsis kugleri - Bolli Loeblich y Tappan														
Globigerapsis index - (Finlay)														
Truncorotaloides rohri - Bronnimann y Bermudez														
Truncorotaloides topilensis - (Cushman)														
Globigerinatheka barri - Bronnimann														
Catapsydrax unicavus - Bolli Loeblich y Tappan														
Globigerapsis semiinvoluta - (Keijzer)														
Ammobaculites pyrenaicus - Colom														
Globigerina angustiumbilocata - Bolli														
Marginulina behmi - (Reuss)														
Chiloguembelina martini - (Pijpers)														
Sigmoilina bartoniensis - Colom														
Globorotalia cocoaensis - Cushman														

FIGURA II.—CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL EOCENO

accidente importante es el constituido por el anticlinal cabalgante de Idocorry y su prolongación hacia Berroya e incluso hacia Urroz.

Idocorry forma un anticlinal cabalgante, en cuyo núcleo llega a aflorar el Maestrichtiense (Hoja contigua, Navascués). Es la terminación occidental, ya simplificada, de la complicada estructura de la Sierra de Illón o Navascués, que, lo mismo que la Sierra de Leyre, va perdiendo su complejidad conforme se adentra en la provincia de Navarra. Este cambio de estilo de la estructura, en el sentido de Este a Oeste, claramente apreciable en la zona de Napal, parece debido a la desaparición, por cambio de facies, de las calizas ilerdienses, acompañada probablemente de erosión, que disminuye la rigidez del conjunto plegado.

Al sur de Idocorry se encuentra un sinclinal bastante amplio, que lo separa del anticlinal relativamente suave de Arbayún. En el flanco sur del sinclinal se acuña la serie hasta permitir discordancias locales en Leyre. Esta disminución de potencias apunta hacia una tendencia al levantamiento que, ya en el Luteciense, define lo que más tarde se convertirá en la estructura de Leyre.

En conjunto, la sucesión de anticlinales y sinclinales compone un pequeño sinclinorio, cuyos ejes presentan cierta inmersión hacia el Este y en ocasiones son truncados por fallas, pertenecientes a un sistema posterior, de orientación E.-O. a ESE.-ONO. Es el caso del anticlinal de Arbayún, por ejemplo, del sinclinal cuyo eje se sumerge hacia el Oeste entre Arbayún y Leyre y otros abundantes ejemplos, todos ellos en las Hojas de Sigüés y Navascués.

Entre este accidente y el anterior de Osa-Ayechu, se origina una zona aparatosamente comprimida (Aoiz) entre Irurozqui y el río Erro, donde pueden observarse gran cantidad de pliegues cuya cartografía se ha intentado, aunque forzosamente debe resultar incompleta. Al E., esta zona comprimida queda sustituida por un cabalgamiento que sitúa al «flysch» Luteciense sobre el «flysch» margoso de Irurozqui.

Finalmente, el tercer accidente importante lo constituye la falla de Monreal, más o menos relacionada con el cabalgamiento de la Sierra de Alaiz, cuyo extremo oriental aparece en el borde O. de la Hoja. Como puede apreciarse a simple vista, es bastante difícil interpretar este accidente como falla normal, puesto que no parece claro en todos los puntos cuál ha sido el labio hundido. Aunque, en general, es cierto que el bloque S. parece más bajo en relación con el N., parece forzoso admitir un importante componente de desgarre que, según los pliegues asociados en la zona de Sengáriz, debería ser levógiro. Sin embargo, el giro que se observa en la arenisca de Monreal parece indicar lo contrario. Es muy probable que esta complicación esté originada por la presencia de evaporitas. En realidad, es prematuro aventurar interpretaciones disponiendo sólo de los datos de superficie.

En cuanto a la cronología de las deformaciones, tenemos únicamente

como puntos de referencia a la ruptura sedimentaria en la base de la cuenca turbidítica (base del Cuisiense) y la discordancia Chattiense-Aquitaniense de los conglomerados de Izaga. Existen otras dos rupturas sedimentarias en la capa de Urroz-Lumbier (Luteciense Superior) y en las evaporitas finieocenas que no parecen directamente relacionarse con deformaciones tectónicas en esta zona.

Así pues, vemos que las turbiditas de la cuenca «flysch» parecen depositarse sobre un relieve ya preformado y que se va acentuando con el tiempo, que el Chattiense recubre discordantemente las alineaciones tectónicas NO.-SE., y finalmente, que existen accidentes post-Aquitanienses. Puesto que la mayoría de los pliegues afectan al Eoceno y Oligoceno sin que se observe ninguna discordancia interna, hay que admitir que todos ellos son fini-oligocenos, con la salvedad de que algunos de ellos podrían haberse originado anteriormente, continuando después la deformación (anticlinal de Ugarra (Napal) y Leyre); sin embargo, existen algunos hechos que sugieren la existencia de dos momentos dentro de la misma fase de deformación: 1) el pliegue Osa-Ayechu, al N. de la Hoja, aparece plegado en Güesa (Hoja de Navascués), y 2) la Sierra de Idocorry cabalga sobre la estructura anticlinal de Ugarra (Napal), en las proximidades de Napal. Hay que destacar, en este último caso, que en la Sierra de Idocorry existe un llerdiense calizo bien desarrollado, totalmente inexistente en el anticlinal cabalgado de Ugarra, lo cual es inexplicable por un cambio lateral de facies en una distancia tan corta. El cambio de facies existe ciertamente, pero es evidente que las dos unidades no están en su posición original relativa.

Ahora bien, la discordancia Chattiense-Aquitaniense representa un lapso de tiempo suficientemente importante para que quepan en él los dos momentos distintos de la fase principal.

Finalmente, existe una tectónica post-Aquitaniense, ya que los conglomerados de esta edad están plegados. A esta fase posterior podrían atribuirse los sistemas de fallas menores, generalmente no cartografiados, que cruzan las estructuras en dirección SO.-NE., así como, probablemente, la falla de Monreal. No existe prueba definitiva de su edad post-Aquitaniense, pero es probable que, caso de ser fini-oligocena, los conglomerados de Izaga la hubieran recubierto cuando, por el contrario, presentan un buzamiento muy fuerte en las proximidades de la falla (zona de Idocin y Sengáriz).

3 HISTORIA GEOLOGICA

Las observaciones estratigráficas y el contexto estructural, permiten interpretar las sucesivas etapas de la evolución paleogeográfica del modo siguiente:

- 1) Sedimentación de tipo plataforma, detrítica y carbonatada, durante

el Maastrichtiense y Paleoceno Inferior, con probables episodios no deposicionales correspondientes al Daniense. La plataforma tendería a ser más profunda hacia el N.

2) Durante el Paleoceno Superior e Ilerdiense, inicio de la subsidencia de la cuenca sur-pirenaica con formación de relieves incipientes en Illón, Leyre y en la zona N. de la Hoja. Se depositan materiales de plataforma carbonatada durante el Ilerdiense en Illón-Idocorry y Leyre, mientras que en el resto de la zona o bien se depositan turbiditas, o bien no existe actividad sedimentaria importante. Este punto no se podrá aclarar hasta que se logre la datación exacta de los niveles inferiores de la cuenca «flysch». En todo caso, parece cierto que existen importantes depósitos turbidíticos de esta edad en la zona de Ochagavía-Orhi, con lo que el profundizamiento de la cuenca hacia el N. parece evidente. Nuestra zona constituiría el borde S. de esta cuenca, donde existirían ciertos relieves con pendiente general hacia el N.

3) Sedimentación turbidítica masiva durante el Cuisiense-Luteciense con desplazamiento hacia el S. del eje del surco subsidente. Los depósitos turbidíticos normales de dirección axial (ONO.) interfieren con depósitos de talud en forma de deslizamientos masivos (slumps) y olistostromas con bloques procedentes de la plataforma carbonatada que simultáneamente existe al S. de la Hoja (extremo O. de la Sierra de Leyre). Los slumps representan probablemente depósitos de talud, mientras que los bloques pueden desplazarse mayores distancias y acumularse en zonas más profundas formando los olistostromas.

La línea de cambio de facies desde la plataforma carbonatada hacia la cuenca turbidítica cruza, probablemente, la Hoja de SE. a NO., estando recubierta por depósitos más modernos, exceptuando la zona del puerto de Iso, donde puede observarse directamente dicho cambio.

Los sucesivos niveles turbidíticos que rellenan la cuenca se disponen geoméricamente como recubriendo los relieves de Illón y Leyre con profusión de discordancias en abanico.

Estas dos áreas, Leyre e Idocorry-Illón, se presentan en facies de plataforma poco profunda, debido a un lento proceso de abombamiento que se inicia en el Cuisiense y continúa hasta el Luteciense Superior, y están separadas por una zona de mayor subsidencia (Napal) ocupada por sedimentos turbidíticos. El plegamiento pirenaico posterior afecta, de forma violenta, a los materiales situados en las zonas donde menores espesores poseen el Eoceno Medio y Superior, originando las complicadas estructuras de las sierras actuales con acusadas vergencias al Sur.

Esta época de intensa actividad sedimentaria se termina con los depósitos margoso-turbidíticos de Irrozqui, en los que ya no se observan «slumps» ni olistostromas y que, progresivamente, pasan hacia arriba a sedimentación margosa uniforme.

4) La etapa anterior se ve interrumpida por la sedimentación de las limolitas glauconíticas de Urroz-Lumbier que, como hemos visto, pueden representar el efecto de la «transgresión» del Luteciense Superior en esta zona profunda de la cuenca sur-pirenaica. Esto significaría una época de escasa actividad sedimentaria y redistribución de materiales, depositándose este nivel limolítico indistintamente sobre facies margoso-turbidíticas o sobre facies de plataforma carbonatada (anticlinal de la Foz de Lumbier). En este momento se produce, por tanto, un cambio en el cuadro paleogeográfico.

5) La formación «Margas de Pamplona», de edad Priaboniense, se deposita sobre las distintas facies del esquema paleogeográfico del Cuisiense-Luteciense. Esta unidad es el equivalente lateral de las facies deltaicas del Eoceno Superior de Jaca (HEHUWAT, 1970; MUTTI et al., 1972, y PUIGDEFABREGAS, 1974). En la zona de la Hoja de Aoiz, las facies de esta formación son de talud (Grupo de Arro-Lumbier, MUTTI et al., 1972), donde se encuentra un sistema de importantes canales turbidíticos cuya dirección exacta está todavía por determinar aunque parece que se dirigen hacia el SE. La disposición geométrica de estos canales sugiere un desplazamiento progresivo hacia el SO.

6) La sedimentación profunda de las Margas de Pamplona queda interrumpida por la deposición de las evaporitas de la Formación de Guendulain, sin que se observe ninguna gradación ni de facies ni de fauna, si exceptuamos unos niveles arcillosos en el techo de las margas, en los que se encuentra *Plicatula pamplonensis*.

Al final del Priaboniense tiene lugar un cambio en la sedimentación de la cuenca, pasando de la facies profunda de las Margas de Pamplona a la somera de las evaporitas de la Formación de Guendulain y a la continental del Oligoceno; el mar Priaboniense, hasta entonces, había conservado una comunicación muy somera con el mar abierto por el E., la cual, junto a un clima de tipo árido, dio lugar a una elevada concentración salina, con el consiguiente inicio de precipitación de sales, incluidas las potásicas y magnésicas. Una última pulsación de la primera Fase Pirenaica corta la comunicación con el mar al levantarse la cordillera Costero-Catalana y deja un mar interior, donde se va a depositar el Oligoceno.

Un movimiento de tal importancia, capaz de cambiar los límites de los mares, provoca a su vez una serie de fracturas y hasta desplazamientos de grandes bloques. El conjunto de cabalgamientos de dirección general E-O. (Sierra de Alaiz, Leyre, Orba, etc.) son de esta época como tales cabalgamientos, si bien su forma definitiva se debe a empujes posteriores.

El borde N. del lago resultante pasaría por el SO. de la Hoja, más o menos a la altura de Alzorriz y Guerquitiain, ya que no existe tramo evaporítico al N. de esta línea y sí se presenta, sin embargo, el tramo arenoso

de Guendulain, según se ha comprobado mediante los sondeos efectuados en la zona.

7) Durante el Sannoniense y el Stampiense, continúa la sedimentación en este lago, si bien continúa el desplazamiento del eje de la cuenca hacia el S., pues el Stampiense no llega a depositarse completo en la mancha norte de que hablábamos en Estratigrafía. El tipo de sedimentación es lacustre con intercalaciones fluviales, más frecuentes conforme se sube en la serie. Al final del Stampiense, los movimientos pirenaicos se hacen más fuertes y la cordillera ya se establece como tal; aparecen en el Valle del Ebro, como consecuencia, grandes cordones de conglomerados, representados en esta Hoja por los de la base de Izaga.

Al no estar completo el Stampiense, el Chattiense deposita sobre él en discordancia angular, que puede verse al NE. de Sengáriz; en otros puntos del Valle del Ebro el tránsito Stampiense-Chattiense se hace por medio de una discordancia progresiva.

8) El conglomerado superior de Izaga, atribuido al Aquitaniense, se deposita sobre el tramo anterior discordantemente, hecho que atribuimos a que el Chattiense tampoco está completo, pues en otras zonas del Valle del Ebro ambos pisos son concordantes.

9) A partir del Aquitaniense cesan los procesos sedimentarios a excepción de los glaciares y terrazas cuaternarias, de que ya hemos tratado en el apartado de Estratigrafía.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 SONDEOS

En la extensión que ocupa la Hoja se han hecho siete sondeos, todos ellos emboquillados en la base del tramo continental, cuyo objetivo era la búsqueda del yacimiento potásico que es explotado en la vecina Hoja de Pamplona.

Los sondeos de Lecaun, Sengáriz y Celigueta fueron realizados por «Potasas de Navarra, S. A.» y desconocemos sus resultados.

Los cuatro restantes los hizo la E. N. ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., y los describimos a continuación brevemente.

Sondeo de Salinas de Ibargoiti núm. 1

Situado al SO. del citado pueblo y muy próximo a él, se realizó en 1955, atravesando los siguientes tramos:

De 0 a 36 m.—Arenisca en pequeñas intercalaciones margosas; correspondería al tramo superior de la Formación Guendulain.

De 36 a 577 m.—Margas y arcillas de tonos variados con pequeñas intercalaciones de yeso, sal y anhidrita. Presentándose con buzamientos muy variables, correspondería al nivel inferior de la Formación Guendulain.

Sondeo de Salinas de Ibargoiti núm. 2

Situado al S. del anterior, emboquillado en el Sannoisiense. Llegó hasta 1.000 m.

Cortó la base del Oligoceno y continuó en la Formación Guendulain muy trastornada, pues cortaba alternativamente las areniscas superiores y las margas yesíferas con intercalaciones de sal.

Sondeo de Guerguitiain

Situado la N. de dicho pueblo, atravesó los siguientes tramos:

De 0 a 344 m.—Alternancia de margas y areniscas calcáreas del Sannoisiense.

De 344 a 441 m.—Las margas con laminaciones del Priaboniense O.

De 441 a 444 m.—Margas gris-azuladas del Priaboniense A.

Sondeo de Zuazu

Próximo al pueblo del mismo nombre, cortó:

De 0 a 394 m.—Margas y areniscas del Sannoisiense Inferior.

De 394 a 477 m.—Margas con laminaciones del Priaboniense O.

De 477 a 498 m.—Margas gris-azuladas del Priaboniense A.

4.2 MINERIA

Consultado el Catastro Minero, no hay registrado ningún «Permiso de Investigación» ni ninguna «Concesión» en la Hoja.

Sabemos únicamente de una explotación, ya abandonada, de sal, en Salinas de Ibargoiti. La sal se extraía por el método tradicional de evaporación de eras, al aire libre, de las aguas procedentes de un pozo, cuyo contenido en sal común no se ha podido analizar por encontrarse el pozo cegado.

En la Memoria Geológica de la Hoja de Pamplona, núm. 141, se trata de las Salinas de Monreal, con un contenido de 5,954 gr. de potasa por litro.

4.3 HIDROGEOLOGIA

El clima húmedo y la red fluvial, bien desarrollada de la zona, unido a la ausencia de aglomeraciones urbanas importantes, hace innecesaria la

captación de aguas subterráneas a gran profundidad; la mayoría de los pozos observados se localizan en las terrazas de los ríos.

En cuanto a niveles capaces de almacenamiento, podemos distinguir los niveles calcáreos y calcareníticos de las sierras que bordean la zona (Alaiz, Idocorry, Arbayún, etc.) de poca importancia dentro de los límites de la Hoja, pues aparte de su escasa representación, Alaiz por ejemplo, drena hacia el SO. y Arbayún e Idocorry, donde también hay fenómenos de Karst, lo hacen hacia el S. por el borde oriental; de todos modos, las calcarenitas del Maestrichtiense constituyen un buen acuífero.

Más importantes son los niveles calcáreos y areniscosos interestratificados en el flysch que ocupa la casi totalidad de la Hoja, y que al estar limitados por niveles margosos, constituyen buenos acuíferos. El Luteciense Medio, en particular, es abundante en fuentes, tanto en el borde oriental como en el N.

Las margas que a partir de la parte alta del Luteciense Superior y hasta el Priaboniense terminal predominan en la zona central, eliminan la posibilidad de acuíferos pero en compensación, el Cuaternario, muy desarrollado, del Iratí, ofrece agua suficiente para las necesidades locales.

Los niveles detríticos del Oligoceno, si bien poco potentes individualmente, en conjunto ofrecen buenas posibilidades de captación, el paquete de conglomerados de Izaga ve disminuido su interés hidrológico por lo limitado de su área de recarga.

Por último, quedan los glaciares y terrazas cuaternarias, que son aprovechados por la diseminada población, si bien las terrazas más antiguas, al estar frecuentemente aisladas, tienen pocas posibilidades de almacenamiento.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1951).—«Estudio Geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales». *Primer Congreso Internacional del Pirineo-Zaragoza*.
- ALVARADO, M., y TRIGUEROS, E. (1954).—«Explicación de la Hoja núm. 175, Sigües, IGME.
- BIGNOT, G., y BOULANGER, D. (1968).—«A propos du Biarritzien». *Mémoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene*.
- CAREZ, L. (1910).—«Sur quelques points de la Geologie du nord de L'Aragon et de la Navarre». *Bulletin de la S. G. de France*.
- CAVELIER, C. (1968).—«L'Eocene superieur et la base de L'Oligocene en Europe occidentale». *Mémoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene*.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O. (1966).—«Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja». *Notas y comunicados del IGME*.

- DEL VALLE, A. (1932).—«Descubrimiento de la cuenca potásica de Navarra». *Notas y comunicados del IGME.*
- DENIZOT, G. (1968).—«Bartonien-Ludien-Tongrien». *Memoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene.*
- GRAMBAST, L. (1959).—«Extension Cronologique des genres chez les charoideae». *Societe des editions, París.*
- (1970).—«Principes de L'Utilisation Stratigraphique des Charophytes-Applications au Paleocene D'Europe occidentale». *Colloque sur les methodes et tendances de la Stratigraphie.* Orsay Sept.
- HEHUWAT, F. H. A. (1972).—«The transition from marine to continental sedimentation in the Eocene of the Guarga synclorium, Huesca province, Spain». *Tesis de la Universidad de Leyden.*
- HERB, R., y BRABB, E. (1969).—«Discussions sur la limite Eocene-Oligocene. Compte Rendu». *Colloque sur L'Eocene Paris-Memoire du BRGM.*
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1933).—«El flysch en Yesa, Navarra». *Notas y Comunicados del IGME.*
- JACOB, CH.; FALLOT, P.; ASTRE, R., y CARY, R. (1926).—«Observations tectoniques sur le Versant meridional des Pyrenees centrales et orientales». *Cong. Geol. Inter. C. R. de la XIV sesión, Madrid.*
- LAMARE, P. (1927).—«Sur la structure des Pyrenes Navarraises». *C. R. de la XIV seance du Congres. Geol. Inter. Fase II, Madrid.*
- (1950).—«La structure geologique des Pyrenees Basques». *Consejo Superior de Investigaciones Cientificas.*
- LLOPIS LLADO, N. (1945).—«Sobre la Estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo». *Miscelánea Almela, 1.ª parte, Dip. Prov. de Barcelona.*
- MALLADA, L. (1832).—«Reconocimiento Geológico de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geológico de España, Madrid.*
- MANGIN, P. (1958).—«Nota preliminar sobre la Estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental. Observaciones sobre la orogénesis Pirenaica». *Notas y Comunicaciones del IGME.*
- (1958).—«Le Nummulitique Sud-Pirénéen à L'Ouest de l'Aragon». *Pirineos, Rev. de Inst. de Estudios Pirenaicos.*
- MENDIZABAL, J., y CINCUNEGUI, M. (1932).—«Nota acerca de la extensión del Oligoceno en Navarra». *Notas y Comunicación del IGME.*
- MARTINEZ DIAZ, C. (1971).—«Correlaciones bioestratigráficas del Eoceno de la Hoja de Aoiz (Navarra)». *CHILAGE.*
- PALACIOS, P. (1919).—«Los terrenos Mesozoicos de Navarra». *Bol. IGME.*
- REGUANT, S. (1970).—«Nomenclatura cronoestratigráfica». *Asociación de Geólogos Españoles.*
- RIOS, J. M.; MENDIZABAL, J., y ALMELA, A. (1950).—«Explicación de la Hoja núm. 174, Sanguesa». *IGME.*

- RIOS, J. M. (1960).—«Algunas zonas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro». *Notas y Comunicaciones del IGME*.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1945).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del pirineo navarro». *Notas y Comunicaciones del IGME*.
- ROJAS, B.; LATORRE, F., y FERNANDEZ, E. (1971).—«Contribución al conocimiento de la última fase de los movimientos mesoalpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca». *1.º Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*.
- RUIZ DE GAONA, M. (1947).—«Nota preliminar. El Bartonense en la cuenca de Pamplona». *Not. y Com. del IGME*.
- (1952).—«Notas y datos para la Geología de Navarra». *C. S. I. C.*
- SAAVEDRA GARCIA, J. L.—«Microfacies del Secundario y Terciario de la zona Pirenaica española». *Memorias del IGME*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA