



IGME

115

25-7

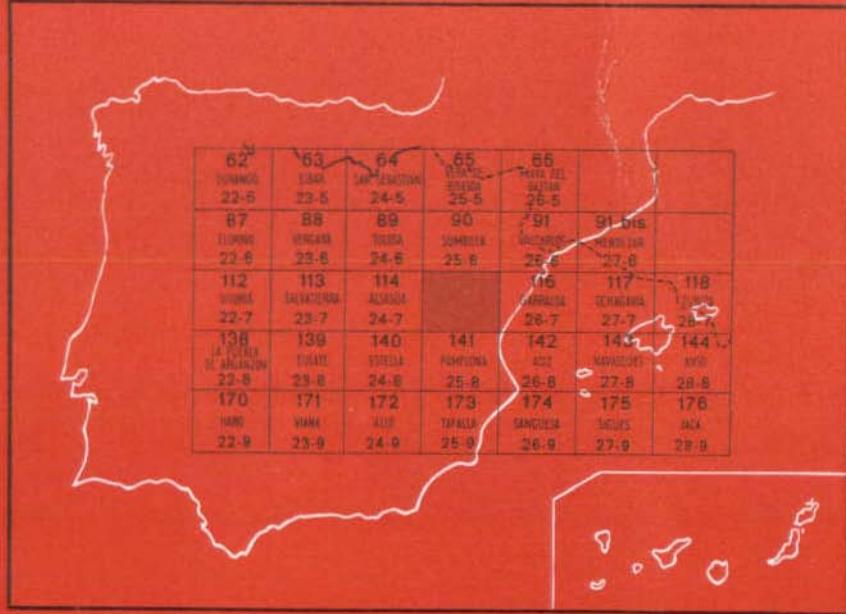
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GULINA

Segunda serie - Primera edición

62	63	64	65	66		
10000 22-5	1300 23-5	SAN SEBASTIAN 24-5	10000 25-5	MATA DEL SILVER 26-5		
87	88	89	90	91	91 bis	
10000 22-6	10000 23-6	10000 24-6	10000 25-6	10000 26-6	10000 27-6	
112	113	114	115	117	118	
10000 22-7	10000 23-7	10000 24-7	10000 26-7	10000 27-7	10000 28-7	
138	139	140	141	142	143	144
LA PUEBLA DE ARAGON 22-8	10000 23-8	10000 24-8	10000 25-8	10000 26-8	10000 27-8	10000 28-8
170	171	172	173	174	175	176
10000 22-9	10000 23-9	10000 24-9	10000 25-9	10000 26-9	10000 27-9	10000 28-9



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GULINA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

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

Los trabajos de campo, cartografía, levantamiento de columnas, etc., se deben a los licenciados en Ciencias Geológicas, Carlos Beroiz Pi (para el Paleozoico y Triásico del borde nordeste); Angel Carbayo Olivares (para el Terciario del cuadrante suroriental); Laudelino León González (para el Terciario de los cuadrantes nororiental y suroccidental, y Cretácico del cuadrante suroccidental) y Lorenzo Villalobos Vilches (para el Jurásico y Cretácico de los cuadrantes del norte), dentro del marco de los trabajos geológicos que lleva a cabo la Diputación Foral de Navarra, que dirige técnicamente el doctor ingeniero de Minas Joaquín del Valle de Lersundi.

Para el Paleozoico se han utilizado también algunos datos de los trabajos realizados por los geólogos de la Technische Universität de Clausthal (R. F. A.), bajo la dirección del Prof. A. Pilger. Para la mitad norte de la Hoja han sido de gran interés los trabajos de H. Völtz y F.-K. Ewert, cuyas tesis respectivas constituyen la más reciente aportación al estudio de esta zona, donde el trabajo básico era, hasta ahora, la obra clásica de P. Lamare «Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne», 1936.

El estudio micropaleontológico corresponde al doctor en Ciencias Geológicas José Ramírez del Pozo, Asesor de la Investigación Geológica de Navarra, y al Dr. Ing. de Minas Emilio Moreno de Castro, de ENADIMSA.

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

La Memoria ha sido redactada por Angel Carbayo y Lorenzo Villalobos. Parte de la estratigrafía y paleogeografía del Terciario marino se han tomado textualmente de un trabajo inédito realizado por Laudelino León, dentro de la Investigación Geológica de Navarra.

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-14.289-1978

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

1 INTRODUCCION

1.1 CARACTERISTICAS DE LA REGION Y SITUACION DE LA HOJA

La provincia de Navarra está situada entre el Pirineo «sensu stricto» y la cordillera Cantábrica, siendo geológicamente una zona de transición, con todos los problemas consiguientes.

En la parte oriental podemos distinguir las zonas pirenaicas, prepirenaicas, depresión Pamplona-Jaca, zona subpirenaica y, por último, el macizo del Ebro, más o menos enmascarados, continuación de las estructuras aragonesas. Al O. de Pamplona, a partir de la alineación de diapiros Estella-Dax, cambian totalmente las características geológicas, tanto estratigráfica como tectónicamente y se pasa gradualmente hacia el O. a la cordillera Cantábrica. El cambio, entre ambas zonas, es muy brusco y crea problemas de correlación, de interpretación tectónica, etc.

La Hoja de Gulina se encuentra a caballo del eje Estella-Dax y, por tanto, probablemente sobre una gran fractura de zócalo, o falla profunda, que ha estado en actividad durante el Mesozoico y Terciario. Por otro lado, se encuentra entre el Pirineo y la depresión Pamplona-Jaca. Se comprende la dificultad de su ejecución debido a los cambios de características, tanto N.-S. como E.-O. Por otro lado, se comprende también su interés, ya que en ella se pueden definir las relaciones entre todas estas zonas.

Desde el punto de vista de los resultados obtenidos, se han aportado datos de gran importancia, como la datación del flysch cretácico, del que hasta ahora solamente se podía determinar que pertenecía al Cretácico Superior y que ha sido dividido en pisos, y en el que se han podido estudiar variaciones de potencia, hiatos, etc. Todo ello representa un fuerte avance

en el estudio del flysch subpirenaico, que tendrá su aplicación cuando se estudien las áreas vecinas.

Asimismo, en la parte oriental de la Hoja la formación sobre la que se asienta el pueblo de Larrasoña, se ha datado correctamente como Paleoceno, en contraposición a la edad cretácica atribuida hasta el momento.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

(Tramo H₁₋₂^{Bb-B}. Namuriense B-Westfaliense)

El Paleozoico ocupa únicamente una pequeña extensión en el borde nororiental de la Hoja. Este afloramiento forma parte del llamado «macizo de Quinto Real», cuyo estudio geológico se encuentra en las Hojas de Sumilla (25-06) y Valcarlos (26-06).

Los terrenos que afloran en esta Hoja constituyen una unidad litoestratigráfica, que ha sido denominada como «Formación Olazar» (Mapa Geológico de la zona de Magnesitas, por A. PILGER, et al.). Se caracteriza por una alternancia de pizarras poco metamórficas, frecuentemente arenosas y bandeadas, que alternan con niveles de grauwackas, a veces con estratificación gradada y marcas basales. Las grauwackas son más potentes en la parte superior de la serie, donde, además, H. F. KRAUSSE y R. MULLER, en 1963, encontraron niveles de conglomerados con cantos de cuarcitas, cuarzo lechoso y silexitas, con un cemento arenoso y silícico.

La datación está basada en los hallazgos de goniatites y lamelibranquios de la parte inferior (det. J. KULLMANN, 1970) que determinan un Namuriense B, y en los hallazgos de flora (GOMEZ DE LLARENA, 1950, leg. R. MULLER, det. H. PFEFFERKORN) que permiten deducir una edad Westfaliense para la parte alta de la formación).

2.2 TRIASICO

2.2.1 BUNTSANDSTEIN (T_{C1})

Sobre el Paleozoico, unas veces discordante, otras en contacto mecánico, descansa la serie rojiza detrítica típica del Buntsandstein. Para su estudio hemos realizado dos cortes estratigráficos, en Arizu e Iragui, ambos incompletos, pero que nos dan una buena idea de detalle de las facies.

Podemos diferenciar cuatro tramos, con características bien definidas:

- A — Serie conglomerática basal.
- B — Serie de areniscas rojas con estratificación cruzada.
- C — Serie alternante de areniscas de grano fino y limolitas arcillosas.
- D — Serie típicamente arcillosa.

A) La serie basal conglomerática está ausente en los dos cortes realizados. Podemos, sin embargo, encontrarla en el puerto de Velate, a la altura del Km. 30 y dentro de nuestra zona, en el alto de Ategui y su continuación hacia el E. Se trata de un conglomerado cuarcítico, rojizo, con cantos bien redondeados y matriz arenoso-ferruginosa. Su potencia varía de 7 a 20 m. Presenta a veces intercalaciones de arenisca de grano grueso.

B) La serie de areniscas con estratificación cruzada está muy bien representada en el corte de Arizu. Aquí hemos evaluado una potencia de 40 m. para este tramo, mientras en Iragui, unos kilómetros más al E., no sobrepasa los 120 m. Se trata de unas areniscas cuarzosas, de grano medio, con matriz arcillo-limosa, con frecuentes alteraciones a limolita. La estratificación es en bancos finos de 30 a 40 cm. Se observa abundante mica blanca en los planos de estratificación. Los bancos gruesos presentan estratificación cruzada, e inclusiones de clastos de pizarra rojiza orientada.

C) La serie alternante de limolitas arcillosas y areniscas de grano fino, estratificadas en bancos finos. De coloración típicamente rojiza, se caracterizan por un mayor predominio de fracción detrítica gruesa en la base y un aumento de fracción detrítica fina hacia el techo. Al igual que en los otros tramos, se nota aquí una disminución fuerte de espesores hacia el E. Así, en el corte de Arizu, presenta una potencia de 110 m., mientras en Iragui es de 45 m. La estratificación de los bancos es muy fina, de tipo hojoso y la compactación muy débil. Las argilitas limosas son muy micáceas. Los bancos de arenisca, con abundante limolita.

D) El tramo típicamente arcilloso constituye el techo de la serie Buntsandstein y tránsito a la facies calcárea del Muschelkalk. Posiblemente por encontrarse casi siempre en contacto mecánico con el Muschelkalk, no podemos evaluar la potencia real. En el corte de Arizu hemos obtenido 40 m. de potencia y en Iragui 15 m. solamente. Es una serie rojiza típica, con presencia de carbonatos hacia el techo y abundante mica blanca interestratificada en la serie. La compactación es muy baja, fácilmente disagregable la roca y acusada plasticidad. Se intercalan en la base finos bancos de arenisca de grano fino.

Resumiendo, podemos decir que la serie triásica del Buntsandstein es típicamente detrítica, con un predominio de fracción gruesa en la base y aumento de fracción fina hacia el techo. En los niveles superiores del tramo D, se nota la presencia de carbonatos.

Las facies van disminuyendo de espesor hacia el E. muy rápidamente, a medida que nos acercamos al macizo de Quinto Real.

2.2.2 MUSCHELKALK (T_{G2})

Los afloramientos del Muschelkalk se encuentran distribuidos en esta

Hoja en dos ámbitos geológicos diferentes: la zona de escamaciones, al SE. de Lanz, y los afloramientos dispersos en relación con los diapiros.

En ninguna de las dos zonas se puede establecer un corte tipo de estos niveles, si bien es en la zona de escamas donde aparece más completo. Sin embargo, a causa del trastorno tectónico tampoco resulta posible obtener una idea exacta de la litología ni del espesor de este piso. Para ello es necesario cortarlo en la Hoja superior, en las inmediaciones del puerto de Vélez, donde se han podido diferenciar tres unidades litoestratigráficas (EWERT, 1965):

- Unidad inferior, sobre las arcillas pizarrosas del Buntsandstein Superior, constituida por unos 35 m. de dolomías y calizas en bancos gruesos con distintos bancos de dolomías cavernosas.
- Unidad media, con 9,5 m. de calizas laminadas.
- Unidad superior, en cuya base hay 10,80 m. de calizas más blandas, y en la parte superior, 12,60 m. de margas dolomíticas con bancos azulados de dolomías cavernosas.

Sobre la última unidad se superponen las arcillas abigarradas del Keuper. Por nuestra parte hemos levantado algunos cortes detallados de poco espesor en las cercanías de Arizu, donde se ha encontrado, junto con recristalizaciones semejantes a espícululas, la *Frondicularia woodwardi*, típica del Muschelkalk.

Otros afloramientos atribuidos al Muschelkalk, con dudas allí donde no se encuentra la Frondicularia, están ubicados en los diapiros o zonas diapiricas, a modo de bloques aislados flotando sobre las arcillas del Keuper, y que sirven de asiento, en ocasiones, a diferentes pueblos (Arizu, Guelbenzu, Lizaso).

2.2.3 KEUPER (T_{e3})

El Keuper se presenta en esta Hoja con las facies generales características de todo el N. de España, es decir, arcillas y margas de colores abigarrados, con intercalaciones yesíferas y salinas debido al carácter lacustre de su deposición y habitual acompañamiento de «ofitas». Como en el caso del Muschelkalk, no existen afloramientos que permitan establecer un corte completo ni un cálculo de potencia. Por el contrario, siempre se encuentran ligados a diapiros o zonas de discontinuidad tectónica. Así, los afloramientos más extensos se encuentran en los diapiros de Ollo, Anoz, Echalecu y Zarranz; son menos visibles en los de Lizaso, Arizu e Iza. Aparece también en las escamas del Muschelkalk de Lanz y Arizu, y finalmente, jalona algunos de los principales accidentes tectónicos. Se encuentra, por ejemplo, en el contacto tectónico entre el Cretácico Inferior arenoso y el Maastrichtiense de la zona de Egocue, jalando en varios puntos el cabalgamiento que se

extiende desde el N. de Latasa a Arizu, y en la compleja estructura del N. de Ripa.

Se puede señalar, por otra parte, una cierta diferenciación entre los diapiros de la zona suroccidental (Ollo, Anoz, Iza) y los de la parte N. (Echalecu, Lizaso, Arizu) en el sentido de un mayor predominio del Keuper con relación a las ofitas en los primeros, así como más intensas manifestaciones salinas que, prácticamente, no existen en el segundo grupo. Pequeñas cantidades de yeso fibroso se encuentran, sin embargo, presentes de forma casi general.

En todos los afloramientos del Keuper está representado por las mencionadas arcillas, más o menos blandas y más o menos calcáreas, generalmente de colores vivos: rojizos, violáceos, verdosos, o en tonalidades más claras pero nunca limpios. Son abundantes entre ellas cuarzos idiomorfos, así como algunas laminillas de oligisto.

2.3 JURASICO

El Jurásico aflora exclusivamente en la parte occidental de la Hoja, formando parte de una unidad tectónica y estratigráfica bien definida, que es la Sierra de Aralar. Esta unidad, que se desarrolla ampliamente hacia el O., se adentra en esta Hoja formando el paraje de las Dos Hermanas que, atravesado por el río Larraun, proporciona un buen corte de sus niveles constituyentes.

Hay que tener en cuenta, sin embargo, que tanto por tratarse de una zona de fuertes dislocaciones tectónicas como por constituir la terminación oriental de una gran unidad, los afloramientos Jurásicos de esta zona no son los más indicados para una visión suficientemente representativa. Esto es especialmente aplicable a los niveles de transición Jurásico-Cretácico, cuyo estudio ofrece puntos de gran interés en esta unidad de la Sierra de Aralar, pero de escasa representación en esta Hoja. Por el contrario, puede observarse que, en líneas generales y salvando los datos de potencias o falta de representatividad de algunos pisos, los afloramientos jurásicos se ajustan al esquema general de la región, a saber: base dolomítica o calizo-dolomítica (tramos de las «carniolas»), Lías margoso fosilífero, Dogger y Malm, formando un conjunto calcáreo de difícil subdivisión.

La base del Jurásico ofrece, sin embargo, buenas condiciones de observación en esta Hoja, ya que el dislocamiento tectónico de cabalgamiento de Aralar afecta aquí a niveles más bajos de la serie jurásica que en zonas vecinas.

Se han diferenciado cuatro tramos estratigráficos, que detallamos a continuación.

2.3.1 RHETIENSE-SINEMURIENSE MEDIO ($T_{A33}J_{12}^2$)

Este tramo, que constituye la base del Jurásico, no aparece completo en ningún caso, ya que sus términos inferiores están siempre en contacto tectónico con niveles más modernos, tal como ocurre en el corte-tipo del kilómetro 24 de la carretera de Pamplona a San Sebastián, donde, con una disposición invertida, yacen sobre calizas, en parte brechificadas, del Urgoniano.

En su conjunto este tramo es calizo-dolomítico y dentro de él cabe diferenciar los siguientes términos litológicos:

1. En la base, dolomías y calizas dolomíticas alveolares o cavernosas («carniolas», en la literatura regional) con estratificación masiva y relieve característico. La potencia puede llegar en zonas vecinas a los 200 m., pero en esta Hoja no aparece nunca el muro.

2. Un paquete de 25-30 m. de calizas, más o menos dolomíticas, en bancos finos y frecuentemente con una característica disposición en bandas («calizas rubanées») debida a la alternancia milimétrica de calizas microcristalinas y calizas con pellets, intraclastos y seudoolitos de pequeño tamaño. A veces acompaña limo de cuarzo muy fino, y restos de crinoideos como única microfauna.

3. Calizas, dolomías y calizas dolomíticas en bancos gruesos, del orden del metro, color gris oscuro, con asfalto en las diaclasas y restos fósiles apreciables, tales como restos de moluscos, *Lenticulina*, *Lingulina*, *Pfenderina*, pequeños valvulínidos y restos de crinoideos. En la parte superior suelen encontrarse niveles oolíticos y limosos, que pueden pasar a gravelosos. El espesor puede estimarse en 30-35 m.

La datación de este nivel cartográfico está basada más en consideraciones comparativas que en un contenido faunístico propio.

El término inferior de las «carniolas», azulco, es litológicamente similar a otros niveles muy extendidos en toda la cuenca jurásica del N. de España y de la cordillera Ibérica, donde, en general, sirven de base a una serie jurásica caliza y/o margosa. Sin embargo, los primeros niveles jurásicos que se desarrollan sobre las carniolas son de edad variable, pudiendo llegar a tramos relativamente altos del Liásico. En esta Hoja, la determinación cronológica está apoyada en dos consideraciones principales:

a) En la Hoja de Tolosa, pocos kilómetros al norte, así como en otras zonas vecinas, el tramo de carniolas aparece claramente concordante sobre las arcillas típicas del Keuper, marcando una transición del régimen continental (con los depósitos evaporíticos) a los netamente marinos que tienen lugar por encima. Parece, pues, probable que contengan el Rhetiense y aun parte de los tramos superiores del Keuper.

b) El techo de las carniolas está representado por calizas dolomíticas con microfacies típicas del Hettangiense.

Por último, los niveles superiores de este tramo cartográfico presentan una microfauna característica del Sinemuriense Inferior y esta datación se ve avalada por el hallazgo de *Oxynoticeras oxynotum* y *Arietites* sp. en zonas vecinas (VOELTZ, 1964) en los niveles inmediatamente suprayacentes.

La división convencional del Sinemuriense en los subpisos de inferior, medio y superior hace que la edad de este tramo cartográfico se fije como Rhetiense-Sinemuriense Medio.

2.3.2 SINEMURIENSE MEDIO-TOARCIENSE (J_{12-14}^{2-0})

Es un tramo fundamentalmente margoso, cuyo contacto con el tramo inferior suele marcarse netamente en la morfología.

Comienza con un paquete de 60-70 m. de margas calcáreas alternando con calizas arcillosas y con una macrofauna relativamente abundante de braquiópodos, pectinídos, belemnites, ammonites, etc. El contenido margoso aumenta progresivamente hacia el techo, dando paso a un tramo margoso-arcilloso que corresponde morfológicamente a una depresión bien marcada en general. Hacia el techo, vuelve a aumentar la proporción caliza, sucediendo una alternancia de margas y margas calcáreas, en cierto modo similares a las del término inferior. El espesor total puede estimarse en unos 150 m.

La datación de este tramo es más clara. Los términos inferiores contienen ya una macrofauna del Sinemuriense Superior y del Pliensbachiente.

Las microfaunas son de micritas y biomicritas con *Dentalina*, *Lenticulina*, *Lingulina* y restos de crinoideos.

Los términos superiores, de margas y margas calcáreas, contienen fauna del Toaciense.

En este tramo se han recogido los siguientes macrofósiles: *Rhynchonella northamptonensis*, DAV., *Waldheimia punctata*, SOW., *Pleuromya liasina*, SCHUB. *Passaloteuthis liasina*, SCH., *Pseudopecten aequivalvis*, SOW., *Amaltheus margaritatus* (MONF.), *Renziceras nausikaae* (RANZ), *Grammoceras normanicum*, D'ORB., *Protogrammoceras bassanii* (FUCCHINI), *Leioceras opalinum* (REIM), *Cyclicoceras undatum* (BUCK), *Canavarella belaphorum* (BUCK).

En la parte superior aparecen por primera vez los microfilamentos, que en toda la cuenca Cantábrica lo hacen en el Toaciense Medio. Las margas dan, por levigación, una microfauna generalmente pobre, entre la que se destaca: *Lingulina pupa* (TERQ.) y *Dentalina terquemi* (D'ORB.) en la parte inferior, y *Vaginulina proxima* (TERQ.) y *Nodosaria fontinensis* (TERQ.) en la superior.

2.3.3 AALENIENSE-BAJOCIENSE (J₂₁₋₂₂)

Este tramo, que globalmente cabría calificar de margoso-calizo, no tiene unos límites litológicos netos ni al techo ni al muro. Viene a constituir un término de transición entre los depósitos mayoritariamente margosos que acabamos de describir y los francamente calcáreos que forman el techo del Jurásico.

En la Hoja se encuentran unos 90 m. de calizas arcillosas, a veces en bancos gruesos, alternando con lechos delgados de margas. La litología se hace paulatinamente más calcárea a medida que ascendemos en la serie. Las microfacies representativas son biomicritas, biopelmicritas y pelmicritas con *microfilamentos*, *Eothrix alpina* (LOMB.), *Globochaeta alpina* (LOM.) (zoosporas), *Lenticulina*, *Cornuspira*, *Flabellina*, *Astacolus*, etc.

Se conserva, en parte, el carácter fosilífero del tramo anterior, lo que permite una datación bastante precisa, con un Aalenense y un Bajociense representados por:

- Ludwigia murchisonae* (SOW.)
- Stephanoceras humphriesianum* (SOW.)
- Teloceras blagdeni* (SOW.)
- Cadomoceras cadomense* (BLAIM.)
- Sonninia* sp.

2.3.4 BATHONIENSE-OXFORDIENSE (J₂₃₋₃₁)

Sin un límite neto hay que considerar en este tramo un conjunto fundamentalmente calizo (aunque parcialmente aparece afectado por una fuerte dolomitización secundaria) en el que se incluye el resto del Jurásico marino presente en esta Hoja. Una comparación con las series jurásicas vecinas, de la Sierra de Aralar, que se extiende al oeste, nos muestra que en esta Hoja faltan los términos más altos del Jurásico marino (la formación de calizas arrecifales y/o oolíticos del Kimmeridgiense). Por otra parte, y a pesar de lo reducido de los afloramientos jurásicos de nuestra zona, es posible constatar una diferenciación local en el desarrollo de los tramos terminales del Jurásico, por lo que, necesariamente, hay que invocar a los movimientos epirogénicos de fases neocimméricas como responsables de la desigualdad actual de los afloramientos jurásicos.

Así, al S. de Goldaras (borde occidental de la Hoja), sobre el tramo calizo-margoso anterior, se superponen unos 160 m. de calizas bien banqueadas de color crema o gris claro, en parte dolomitizadas, cuya parte superior contiene gruesos nódulos de sílex y bitumina en fracturas. Las microfacies son generalmente de biomicritas o pelmicritas, a veces dolomitizadas y recristalizadas con *microfilamentos* (en la parte inferior), *Eothrix*

alpina y restos de crinoideos. Sobre las calizas con silex, en concordancia geométrica, se sitúan calizas arrecifales con microfauna del Aptiense.

Se puede suponer con bastante exactitud una edad Oxfordiense a estas calizas con silex terminales, ya que los afloramientos más próximos (flanco N. de la Sierra de Aralar) muestran, de modo concluyente, que las calizas con nódulos de silex y fenómenos generales de silicificación están inmediatamente debajo de las calizas arrecifales Kimmeridgienses y encima de niveles datados como Calloviense. Cabe suponer, por otra parte, que, al igual que en una gran parte de las vertientes pirenaicas, haya ausencia del Oxfordiense Inferior (SOLER, 1971 b) aunque las condiciones de los afloramientos no permitan una conclusión al respecto.

En el corte del río Larraun la dolomitización y recristalización secundaria han actuado mucho más intensamente, por lo que es muy difícil una comparación regional. El rasgo característico y diferencial con el perfil de Goldáraz lo constituye el hecho de que entre las calizas en bancos (probable Jurásico marino) y los primeros bancos con microfauna del Cretácico Inferior se sitúa un paquete de calizas con intercalaciones margosas que contienen ostrácodos, oogonios y restos de charáceas, indicativos de unas faecies Wealdicas, que describiremos más adelante.

La macrofauna de este tramo es muy escasa. LAMARE (1936) cita *Reinckeia anceps* (REIN.), *Perisphinctes gr. subbakeriae* (D'ORB.), *Spinoceras calloviense* (MORRIS), *Cosmoceras* sp., *Belemnites* (Hibolites) gr. *Hastati*, con los que se justifica la edad asignada a este tramo.

2.3.5 BAJOCIENSE-OXFORDIENSE (J_{w22-31})

Dentro de este tramo cartográfico hemos incluido un afloramiento de Jurásico en la parte noroccidental del trozo de la Sierra de Aralar incluido en esta Hoja. Está constituido por calizas y calizas arcillosas, afectado por complicaciones tectónicas y sin criterios paleontológicos que permitan una separación. La datación asignada lo está por afinidad litológica con el tramo calizo superior (Bathoniense y Oxfordiense) y la parte superior del tramo margoso-calizo (Bajociense).

2.3.6 TRANSICION JURASICO-CRETACICO (J_{w33}-C_{w33})

En todo el ámbito regional y con especial desarrollo en la Sierra de Aralar entre los últimos niveles del Jurásico y los primeros tramos con orbitolinas atribuibles al Aptiense, se encuentra generalmente una serie sedimentaria de carácter salobre o marina restringida, dentro de la cual puede distinguirse, en la mayoría de los casos, dos unidades. La inferior está constituida por calizas con sérpulas, charáceas y ostrácodos, con intercalaciones margosas, que dan paso a unos niveles margosos que contienen ya una

microfauna del Berriasiense (*Cypridea gr. tumescens praecursor*, *Darwinula leguminella*, *Darwinula oblonga*) y señalan, por tanto, el comienzo del Cretácico. Este tramo representaría a la facies Purbeckiense, de edad Portlandiense-Berriasiense. Por encima se desarrolla un pequeño episodio marino de edad Valanginiense, representado por calizas pisolíticas y dolomías. La unidad superior está generalmente formada por margas más o menos arenosas con algunos niveles de arenas, de escasa fauna, que corresponde a las facies Wealdienses.

En el caso de la Hoja de Gulina, la escasez de afloramientos hace difícil la determinación de estos niveles de la transición Jurásico-Cretácico, sin olvidar la existencia de los movimientos neokimméricos que puedan haber arrasado o impedido la sedimentación de estos tramos.

Los dos cortes en que se han intentado estudiar estos tramos (Goldáraz y Dos Hermanas) ofrecen resultados muy diferentes: el de Goldáraz permite apreciar la existencia de la discordancia mencionada, pues las de calizas urgonianas de edad Aptiense se superponen de una manera geométricamente normal sobre las calizas con sílex datadas como Oxfordienses. Faltan, por tanto, completamente, los niveles de transición, amén de parte del Jurásico Superior y, muy posiblemente, de la base del Aptiense.

Que esto es fenómeno muy local se pone de manifiesto al comparar este corte de Goldáraz, con el que puede hacerse 1 km. al O. por la garreta del río Larraun. Aquí, los tramos superiores del Jurásico Marino son de muy difícil delimitación por haber sufrido una fuerte dolomitización y recristalización, pero sí queda en evidencia la presencia de niveles correspondientes al tramo Weáldico, y más concretamente a las facies Purbeckienses (que comprenderían desde el Portlandés al Valanginiense), en un paquete calizo de unos 55 m. de espesor, situado entre las calizas microcristalinas y de color claro del Jurásico marino y un tramo margoso cubierto. Este paquete calcáreo presenta unas microfacies características de la facies Purbeckiense, similar a la que se encuentra en toda la Sierra de Aralar, representada por dismícritas con gran abundancia de ostrácodos, oogonios y restos de charáceas referibles al género Clavator, Gasterópodos y Sérpulas.

Dentro del paquete calizo se intercalan algunos niveles más margosos, oscuros y rojizos por alteración de la pirita abundante, a veces con nódulos calizos entre ellas, así como calizas brechoides con finos niveles arcillosos intercalados. El resto son calizas más o menos masivas, fosilíferas, con abundante pirita y asfalto en diaclasas, siendo apreciable a la lupa el fenómeno de dismícritización que le da un aspecto típico de «caliza con manchas».

Sobre estas calizas se sitúa un tramo margoso, deprimido, cubierto, de edad dudosa. En su parte superior, en que alternan margas y margocalizas, la presencia de *Palorbitolina lenticularis* indica ya la presencia del Aptiense, pero es comprometido extender esta edad a todo el conjunto del paquete

margoso, dada la frecuencia con que regionalmente el Wealdiense está representado por margas arcillosas y arenosas.

2.3.7 RESUMEN DEL JURASICO

Como resumen para el Jurásico y la transición Jurásico-Cretácico de esta Hoja, podemos afirmar:

— Existen los cuatro tramos litológicos fundamentales en que se divide el Jurásico marino en toda el área cantábrica: *a)* base de carniolas, dolomías, calizas «rubanées», calizas micríticas (*Rethiense* ?*Sinemuriense Inferior*); *b)* tramo de margocalizas y margas (*Sinemuriense Superior-Toaciense*); *c)* tramo de margo-caliza y calizas margosas (*Aalenense-Bajociense*), y *d)* tramo calizo superior (*Bathoniense-Oxfordiense*).

— En el corte más completo (Goldáraz) el Jurásico termina con calizas de sílex del Oxfordiense, faltando las calizas arrecifales del Kimmeridgiense y el Purbeckiense.

— Se constata la presencia del Purbeckiense en la garganta del río Larraun sobre un Jurásico marino superior, dolomitizado e independiente.

— Es posible la existencia de margas de facies Weáldica debajo de los primeros niveles con orbitolinas en la garganta del río Larraun.

2.4 CRETACICO

2.4.1 INTRODUCCION

En el Cretácico Inferior podemos diferenciar dos zonas de afloramientos diferentes: una al norte, ocupando gran parte de la mitad NE. de la Hoja, caracterizada por un predominio de los depósitos margosos y, en menor proporción y localmente, de areniscas, con muy escasa presencia de formaciones calcáreas, y otra en la parte occidental, que comprende la terminación de la Sierra de Aralar, cuyo rasgo fundamental lo constituye el gran desarrollo de las facies arrecifales y paraarrecifales («Urgoniano»).

Este mismo esquema geográfico es válido para el Cretácico Superior, donde se acentúa la heterogeneidad litológica: facies «flysch» en la zona NE. y facies carbonatadas en la occidental. Una uniformidad litológica relativa se produce únicamente en el Maastrichtiense Superior.

Estudiaremos separadamente las diferentes zonas y tramos cartográficos.

2.4.2 CRETACICO INFERIOR DE LA ZONA NORTE (Tramos Cs_{15-16} y C_{16})

Se han distinguido dos niveles cartográficos. El inferior (Cs_{15-16}) es esencialmente detrítico, acentuándose este carácter en dirección E. a medida que nos aproximamos al macizo paleozoico y permo-triásico de Quinto Real.

Los niveles más bajos están formados por bancos de conglomerados y de

areniscas de grano grueso que, a veces, presentan estratificación cruzada, de color claro, con algunos restos carbonosos. No se encuentran fósiles; por eso no puede precisarse su edad. Por su posición estratigráfica debajo de niveles datados como Albiense Inferior, deben considerarse como equivalentes a los tramos de calizas recifales de edad Aptiense o Albiense Inferior.

Sobre estos niveles se encuentran, en las proximidades de Lanz y Arizu, niveles de areniscas muy ricas en orbitolinas y restos de vegetales carbonosos.

Las microfacies son de areniscas de grano fino a medio, subangulosas o subredondeadas de cuarzo y algunos feldespatos, con cemento de arcilla micácea, arcilla calcárea o arcilla carbonosa. Entre la fauna se encuentra:

Ammobaculites parvispira, *A. subcretacea*, *Tritaxia pyramidata*, *Orbitolina (W) texana texana*, *Hyperammina*, *Haplophragmoides concavus*, *Trochammina obliqua*, junto con braquiópodos, lamelibranquios, equiníndos, gasterópodos y algunas huellas de ammonites indeterminables, que señalan un Albiense Inferior, con un ámbito sedimentario costero.

El tramo superior (C_{18}) está constituido en la mayor parte de la zona por una potente formación de margas pizarrosas de colores oscuros con un espesor de alrededor de 2.000 m. Afloran extensamente en los valles del Uzama y del río Mediano, dando relieves deprimidos en general y de suaves resalte, a pesar de su posición anticlinal.

Es una de las formaciones más características, tanto por su color oscuro como por su litología y pizarrosidad. Aparecen, con frecuencia, satinadas y micáceas y con nódulos arcilloso-ferruginosos. Aparte de una microfauna característica se ha encontrado, por primera vez, una rica fauna de ammonites piritosos, lamelibranquios y gasterópodos. Hasta ahora sólo se habían citado dentro de esta formación, pero fuera de esta Hoja, los macrofósiles siguientes (EWERT, 1965):

Inoceramus concéntricus PARK, *Puzosia majoriana* D'ORBIGNY, *Hamites (Hamita) attenuatus*, *Hamites (Stohohamites)* cf. *duplicatus* PICT y CAP., que ya determinan una edad Albiense para este tramo.

Nuestro hallazgo se sitúa a unos 300 m. al NE. de Latasa, y entre los ammonites se han clasificado, además de la *Puzosia majoriana* ya citada, los siguientes:

Trochocyatus cf. *harveyanus*, EDW-HAIM; *Nucula ovata*, MANTEL; *Raulinia gaultiana*, LORIOL; *Solarium tollonianum*, PICT.; *Scalaria* sp.; *Scaphites* sp.; *Uhligella balmense*, JACOB; *Desmoceras latidorsatum*, MICH.; *Spathiceras antipodsum* (ETH.); *Hamites* sp.

La microfauna es especialmente abundante en su parte superior, donde puede marcase muy bien el tránsito al Cenomaniano, por la aparición de la *Neoiraquia convexa*.

Entre las especies encontradas (determinaciones del Dr. Ramírez del Pozo, CIEPSA, Vitoria), citaremos:

Ammobaculites parvispira, *Thalmanninella ticinensis*, *Rotalipora appenninica*, *Dorothia gradatta*, *Epistomina spinulifera*, *Cytherella ovata*, *Dentalina nana*, *Gavelinella (Berthelina) intermedia*, *Textularia cf. adkinsi*, *Arenobulimina macfadyeni*, procedentes de la levigación de estas margas.

Un importante cambio lateral de facies se produce en las zonas S. y E. del sinclinal de Ulzama. Allí las margas pizarrosas pasan a niveles de areniscas y conglomerados que dan lugar a resaltes morfológicos dentro de los afloramientos margosos. Estas formaciones detríticas tienen una forma lenticular y están paleogeográficamente ligadas a la proximidad del macizo de Quinto Real, que ha funcionado como área de aportes de sedimentación. En consecuencia, hacia el O. no aparecen ya elementos detríticos con tanta extensión y son las margas el único elemento litológico.

El tránsito de margas a areniscas se observa especialmente claro en dos puntos: uno al N. de Latasa, donde encima de las margas con ammonites del yacimiento citado anteriormente se superponen niveles con margas más calcáreas y arenosas y con *Orbitolina (M) texana texana*, de poca potencia, que dan paso a los niveles de areniscas y conglomerados, que alcanzan aquí gran desarrollo formando resaltes morfológicos.

El otro punto de interés para ver este cambio de facies está situado en la terminación oriental de este afloramiento arenoso, 1 Km. al ONO. de Olagüe aproximadamente. Allí puede observarse que, el adelgazamiento de este lentejón se realiza por una progresiva indentación con niveles margosos, de modo que en este punto se puede cortar una alternancia de bancos margosos y arenosos, si bien el conjunto de las areniscas es ya poco potente (unos 15-20 m.).

Estas margas intercaladas tienen ya una fauna perteneciente al Albiense Superior:

Ammobaculites parvispira, *Thalmanninella ticinenses*, *Rotalipora appenninica*, *Eoguttulina anglica*.

Se comprueba así que estas intercalaciones areniscosas han tenido lugar durante casi todo el Albiense, pues abarcan desde el Albiense Superior, en este punto, hasta unos metros por encima de los niveles datados por ammonites como Albiense Inferior. Por razones de simplicidad cartográfica, estas areniscas se han considerado conjuntamente con el tramo detrítico inferior para formar el nivel cartográfico (C_{15-16}^s), lo que justifica la edad Aptiense-Albiense.

Las areniscas son en general de colores claros y se presentan muy alteradas en superficie, con pátinas ferruginosas. A veces se intercalan finos niveles de conglomerados entre las areniscas, pero también hay bancos formados exclusivamente por conglomerados. También aparecen algunos restos carbonizados

Por último, es interesante señalar a efectos paleogeográficos la presencia de esporádicos afloramientos de calizas arrecifales en la base de este tramo margoso. Litológicamente son calcarenitas mal clasificadas con un grado diferente de recristalización. Contienen la siguiente microfauna:

Orbitolina (M) texana texana, *Lithothamnium* sp., *Algas (Arabicodium)*, así como fragmentos de Moluscos, Rudistas, Políperos y vegetales en vías de carbonización. Esta fauna parece indicar una edad Albense Inferior o Medio.

Como resumen se debe señalar que el tramo superior del Albense comprende fundamentalmente depósitos de margas arcillosas, muy potentes, oscuras, micáceas y piritosas, con nódulos ferruginosos. Lateralmente y en las proximidades del macizo de Quinto Real, dan paso a formaciones lenticulares de arenisca o conglomerados, desarrollándose esporádicamente algunos episodios de calizas arrecifales.

En cuanto a la datación precisa, gracias a una nueva fauna de ammonites, se puede señalar la presencia de un Albense Inferior, aunque la base de la formación no es posible establecerla, pues donde se ha hecho la determinación paleontológica es, precisamente, en la proximidad de una discontinuidad tectónica (cabalgamiento de Olagüe-Guelbenzu).

La parte superior, por el contrario, está perfectamente documentada por microfauna, de modo que puede establecerse con toda precisión el paso de estos niveles a los correspondientes del Cenomanense.

2.4.3 CRETACICO INFERIOR DE LA SIERRA DE ARALAR

El Cretácico Inferior de la parte occidental de la Hoja forma una unidad tectónica y estratigráfica con el Jurásico, y como se ha dicho al estudiar estos niveles, deben considerarse en el conjunto de la Sierra de Aralar. Su presencia en esta Hoja, sin embargo, nos obliga a una descripción de estos niveles.

La principal característica, y por tanto la mayor diferenciación con el Cretácico Inferior de la parte nororiental, estriba en el gran desarrollo que tienen aquí las facies arrecifales, que se extienden desde la base del Aptiense hasta el Albense Superior.

La existencia de una microfauna característica nos permite diferenciar, en algunas zonas dentro de este conjunto «urgoniano», los niveles corres-

pondientes al Aptiense y Albiense, en base a los actuales criterios micro-paleontológicos, que han cambiado bastante en estos últimos años.

2.4.3.1 Aptiense (Tramos C_{15} y C_{15}^c)

El Aptiense tiene una potencia de, aproximadamente, 120 m. (estimación en el Paso de las Dos Hermanas) y está formado en su mayor parte por calizas masivas arrecifales (C_{15}^c), aunque no faltan algunas intercalaciones margosas (C_{15}).

Así, en la base se sitúa una alternancia de calizas brechoides con margas, con gran profusión de orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*), con una potencia de unos 20 m.

Una segunda intercalación margosa se sitúa unos 25 m. por encima de la anterior, y está formada por unos 20 m. de margas negras, algo calcáreas, con lentejones de grafito. Hacia la parte alta, estas margas van alternando con calizas margosas.

Estos tramos más margosos forman una especie de «canales» morfológicos, como corresponde a niveles más erosionables.

La parte superior está constituida por calizas masivas con rudistas, en las que se intercala algún tramo margoso.

Las microfacies son fundamentalmente de micritas, biomicritas y biopel-micritas, frecuentemente recristalizadas, y más raramente dolomitizadas.

La datación del Aptiense se fundamenta especialmente en la *Palorbitolina lenticularis* y *Choffatella decipiens* de los tramos inferiores (Beduiliense) y la *Orbitolina simplex* y *Pseudochofatella cuvillieri* en la parte superior (Gargasiense). El límite superior se ha situado inmediatamente debajo de la aparición de la *Simplorbitolina manasi*, considerada ya como Albiense Inferior.

Además de esta microfauna característica, se encuentra una gran variedad de foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos, restos de crinoideos y equinodermos, miliolítos, Moluscos, Valvulínidos, Bivalvos, Madreporarios, Stromatoporidea y algas calcáreas, como corresponde al carácter bioestrómico de la mayor parte de las calizas.

Como resumen, en cuanto al ámbito sedimentario, podemos decir que el Aptiense presenta facies Urgoniana de tipo bioestrómico, pero con algunos episodios paraurgonianos o margosos, correspondientes a una facies nerítica de interior de la plataforma.

2.4.3.2 Albiense (Tramos C_{16}^{mc} y C_{16}^c)

La sedimentación prosigue en este mismo ambiente sedimentario arrecifal, por lo que no hay ninguna característica litológica que permita, en el campo, hacer una delimitación con el Aptiense. El límite es, por tanto, ex-

clusivamente paleontológico. La base está confirmada por la presencia, entre otros, de la *Simplorbitolina manasi*, mientras que en la parte superior la existencia de la *Hensonina lenticularis* señala ya un Albiense Superior. No existe aquí el techo de la formación.

Al igual que para el Aptiense, se han considerado dos tramos cartográficos: C_{16}^c para los niveles de calizas organógenas, y C_{16}^{mc} para términos principalmente margosos y/o detríticos.

La parte inferior del Albiense, que se encuentra sin dislocaciones tectónicas normalmente sobre el Aptiense, es preponderantemente calcárea, de carácter masivo, que alterna con tramos margoso-calizos o margosos con abundantes orbitolinas (especialmente la *Orbitolina (M) texana texana*) además de caparazones de rudistas, corales y otros organismos constructores. Unos 50 m. por encima del contacto con el Aptiense se destaca un tramo de margas arcillosas grisáceas con nódulos ferruginosos, entre los que se intercalan bancos más finos de calizas margosas y calizas margosas azuladas, con pátinas rojizas, y siempre con una gran abundancia de orbitolinas. Este tramo, de unos 20 m., da un paso de nuevo a las calizas zoogénas masivas, azuladas y extraordinariamente fosilíferas, en un paquete de unos 40 m., sobre el cual se sitúan margas, en su mayor parte cubiertas por derrubios de ladera. A partir de aquí, y siempre circunscribiéndose al área de afloramientos de esta Hoja, es muy problemático el estudio del Albiense, ya que la serie aparece muy trastornada, a veces de forma violenta y espectacular, como puede verse en la trinchera del antiguo ferrocarril Plazaola. Lo que sí parece apreciarse es una disminución general hacia el techo de los paquetes de calizas laterales que tienen lugar en el tramo inferior, que llevan a acuínamientos y formas lenticulares de algunos bancos arrecifales, que dan paso a margas, generalmente.

La litología, sin embargo, no varía fundamentalmente en los tramos superiores; presencia, por una parte, de series margosas y margoso-calizas, generalmente de color oscuro, brechoides y nodulosas y extraordinariamente fosilíferas: corales, equinídos, rhynchonellas, rudistas, orbitolinas, etc., y, por otra parte, gruesos lentejones de calizas compactas arrecifales, de entre los que destacan el que forma las escarpaduras del paso de las Dos Hermanas. Es de señalar el tinte rojizo que, debido a la presencia de óxidos de hierro, suelen tener estos niveles arrecifales de la parte alta del Albiense.

En los afloramientos de esta Hoja, el Albiense aparece bruscamente interrumpido, a la altura de los lentejones de calizas arrecifales rosáceas, por una falla que le pone en contacto con las margas de microfauna campaniense, sobre las que, sin embargo, quedan aislados tectónicamente otros dos lentejones calizos similares. Para una visión estratigráfica general, debemos añadir que la terminación del Albiense, como fácilmente puede estudiarse hacia el O. en todo el borde S. de la Sierra de Aralar, está constituido

esencialmente por margas oscuras, micáceas, muy ricas en orbitolinas y en nódulos ferruginosos formados por un núcleo generalmente micrítico sobre el que se desarrolla una serie de envueltas arcillo-ferruginosas (limoníticas) con una estructura análoga a la de una cebolla. En estas margas se intercalan algunos niveles de areniscas que hacia el O. aumentan considerablemente.

La potencia del Albienense no puede calcularse con precisión al no aparecer completo. En las proximidades (corte de Madoz) tampoco aparece completo, pero pueden medirse 500 m. constituidos mayoritariamente por calizas organógenas y tramos margoso-detriticos, a los que hay que añadir las margas del techo, por lo que debe admitirse un mínimo de 600-700 m. para el Albienense en esta zona de la Sierra de Aralar.

2.4.3.3 Aptiense-Albiense calizo (C₁₅₋₁₆)

Hemos utilizado este símbolo cartográfico para las calizas recristalizadas que forman el límite norte de la Sierra de Aralar, tectónicamente intercalados entre el Jurásico, al Sur, y el flysch Cretácico Superior, al Norte. La presencia de estas calizas urgonianas y de su posición se explica examinando todo el conjunto de la Sierra de Aralar y su evolución tectónica.

En resumen, se pasa de un anticlinal en la parte occidental (en la vecina Hoja de Alsasua) a un cabalgamiento hacia el norte en la parte oriental, con laminación casi total del flanco norte.

Sin embargo, restos de mayor o menor extensión, de este flanco norte, jalanan todo el frente de cabalgamiento, y es en la parte más oriental donde este flanco norte residual alcanza mayor extensión, lo que debe interpretarse como efecto de movimientos de vergencia contraria que han invertido el flanco sur produciendo esquistosidad en el Jurásico. Por estas causas tectónicas, estas calizas se presentan muy fracturadas, recristalizadas y, a menudo, con procesos de dolomitización, sin que sea posible hacer una diferenciación estratigráfica dentro del paquete «urgoniano» de edad Aptiense-Albiense. El carácter arrecifal puede apreciarse, a pesar de esta recristalización, por el gran desarrollo de madreporarios. Se encuentran también *Orbitolina (M) texana texana*, equinídos y briozoos. El conjunto, fuera de los procesos secundarios, no difiere de las calizas Albienses y Aptienses que se han descrito anteriormente.

2.4.4 CRETACICO SUPERIOR DE FACIES FLYSCH

(Tramos C₂₁, C₂₂, C₂₃^f, C₂₁₋₂₃, C₂₄, C₂₃₋₂₆^c, C₂₅ y C₂₆^g)

El flysch Cretácico Superior ocupa gran parte de la mitad norte de la Hoja, que engloba casi la totalidad de los afloramientos que LAMARE (1936) denominó como «flysch sudpyreneénne», atribuyéndole una edad global de

Cretácico Superior-Eoceno. Posteriormente, VOELTZ (1964) y EWERT (1964) han precisado la edad del flysch entre el Cenomaniense y el Maastrichtiense, sin llegar, no obstante, a una estratigrafía detallada de estos niveles. Han diferenciado tres tramos litológicos en base a la datación como Santoniense Superior de un paquete de calcarenitas en medio de la serie flysch. Distinguen, por tanto, un tramo Cenomaniense-Santoniense Superior por debajo de las calcarenitas, las propias calcarenitas como Santoniense Superior, y el paquete superior desde el Santoniense Superior al Maastrichtiense. Igualmente han diferenciado una serie de secuencias litológicas empleadas como niveles cartográficos sin datación específica.

Nuestros resultados, basados principalmente en el estudio micropaleontológico de un considerable número de muestras, aunque coinciden en los rasgos estratigráficos generales, han permitido constatar la existencia de una importante heterogeneidad dentro de la cuenca flysch, con series estratigráficas que difieren considerablemente unas de otras especialmente relacionadas con la proximidad de zonas diapiricas actuales. Esto nos obliga a estudiar, aunque someramente, cada una de las zonas en que hemos dividido los afloramientos flysch, en lugar de ceñirnos estrictamente a los tramos cartográficos empleados en el mapa.

2.4.4.1 Caracteres generales

Los niveles de facies flysch abarcan desde el Cenomaniense al Maastrichtiense, y se ha encontrado microfauna representativa de todos los pisos comprendidos entre ellos. El comienzo del flysch coincide, con bastante aproximación, con el límite bioestratigráfico Albiense-Cenomaniense, si bien el límite litológico entre las margas apizarradas albienses y los primeros niveles turbidíticos sube, en algunos casos (corte de Beramendi) casi 100 metros por encima del límite estratigráfico. En otras zonas los tramos finales del Albiense muestran la presencia de finos y escasos niveles areniscosos. En cualquier caso, parece claro que, a la terminación del Albiense, con el establecimiento de la orogénesis aústrica, comienza la deposición del flysch. A partir del Cenomaniense continúa la sedimentación con análogas características hasta gran parte del Maastrichtiense, para dar paso, dentro del Maastrichtiense Superior (por encima de los primeros niveles con *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, etc.), a una sedimentación exclusivamente margosa, con tonos rojizos y/o verdosos, y fauna de Ammonites, que constituye uno de los niveles más claramente distinguibles en esta región, y sobre las que se apoyan las calizas bien estratificadas del Paleoceno Inferior. Resulta, por tanto, que las facies flysch abarcan casi todo el Cretácico Superior, con espesores considerables que, en las zonas más subsidentes casi alcanzan los 4.000 m. Como se ha dicho anteriormente y como veremos al estudiar detalladamente cada una de las zonas en que

hemos subdividido los afloramientos del flysch, se presentan en varios casos importantes hiatos estratigráficos y/o reducciones de espesores que afectan especialmente al tramo Cenomaniense-Santoníense.

La sucesión litológica presenta, igualmente, bastantes variaciones, siempre a base de estos tres componentes fundamentales: margas, calizas micríticas y areniscas, cuyas proporciones oscilan de una forma relativamente rítmica. Destacan dos excepciones importantes: los gruesos bancos de calcarenitas, de potencia variable y edad comprendida entre el Coniaciense Superior y el Santoníense Superior, y los niveles de conglomerados que constituyen una variación lateral de las series flyschoides del Campaniense y configuran la parte superior del sinclinal de Urrizola. Hay, además, niveles brechoides más fuertemente desarrollados en las proximidades de los diafiros englobando diversos materiales (calizas jurásicas, ofitas, cuarzos idiomorfos, etc.). Trataremos de ellos detalladamente al estudiar cada una de las zonas.

Tanto las areniscas como las calcarenitas presentan muy frecuentemente claros caracteres de turbiditas, con desarrollos de secuencias completas o truncadas, así como estructuras y figuras sedimentarias propias de estos sedimentos: «convolute-lamination», «ripple-marks» y diferentes figuras de erosión y sobrecarga, etc. Las condiciones de los afloramientos no son, en general, muy buenas, lo que dificulta la toma de medidas en muchos puntos.

Salvo en las margas superiores del Maastrichtiense, en que aparecen *Ammonites*, *Inoceramus*, *Cancellophyous*, no se encuentran macrofósiles a excepción de algunas placas de Equinídos. Son abundantes, sin embargo, diversos tipos de pistas de Invertebrados, especialmente en determinados tramos. La denominación asignada se basa en los trabajos de GOMEZ DE LLARENA (1954) y SEILACHER (1963).

La proporción de los diferentes constituyentes litológicos es, como hemos dicho, muy variable. Alternan tramos de flysch, predominantemente margosos, con paquetes de preponderancia de areniscas, o con otros de tipo medio, esto es, las tres subfacies clásicas de flysch. Para determinadas zonas de afloramientos es posible establecer grandes secuencias caracterizadas por una base de flysch margoso, enriquecido paulatinamente hacia el techo en lechos turbidíticos. Sin embargo, el establecimiento de estas secuencias no nos ha servido como base de correlación entre los diferentes afloramientos del flysch (separados, a veces, entre sí por importantes accidentes tectónicos), que presentan importantes variaciones litológicas. Afortunadamente, la microfauna es relativamente abundante y nos ha permitido un control cronoestratigráfico muy completo, que ha puesto de manifiesto la existencia, en zonas relativamente pequeñas, de grandes variaciones litoestratigráficas, con fuertes hiatos sedimentarios y cambios litológicos laterales.

2.4.4.2 Estudio de diferentes perfiles del flysch

De entre unos 25 perfiles del flysch, se ha escogido el más representativo de cada una de las zonas en que se ha dividido el estudio estratigráfico del flysch, al objeto de resaltar las variaciones más importantes.

La separación de estas zonas se ha hecho atendiendo fundamentalmente a factores tectónicos y, también, como consecuencia de haber encontrado entre ellas importantes diferenciaciones litológicas y estratigráficas. En la figura 1 mostramos un esquema del área estudiada con las subdivisiones de los afloramientos del Cretácico Superior. A primera vista destaca que la zona más extensa es la de Beunza (Zona I), a la que LAMARE (1936) alude con el nombre de «Plateau de Beunza», atendiendo a su configuración morfológica. Tanto en su parte norte como en la oriental, limita de un modo estratigráfico normal con las margas apizarradas del Albiense, sobre las que descansa toda la serie flysch. Al oeste, sin embargo, su delimitación obedece a un fenómeno importante: el Diapiro de Echalecu, que se extiende por el sur hasta Zarranz y por el norte continúa como lámina diapírica jalando una falla inversa importante. El límite sur de los afloramientos de esta zona viene marcado por las calizas del Paleoceno Inferior.

En esta zona, de gran sencillez estructural, excepto en los términos superiores, es donde hemos encontrado la mayor potencia y la más completa representación de todos los pisos del Cretácico Superior. La relación entre las secuencias litológicas diferenciadas y su datación cronoestratigráfica se esquematiza en la figura 2, donde se han señalado con niveles de arenisca aquellos tramos de mayor predominio de éstas con respecto a las margas; en blanco queda la sucesión de mayor predominio de margas, aunque el perfil, más o menos acusado, pretenda dar una idea de esta proporción. Se resaltan también las zonas de predominio de calcarenitas en bancos gruesos.

Puede observarse que, en algunos casos, los tramos cartográficos no coinciden con los límites litológicos del esquema porque se ha buscado una cierta unificación cartográfica dentro de las diferentes zonas, a fin de no recargar excesivamente el mapa y la correspondiente leyenda.

Cabe destacar, en primer lugar, la datación como Santoniense Inferior del paquete más importante de calcarenitas, así como la considerable reducción de espesor que experimentan los términos inferiores en el borde oriental de la zona, donde, sin embargo, se desarrolla un tramo calcarenítico en el Santoniense Superior. Estas anomalías se relacionan con el vecino diapiro de Lizaso (fig. 1).

En el flanco occidental, cercano al diapiro de Echalecu-Zarranz, son frecuentes los niveles de brechas intercalados en bancos del Santoniense Superior. Las brechas contienen cantos de muy diversa procedencia, inclu-

ESTRATIGRAFIA DE ALGUNAS SECUENCIAS DEL FLYSCH CRETACICO SUPERIOR

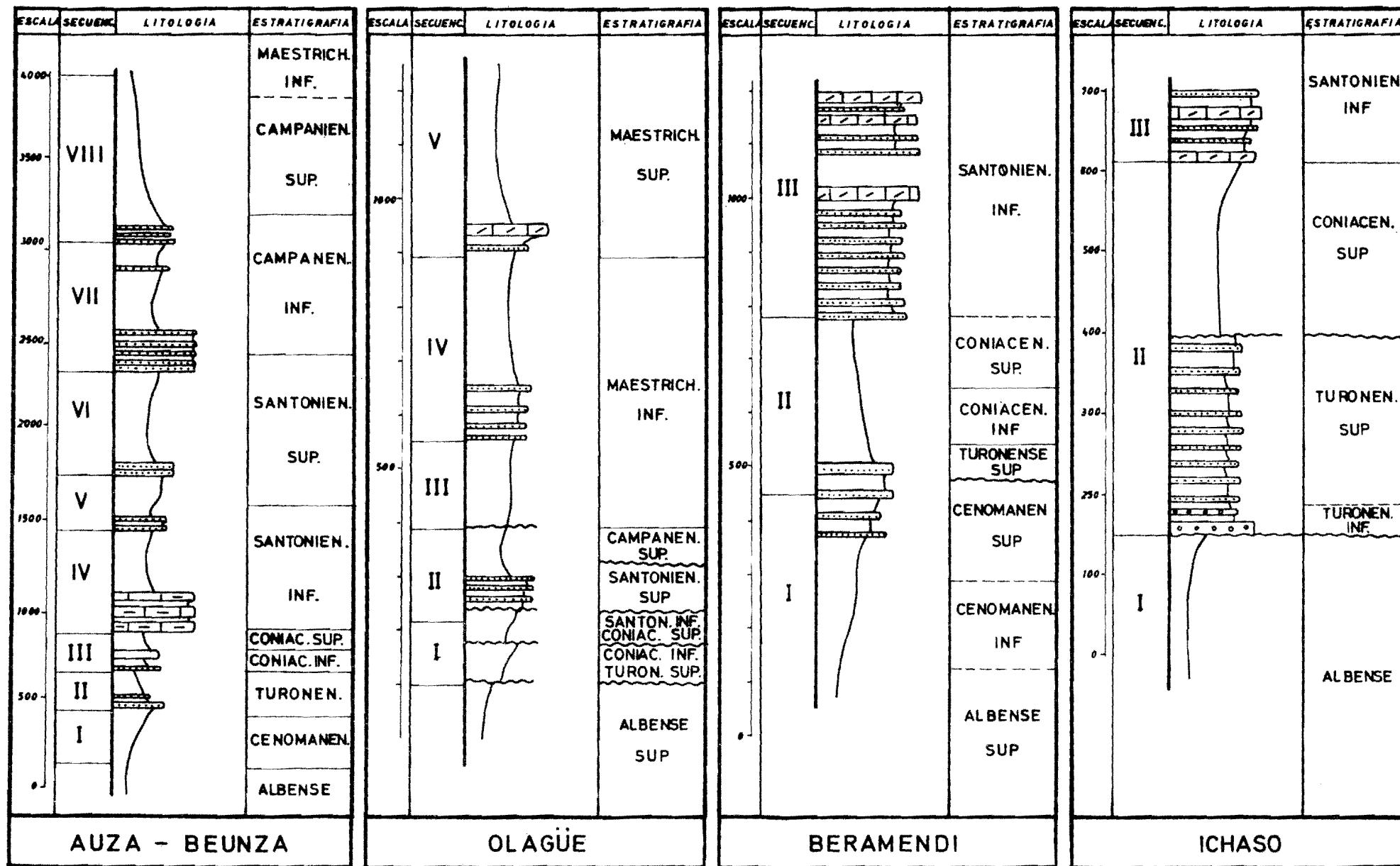
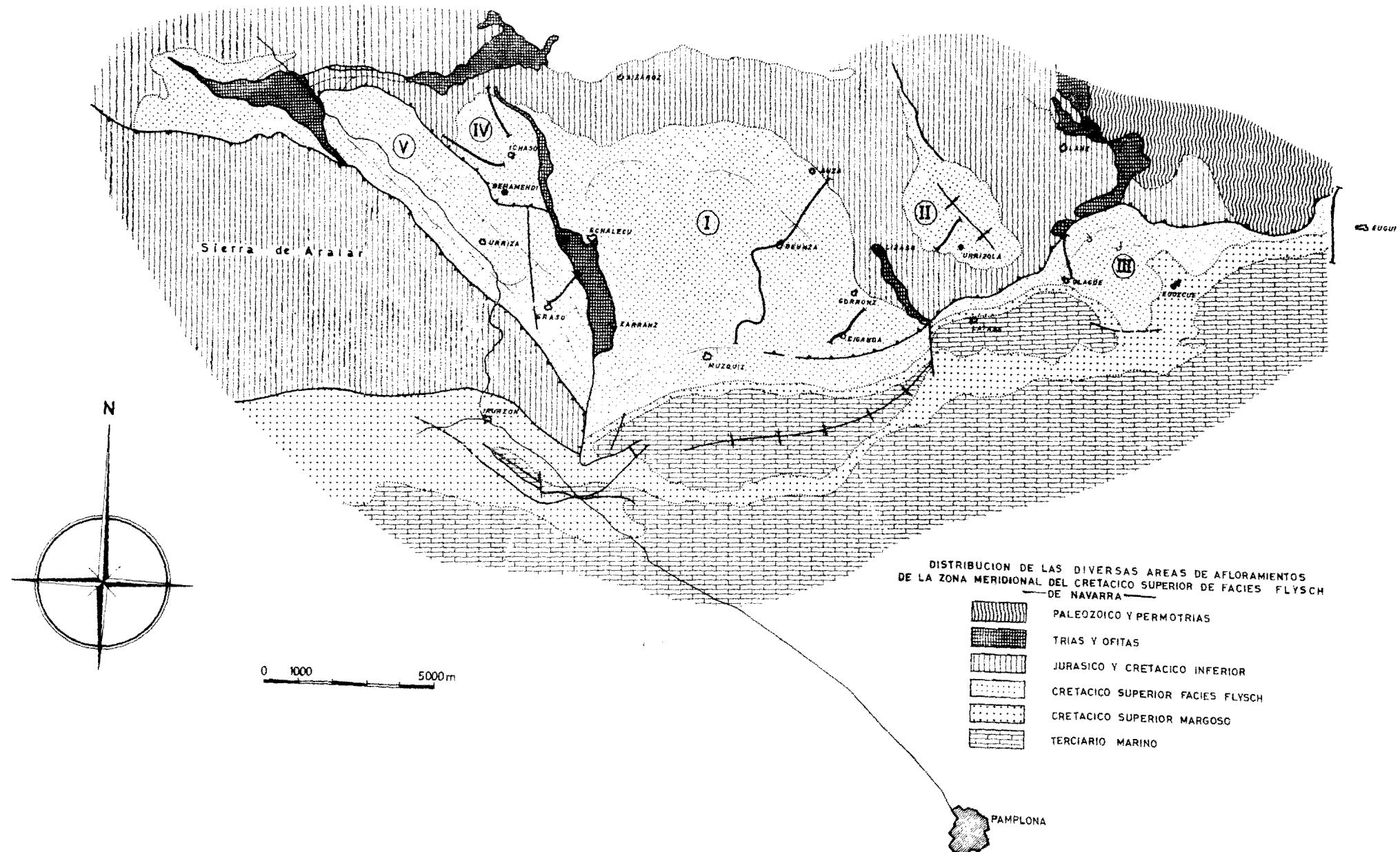


Figura 2

— Limite seguro

— — — — Limite probable

~~~~~ Laguna estratigráfica



yendo materiales del Jurásico y ofíticos. Los cantes de ofita, de gran tamaño, llegan, en algunas ocasiones a ser exclusivamente en bancos de más de 40 cm. Esto es muy importante desde el punto de vista paleogeográfico, por cuanto señala la presencia de una irrupción diapírica durante el Santoniense aunque, indudablemente, abombamientos anteriores han producido importantes hiatos o acuñamientos en las zonas marginales.

La zona de Urrizola (II, fig. 1) se caracteriza especialmente por la presencia de niveles de conglomerados y areniscas correspondientes a una variación lateral del Campaniense (tramo cartográfico ( $C_{25}^9$ ), como ya había supuesto EWERT (1964) por consideraciones litológicas que ahora hemos confirmado por la microfauna no resedimentada (*Globotruncana lapparenti*, *Gl. fornicata*). La presencia de estas facies, de ámbito mucho más costero que el resto, se encuentra dentro de la tónica general del Cretácico Superior de esta zona, con una menor subsidencia que se traduce en reducción de las potencias del Cenomaniense al Santoniense (donde posiblemente existen hiatos de importancia) y en una progresiva disminución de la profundidad del mar en esta zona, como revela el estudio petrológico y micropaleontológico de esta serie.

Hacia el E., y ocupando la zona III, se produce una fuerte disminución de potencia de los tramos inferiores del Cretácico Superior, con varios hiatos estratigráficos probables (columna de Olagüe, fig. 2 y Mapa de correlaciones, fig. 3) a la vez que un incremento importante en el desarrollo de los niveles del Maastrichtiense, que son, por otra parte, los únicos representados en la terminación oriental de esta zona, donde la serie flysch aparece cabalgada e invertida por el paleozoico del Macizo de Quinto Real (figura 1).

La zona de Ichaso (IV, fig. 2) está situada al E. de la de Auza y Beunza y queda comprendida entre el diapiro de Echalecu-Zarranz y un cabalgamiento de vergencia S. («Cabalgameinto de Udave», VOELTZ, 1964) que la separa de la zona de Urriza. Esta zona muestra muy claramente el activo funcionamiento de la cuenca entre el Albienense y el Coniaciense Superior, como se deduce del estudio de dos cortes muy próximos entre sí, los de Ichaso y Beramendi (Mapa de correlaciones, fig. 3). En el de Beramendi aparece un Cenomaniense potente y bastante completo, faltando, sin embargo, el Turoniense Inferior, con la eliminación de sedimentos correspondientes al Cenomaniense, y otro entre el Turoniense Superior y el Coniaciense Superior, sin representación del Coniaciense Superior. En esta columna resalta el desarrollo del Turoniense. Un esquema litológico de estas dos columnas, junto con su datación correspondiente, se presenta en la figura 2.

Por último, la zona de Urriza (V, fig. 1), comprendida en parte entre el cabalgamiento de Udave, anteriormente mencionado, y el cabalgamiento de la Sierra de Aralar, de vergencia contraria, muestra también varios puntos

interesantes. El perfil más interesante es el de Eraso (Mapa de correlaciones, fig. 3), próximo al diapiro de Zarraz, donde sobre los sedimentos arcillosos del Albiense se desarrolla la serie flysch, cuyos términos más bajos han sido datados como Coniaciense Superior y engloban algunos niveles de brechas con materiales jurásicos y albienses, poniéndose de manifiesto, de manera particularmente intensa, el mismo fenómeno que caracteriza al flysch de esta región en la proximidad de las zonas diapiricas. Por otra parte, y tanto en este perfil como en el cercano de Urriza, se ha podido comprobar, de nuevo, que los tramos en que predominan las calcarenitas no forman un horizonte único, ni son de una edad determinada que pueda servir como criterio litoestratigráfico para una cartografía del flysch de este área. Por el contrario, los tramos de calcarenitas, caracterizados por la presencia de bancos gruesos de areniscas de cemento y matriz calcárea, con claros rasgos de turbidez («graded-bedding», «convoluted-bed», «sole-markings», conglomerados arcillosos, etc.) alternan con tramos netamente flyschoideos en posiciones estratigráficas variables, si bien es cierto que preferentemente corresponden al Santoniense Superior. Sin embargo, se encuentran, con características litológicas muy similares, desde el Coniaciense Superior al Campaniense Inferior, especialmente en esta zona en que alcanzan su mayor desarrollo.

#### 2.4.5 MAASTRICHTIENSE DE LA ZONA FLYSCH

(Tramos C<sub>26</sub><sup>f</sup>, C<sub>26</sub><sup>m</sup> y C<sub>26</sub><sup>c</sup>)

Aunque su parte inferior se enlaza directamente con las facies flyschoideas del complejo que acabamos de describir, comporta unas características peculiares.

En esta Hoja presenta considerables variaciones de potencia y de facies, pero también ciertos caracteres bastante constantes. Quizá el más definido sea el carácter margoso de su tramo superior, que aparece siempre debajo de las calizas del Paleoceno (tramo C<sub>26</sub><sup>m</sup>). Son margas rosáceas o verdosas, muy arcillosas, en donde se encuentra una macrofauna relativamente abundante de Inoceramos, *Cancellophycus* y Ammonites. Por el contrario, su base es flyschoideo y en general podemos decir que existe una alternancia de niveles flysch y margas en la parte inferior.

En la parte central (entre Múzquiz y Aróstegui), tenemos la siguiente sucesión litológica:

— Flysch de margas de color claro, areniscas y calizas micríticas con algunos niveles de conglomerados finos que son la continuación de flysch campaniense.

— Tramo de unos 100 m. de margas oscuras, calcáreas, con muy escasos

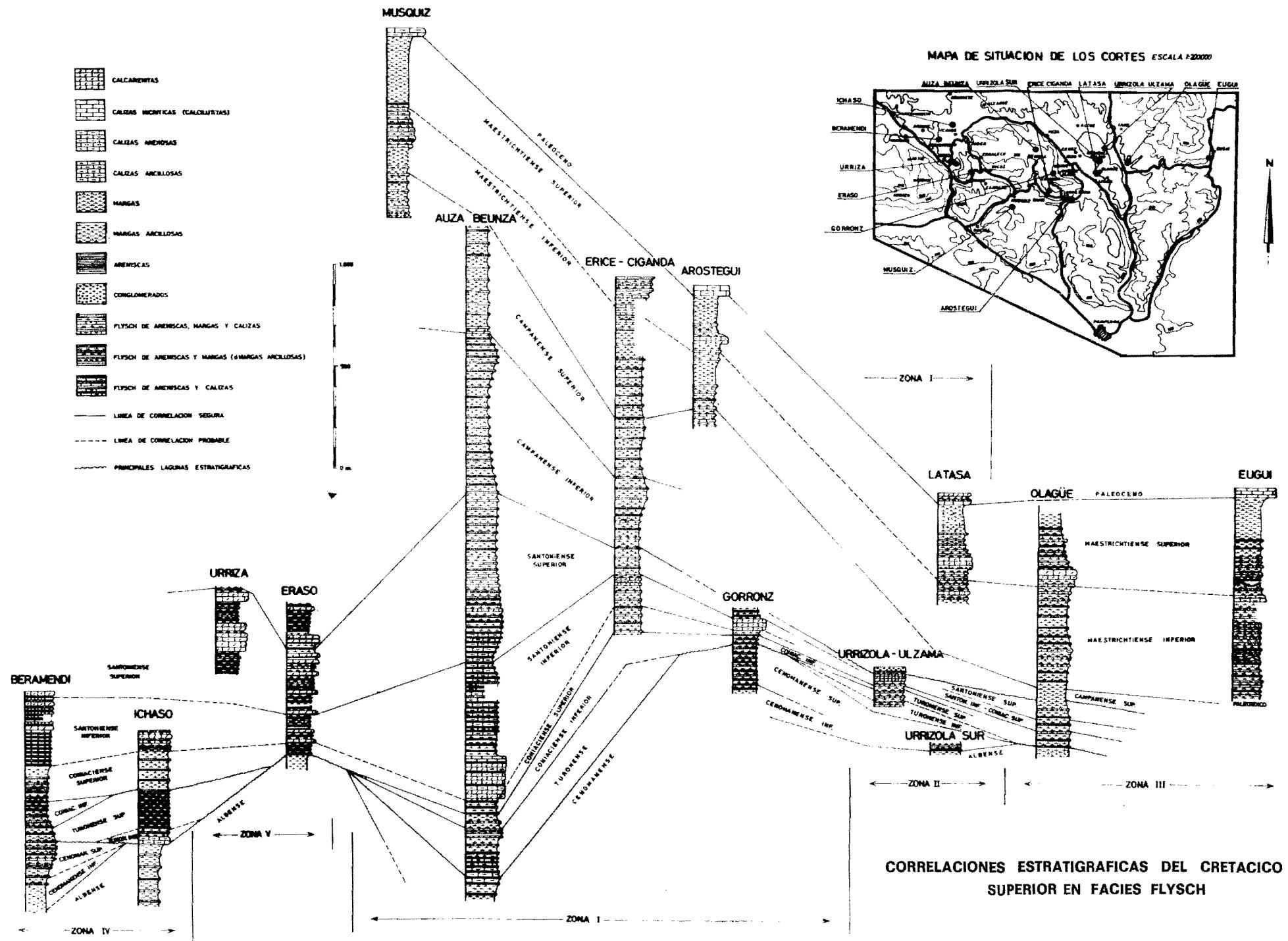


Figura 3

elementos detríticos, de colores ocres y rojizos y gruesos nódulos ferruginosos.

Se encuentran en estas margas: *Globotruncana rosseta*, *G. citae*, *G. fornicata*, *G. stuarti*, *G. gansseri*, *Navarella joaquinii*, *Pseudotextularia elegans*, *Heterohelix* sp., *Bolivinopsis* sp., *Ammodiscus* sp.

— Tramo flysch de unos 250 m. de espesor de colores claros en general, formando margas, micritas arcillosas y areniscas calcáreas, que encierran abundante fauna de Ammonites, *Inoceramus*, etc.

En algunas zonas este tramo comporta unos niveles más gruesos de areniscas que dan un fuerte resalte en el relieve y van unidos a niveles de calizas con muy abundantes orbitoides, por lo que resultan un buen nivel-guía. Este nivel se interrumpe, sin embargo, entre Erice y Múzquiz, así como al E. de Olagüe.

Este tramo flyschoide encierra la siguiente microfauna: *Lepidorbitoides socialis*, *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides media*, *Globotruncana rosseta*, *G. citae*, *G. fornicata*, *G. stuarti*, *G. gansseri*, *G. elevata stuartiformis*, *G. falsostuarti*, *Pseudotextularia elegans*, *Clypeorbis mammillata*, *Racemigumbellina fructicosa*, *Spiroplectammina laevis cretosa*.

— Tramo de 70-80 m. de margas violáceas, rojizas o azuladas, muy arcillosas, fracturadas, concoideas, con nódulos ferruginosos.

— Tramo de unos 50 m. de alternancia de margas claras, azuladas, con calizas margosas de colores claros, con abundantes equinídos.

— Tramo final de 150-200 m. de margas de colores claros o rosáceos, con *Inoceramus* y Ammonites, sobre las que se disponen las calizas del Paleoceno.

En estos tres últimos tramos es también muy frecuente la microfauna: *Dorothia* cf. *textularoides*, *Racemigumbellina fructicosa*, *Rugoglobigerina* sp., *Marsonella turris*, *M. trochus*, *Navarella joaquinii*, *Pseudotextularia elegans*, *Gaudryina rugosa*, *Globotruncana stuarti*, *G. citae*, *G. rosseta*, *G. elevata stuartiformis*, *G. contusa*, *G. mayoraensis*, *G. plicata*.

La potencia global es del orden de 1.000 m. en la parte oriental (corte de Eugui), unos 500 m. en la zona de Latasa (zona central) y de 1.200 en el sector de Múzquiz.

En embargo, en la zona de Larumbe, que viene a coincidir con la zona de cambio de facies de todo el Cretácico Superior, su potencia disminuye espectacularmente.

#### 2.4.6 EL CRETACICO CALCAREO DE LA ZONA ORIENTAL

La zona de Izurdiaga, al S. de Irurzun, ofrece una representación muy completa del Cretácico en facies transicional entre aquellas flyschoides del N. del sinclinalio de San Bartolomé y las del Valle del Araquil. En unos 1.000 m. de espesor están representados desde el Albiense Superior hasta

el Maastrichtiense, sin falta aparente de ningún miembro de la serie. Esta potencia es considerablemente menor que la que se da en las zonas más occidentales de la provincia de Navarra.

La serie comienza por unos tramos margosos, en contacto mecánico con el Campaniense, que constituyen el núcleo de un anticlinal (Sollaondi), al que actualmente falta todo el flanco N. Estos niveles gris oscuros, azulados y ocres, están plagados de orbitolinas y braquiópodos, incluso en lechos lumaquélidos, constituyen el Albienense Superior (tramo C<sub>16</sub>), con un espesor entre 100 y 200 m. En ellos se ha encontrado una asociación microfaunística formada, entre otras especies, por: *Ammobaculites subcretacea*, *Centrocystis denticulata*, *Cythereis luermannae*, *Haplophragmoides concavus*, *Orbitolina concava quatarica*, *O. (mesorbitolinas) texana aperta*.

De esta serie, los últimos 30 m. pueden considerarse como de transición al Cenomaniense.

(C<sub>21</sub><sup>m</sup>) Al Cenomaniense corresponden unos 200 m. de sedimentos, de los que los 50 inferiores no ofrecen gran diferencia litológica con el Albienense: margas azuladas masivas en las que se intercalan bancos calcáreos duros de 20-30 cm., lumaquélidos, muy ferruginosos. La parte superior es de una estrecha alternancia de margas calcáreas amarillentas y margas azuladas, en bancos de 10-20 cm. La microfauna obtenida por levigación, muy abundante, permite datar bien el Cenomaniense, con: *Rotalipora turonica thomei*, *R. globotruncanoides*, *R. apenninica*, *R. montsalvensis*, *R. cushmani*, *Praeglobotruncana delrioensis*, etc.

(C<sub>22</sub><sup>e</sup>) El Turoniense está representado por unos 90 m. de alternancia irregular de margas siltosas duras, en bancos de unos 50 cm. y calizas arcillosas nodulosas, con estratificación alabeada, en bancos del orden de 30 cm. El carácter siltoso de las margas es más marcado en la base, y en la parte superior aumenta el contenido calcáreo que pasa a ser mayoritario. La datación se justifica por microfauna, con la presencia de *Praeglobotruncana stephani turbinata*, *Globotruncana helvetica*, *G. imbricata*, *Hedbergella paradubia*, etc.

(C<sub>23</sub><sup>m</sup>) El límite con el Turoniense no viene marcado por ningún rasgo litológico definido. La serie continúa de modo similar durante unos 75 m., para dar paso a un paquete de bancos calizos (biomicritas y pectomictitas) masivos o en bancos muy gruesos, con algunas inclusiones carbonosas, que termina con un banco de caliza de 50 cm., nodulosa. Este banco, sobre el que se desarrollan margas, señala, aproximadamente, el techo del Coniaciense, cuyo muro sólo puede fijarse en base a la microfauna. Esta es abundante y entre las especies características pueden señalarse: *Praeglobotruncana stephani*, *Gaudryina laevigata*, *Allomorphina cf. allomorphinoides*, *Valvulina bullata*, etc.

Este Coniaciense desaparece rápidamente hacia el O., quedando un importante hiato entre Turoniense y Santoniense.

(C<sub>24</sub><sup>m</sup>) El comienzo del Santoniense viene marcado por un predominio de las margas arcillosas, con algunos niveles finos de calizas margosas nodulosas, con un espesor de unos 45 m., sobre los que se desarrollan otros 60 m. nodulosos, predominantemente de calizas (biomicritas) arcillosas, nodulosas, con algunas pasadas de margas. Termina con un banco potente de caliza nodulosa con abundante glauconita. La microfauna sigue siendo rica, con: *Globotruncana concavata primitiva*, *G. lapparenti tricarinata*, *G. concavata concavata*, *Neofabellina rugosa*, *Pseudovalvularia cf. costata*, entre otras especies determinativas.

(C<sub>25</sub><sup>m</sup>) El paso del Santoniense al Campaniense es, desde el punto de vista litológico, muy neto, ya que sobre las calizas arcillosas comienza una serie preponderantemente margosa, sin que falten, en los 20 m. basales, algunos bancos de margas calcáreas. La potencia total es de unos 220 m., la mayoría de margas algo arenosas. El límite superior se fija con microfauna (presencia de *Globotruncana calcarata*, como indicatriz del techo del Campaniense). Podemos citar, entre la microfauna representativa de este tramo: *Globotruncana ventricosa*, *G. elevata elevata*, *G. fornicata*, *G. arca*, *G. calcarata*, etc.

(C<sub>26</sub>) Este Maastrichtiense es igualmente margoso y sólo diferenciable por criterios paleontológicos. Las margas son arcillosas, rojizas y/o verdosas, a veces con glauconita y algunos niveles más calcáreos intercalados. Se han contabilizado al menos 130 m. de espesor en el corte tipo de Izurdiaga, en que se constata la presencia de Maastrichtiense Inferior y Superior, si bien no hay seguridad de alcanzar el techo de este tramo porque por encima se sitúa, en discordancia estratigráfica, el Cuisiense.

La datación puede precisarse con: *Globotruncana stuarti*, *G. rosseta*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Navarella joaquinii*, *Racemigumbellina fructicosa*, etc.

(C<sub>23-24</sub>) La ausencia de criterios litológicos netos para algunos de estos pisos ha obligado, en determinadas zonas, a agrupar algunos de ellos cartográficamente, como sucede con el Coniaciense y Santoniense de la zona del S. de Gulina, con una litología que no varía esencialmente del carácter margoso-calcáreo de todo el Cretácico Superior.

## 2.5 TERCIARIO

### 2.5.1 GENERALIDADES

Los materiales terciarios, siempre marinos, ocupan la mitad de la superficie de la Hoja, con un espesor de algunos miles de metros y una complejidad estratigráfica mayor aún, si cabe, que la del Cretácico. El desplaza-

miento de las escalas estratigráficas de foraminíferos planctónicos y bentónicos, la asignación variable de los pisos a una determinada serie, etc., son hechos que han contribuido a hacer el estudio aún más difícil, por lo que en la actualidad la estratigrafía de este Terciario no puede considerarse como definitiva. Muchas de las determinaciones estratigráficas actuales se han hecho por medio de las microfacies, que lógicamente son de valor discutible.

La base del Cuisiense ( $T_{22}^{\text{Aa}}$ ) es, en la mayoría de los casos, perfectamente reconocible por la presencia de *Globorotalia rex*, pero no ocurre lo mismo con el Ilerdiense que, o bien falta en muchas secciones, o bien, cuando las muestras correspondientes se estudian en lámina delgada, presenta una microfacies muy similar a la del Thanetiense. Cartográficamente es también difícil de separar, por lo que a la hora de buscar un límite de utilidad práctica ha habido que ponerlo en el Cuisiense.

## 2.5.2 PALEOCENO INFERIOR

### 2.5.2.1 Daniense ( $T_{11}^{\text{A}}$ )

Formado por unos 70 m. de calizas litográficas, arcillosas, de colores beige, estratificadas en bancos de 0,5 a 1 m. Algunas intercalaciones arcillosas delgadas. Paleontológicamente se caracteriza por la presencia de *Globigerinoides cf. daubiergensis*.

### 2.5.2.2 Paleoceno Inferior indiferenciado ( $Tc_{11-12}^{\text{A}}$ )

En el flanco N. del sinclinalio de San Bartolomé se diferencia bien el Montiense y tiene unos 100 m. de espesor. En la base se sitúan niveles de brechas intraformacionales con una potencia de 8-10 m. En realidad se trata de unas calizas de grano fino, de matriz micrítica, en la que se observan a modo de grandes intraclastos de la misma naturaleza que la matriz y con la misma microfauna englobada. Por encima, y hasta completar el resto de la serie, alternan calizas arcillosas, finamente estratificadas, con niveles de arcillas y margas grises o verdosas.

Este Montiense viene caracterizado aquí por el conjunto de la siguiente fauna: *Cuvillierina vallensis*, *Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia compressa*, *G. trinidadensis*, *Gyroidina cf. gyrrardana*, *Planorbolina antiqua*, y ejemplares o secciones de otros microfósiles de poco valor estratigráfico, pero sí facial, como son: Bivalvos, *Quinqueloculina*, *Litothamnium*, etc.

Como puede deducirse, el ambiente de depósito de este material del Paleoceno Inferior es nerítico externo, aunque la profundidad del medio ha debido disminuir desde el Daniense hacia el Montiense. La aparición de faunas de ambientes someros (algas, briozos) en este último, que coexisten

con los foraminíferos planctónicos, parece corresponder a este fenómeno.

Salvo en todo el flanco N. del sinclinalorio de San Bartolomé, resulta muy difícil separar los dos pisos del Paleoceno Inferior, por lo que cartográficamente hay que considerarlo como una sola unidad.

Hacia el Este ha sido reconocido en Iragui, Ciáurribar y Ermita de San Urbano, en este último con un espesor total de unos 100 m.

Litológicamente encaja en la descripción anteriormente transcrita: un conjunto de calizas arcillosas, de grano muy fino, alternantes o no con finas pasadas de margas. En términos de Folk se trata de micritas o biomicritas. La estratificación es buena, en bancos de medio a grueso.

Como en el N. del sinclinalorio de San Bartolomé (Beorburu), el carácter más llamativo es la presencia de niveles brechoideos, pero aquí, prácticamente en la base de la serie. Están bien desarrollados en Iragui, pero se han visto en todos los afloramientos en posición similar. La naturaleza de los cantos, que pueden alcanzar los 10 cm., y de la matriz, es muy similar también, pero éstos tienen claro carácter de intraclastos en las zonas más septentrionales, mientras en las meridionales el aspecto brechoideo es más marcado.

La litología de los cortes «Ciáurribar» e «Iragui» es muy similar, a pesar de la menor potencia que se observa en el primero. La zona de la Ermita de San Urbano es algo diferente, ya que junto a tramos como los descritos, hay otros de calcarenitas finas (intrabimicritas e intrabiosparitas) y las pasadas margosas son más frecuentes. El engrosamiento del paquete es notable.

La subdivisión estratigráfica, como ya hemos dicho, es problemática. El Daniense sólo ha podido ser bien establecido en el corte de Ciáurribar, gracias a la presencia de *Globigerinoides cf. daubjergensis*; en Iragui es de asignación dudosa y en el área de la Ermita de San Urbano no existe. A escala regional se ha podido comprobar cómo los niveles brechoideos se sitúan, como aquí, por encima de los sedimentos Danienses, por lo que en su base constituyen un interesante nivel guía. En este sentido y avalado por los datos micropaleontológicos hay una clara reducción de espesor del Daniense de N. a S. hasta que llega a desaparecer en la zona de San Urbano.

Paleontológicamente, el Paleoceno Inferior de esta zona viene definido por las mismas asociaciones faunísticas que en el flanco N. del sinclinalorio de San Bartolomé. Asimismo hay una clara disminución de la profundidad del medio según se asciende en la serie, que no es progresiva, sino intermitente, como indicando una inestabilidad de la cuenca, y para niveles contemporáneos la microfacies indica una disminución de la profundidad de N. a S. Así, en San Bartolomé el ambiente de depósito para el Montiense es nerítico interno con claros episodios biostrómicos y una profundidad del agua entre 30 y 50 m. En Ciáurribar, aun con un ambiente similar, ya no aparecen las etapas biostrómicas y en Iragui todo el Paleoceno Inferior repre-

senta un medio deposicional en el que el ambiente nerítico, aunque no esté estabilizado, alterna episodios externos con internos.

Ya hemos visto cómo el Daniense desaparece de la zona de la Ermita de San Urbano, y más al O. llega a desaparecer prácticamente todo el Montiense. Los sedimentos de esta edad aparecen inmediatamente encima de las margas del Maastrichtiense, de una forma discontinua, y debajo del Cisiense. El hiato estratigráfico superior e inferior hace imposible toda evaluación de potencia. Más al O., en el monte Zaldúa (al S. del pueblo de Aizcorbe) se encuentra una larga banda de materiales del Paleoceno (Inferior y Superior).

Ya en los límites occidentales de la Hoja (zona de Erroz y Urrizola) nos encontramos con una serie del Paleoceno Inferior más similar a la del flanco S. del Sinclinalorio. En Urrizola hay un Montiense con no más de 5 ó 6 m. de espesor que ni siquiera ha admitido representación cartográfica, y en Erroz ya no existe (tampoco existe el Paleoceno Superior).

#### 2.5.2.3 Daniense-Montiense ( $T_{11-12}^A$ )

En los bordes de los diapiros de Anoz y Ollo aparecen unos niveles de dolomías y calizas dolomíticas de espesor variable a las que sigue un paquete, generalmente grueso, de calizas arrecifales, con algas, corales, milílidos y briozoos. La potencia puede ser superior a la centena de metros, como en el monte Churregui. Las dolomías basales han sido atribuidas por algunos autores al Daniense, pero nosotros creemos que, sin duda, pertenecen al Montiense. Algunas muestras en las que la recristalización o dolomitización no es total han dejado ver al microscopio faunas arrecifales, que por nosotros no son conocidas en el Daniense de Navarra, sino en el Montiense. Criterios paleogeográficos regionales conducen a lo mismo. Por otro lado, estas dolomías son claramente secundarias y de ahí la gran variabilidad de su espesor.

#### 2.5.3 PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO INFERIOR

Para éste, lo mismo que para el Paleoceno Inferior, la zona estratigráficamente mejor conocida, corresponde al flanco N. del sinclinalorio de San Bartolomé, donde, sobre el Montiense y sin que existan evidencias de hiato estratigráfico, se depositan un Thanetiense y un Ilerdiense. En otros dominios de la Hoja, la mayoría de los cortes han sido muy incompletos, especialmente cuando se trata de series flysch, pues falta, generalmente, el techo o la base de estos pisos, al estar muy plegadas las capas y obtenerse cortes muy parciales.

### 2.5.3.1 Thanetiense ( $T_{13}$ )

En el sinclinalio de San Bartolomé tiene una potencia de unos 50-60 m. y está formado exclusivamente por una monótona sucesión de margas y arcillas, carente totalmente de tramos duros. Este conjunto, que comienza siendo muy arcilloso, aumenta sustancialmente el contenido en carbonato en la parte alta.

Aquí está caracterizado por la siguiente asociación faunística: *Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia angulata* y *G. angulata abundacamerata*.

Esta microfacies es propia de una zona de depósito nerítico externa en la que además sólo llegan aportes terrígenos finos. Con respecto al Monttiense representa un claro aumento de la batimetría de la zona, habiendo desaparecido las especies de aguas someras.

### 2.5.3.2 Ilerdiense ( $T_{21}^{Aa}$ )

Con un espesor total de 230 m. aproximadamente, en los primeros 25 m. alternan bancos gruesos de calcarenitas y calciruditas, y en la base son calizas arcillosas de grano fino, con alguna pasada margosa. Por encima de este primer conjunto se marca un brusco cambio litológico con la existencia de una serie flysch formada por bancos de arenisca de 0,10-0,20 m., con frecuentes ejemplos de estratificación gradada, niveles de margas verdosas de unos 0,5 m. y esporádicos bancos calcáreos de muy pequeño espesor.

En los últimos 40 m. las areniscas son sustituidas, muy rápidamente, por bancos de calizas arcillosas de grano muy fino, de tal forma que el comienzo del Cuisiense coincide con una pérdida casi total de la sedimentación de elementos detriticos.

Se ha encontrado en esta asociación faunística: *Anomalina cf. grosserrugosa*, *Cibicides cf. allenii*, *Discocyclina seunesi*, *Globorotalia macknai*, *G. occlusa*, *G. pusilla pusilla*, *G. pusilla laevigata*, *G. pseudomenardii*, *G. torriiva*, *Globulina cf. gibba*, *Gyroidina guayabalensis*, *Lithoporella melobesioides*, *Operculina cf. canalifera*.

En cuanto al medio de depósito, hay que decir que parece ser nerítico externo. No obstante, alguna muestra indica un ambiente más somero, con faunas de algas, políperos y briozos, pero es muy posible que esta zona basal de la serie Ilerdiense, con la aparición de bancos calizos, algunos de ellos brechoides (?slumping?), sea ya de origen turbidítico, por lo que las faunas serían trasladadas de zonas más someras.

### 2.5.3.3 Thanetiense-Ilerdiense ( $T_{13-21}^{A-Aa}$ )

Los afloramientos del Thanetiense-Ilerdiense del flanco N. del sinclinalio de San Bartolomé se prosiguen, bien hacia el NE., mediante un cambio de

facies, consistente en la implantación de la sedimentación tipo flysch, desde el techo del Montiense, prácticamente.

De todos los cortes realizados, solamente el de «Iragui» ha proporcionado un estudio satisfactorio, pues en los demás, o falta el techo, o no se ha llegado a la base. La serie tiene un espesor superior a los 200 m., pero los límites superior o inferior son muy dudosos. Asimismo la asociación faunística es mucho más pobre que en la zona del sinclinalio, encontrándose la siguiente fauna: *Globigerina triloculinoides*, *G. triangularis*, *Globorotalia angulata*, *G. cf. withel*, *G. cf. velascoensis*.

La zona de depósito es claramente nerítica externa, con una profundidad del medio entre 150 y 200 m.

Litológicamente pueden distinguirse tres zonas, que desde luego consideramos de valor muy local:

- Una zona basal, en la que alternan regularmente las calizas margosas oscuras de grano fino [Biomicritas] con margas de colores claros, en bancos y proporciones similares.
- Una zona intermedia, claramente flyschoide, en la que las margas están en una proporción superior a la de los niveles duros. Estos presentan gradación con una zona basal arenosa y probable fauna removilizada; hacia el techo del banco la arena es sustituida por caliza que puede llegar a ser una micrita.
- Una zona superior de alternancia de calizas margosas de grano fino, con margas. Los bancos calcáreos tienen una potencia de 0,3-0,5 m. y las margas constituyen pasadas muy finas.

En general se puede decir que la base del Thanetiense coincide aproximadamente con el inicio de los aportes turbidíticos, mientras que el techo no tiene límites litológicos.

Al S. de Iragui la unidad cronoestratigráfica citada tiene un carácter diferente, pues los bancos duros presentan un marcado carácter detrítico. Por otro lado, la fauna es mucho más abundante y la serie viene perfectamente determinada por las zonas de BOLLI de *Globorotalia velascoensis* y *G. pseudomenardii*. La zona de depósito sigue siendo similar a la de Iragui, pero sin embargo hacia el O. (Cláuriz), parece disminuir y el ambiente asemeja más a la del flanco S. del Sinclinalio de San Bartolomé, para el Paleoceno Inferior. Este piso en facies flysch tiene su máximo desarrollo superficial en la zona anticlinal de Larrasoña, en la que autores anteriores (MANGIN, 1959) habían considerado que correspondía al Cretácico Superior. En el río Arga se identifica claramente un Thanetiense con *Globorotalia uncinata*, *G. angulata* y un llerdiense con *Globorotalia pseudomenardii* y *G. velascoensis*. El medio de depósito es nerítico, con una profundidad que aumenta en sentido ascendente dentro de la serie.

En el dominio más occidental sólo hay afloramientos en el monte Zaldúa y en la zona Urrizola-Churregui. En el primero, como ya dijimos al hablar del Paleoceno Inferior, se trata de materiales deposicionales ligados al flanco N. del sinclinalio y muy tectonizados, por lo que no ofrecen buenas condiciones de estudio.

Desde Erroz, hacia el O., parece que el tramo que estudiamos vuelve a depositarse. Actualmente no tenemos datos para saber si el profundo hiato que se marca en Ochovi e Izurdiaga es debido a una falta de sedimentación o a un proceso erosivo posterior, aunque es más factible el primer hecho, pues en ningún caso se han encontrado huellas de erosión.

En Urrizola se encuentra ya un Thanetiense-lleidiense con unos 120 m. de espesor, que se desarrolla perfectamente en toda la Sierra de San Donato (Hoja 114). Litológicamente es en esencia distinto a lo que hemos visto hasta ahora, puesto que se trata de un paquete de calizas arcillosas gruesamente estratificadas, con intercalaciones margosas más abundantes en la base. Estas calizas son biomicritas y biopelmicritas de color gris claro. Algunos bancos están formados por calizas de intraclastos algo similares a las descritas en el Montiense de otras zonas. El ambiente de depósito es claramente nerítico externo.

#### 2.5.3.4 Cuisiense

El estudio del Cuisiense debe hacerse considerando dos dominios estratigráficos distintos situados al E. y O., respectivamente, del meridiano de Aristregui. En el primero se desarrollan las facies flysch, mientras que en el segundo los sedimentos son predominantemente margosos y calizos. Este límite es desde luego arbitrario, puesto que el tránsito es gradual y progresivo.

##### 2.5.3.4.1 Cuisiense de la zona occidental ( $T_{22}^{Aa}$ )

A este dominio pertenecen la mayoría de los afloramientos de los cuadrantes de Irurzun y Gulina, donde el Cuisiense ha sido reconocido en el sinclinalio de San Bartolomé (Beorburu), Ochovi, Izurdiaga y Urrizola-Araquil; también en Sarasate y por algunas muestras aisladas para la zona del monte Zaldúa.

Como para los tramos anteriores del Terciario, sigue siendo el flanco N. del sinclinalio de San Bartolomé la zona mejor delimitada por la microfauna.

La potencia es de unos 220 m., con un tramo superior de otros 50 m. que constituyen una zona de tránsito al Luteciense. Consta en su base de calizas arcillosas con algunos niveles detriticos y el resto de margas y arcillas, generalmente siltosas.

Micropaleontológicamente este Cuisiense presenta aquí la siguiente aso-

ciación: *Chilostomella cylindroides*, *Globigerina linaperta*, *Globorotalia aragonensis*, *G. formosa formosa*, *G. rex*.

El medio de depósito es nerítico externo, aunque sin tramo intermedio, con la presencia de foraminíferos bentónicos (Nummulites, Assilina, Discocyclina, etc.); representa un ambiente de menor profundidad, nerítico interno.

Esta facies ocupa todo el núcleo del sinclinalio de San Bartolomé, con ligeras variaciones consistentes en la aparición de diferentes niveles y con distinta intensidad, de tramos turbidíticos. Estos son también abundantes en la zona de Sollaondi, pero hacia el O., a la altura del meridiano de Ochovi, desaparecen totalmente. Es aquí, además, donde el hiato del Maastrichtiense Superior y de la totalidad del Paleoceno-Illerdiense, puede afectar también a la base del Cuisiense. Hacia la mitad del tramo se sitúa la zona de *Globorotalia formosa formosa*, por lo que la zona de *Globorotalia rex*, de existir, quedaría por debajo con un espesor máximo de unos 80 m. (150 m. en Beorburu). Desde luego, no podemos precisar si la reducción de potencia es debida al posible hiato o a una compresión de la serie, pero resulta un fenómeno de gran evidencia, incluso cartográfica. De todas formas el ambiente sedimentario sigue siendo similar al de Beorburu, con una profundidad del medio de unos 150 m.

Al N. de Ochovi, y en las proximidades de Venta Gulina, se han podido reconocer las tres zonas de Globorotalias del Cuisiense, aunque en un corte muy tectonizado que nada puede decírnos en cuanto a espesores.

Junto a esta disminución del espesor de la serie, sea por una u otra causa, resaltan las condiciones especiales de la zona de Izurdiaga, con una representación del Cuisiense litológicamente similar a las anteriores, salvo por la presencia de un marcado carácter flysch en algunas muestras. Consideramos que este tramo representa en el espacio y en el tiempo las últimas manifestaciones, ya débiles, de los aportes turbidíticos que se están produciendo masivamente en el área oriental.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, el corte de Izurdiaga representa las tres zonas de globorotalias de BOLLI con la de *Globorotalia aragonensis*, extraordinariamente desarrollada por su espesor. Ahora bien, es precisamente ésta la peor estudiada, y la potencia puede estar muy falseada.

#### 2.5.3.4.2 Cuisiense de la zona oriental ( $Ta_{22}^{A_2}$ )

Ha sido claramente reconocido en las zonas de Iragui, Uzechi y Esain. Al hablar del Thanetiense-Illerdiense ya hemos indicado como quizás sea también asimilable a este piso el tramo más alto del corte de Ciáurri. Como en ningún caso se ha llegado a cortar el Luteciense, resulta difícil dar datos sobre su espesor. No obstante, es superior a los 500 m., como se ha podido ver en Uzechi, en el flanco N. del anticlinal que allí existe.

Litológicamente este Cuisiense es un flysch de areniscas, margas y calizas.

zas, detríticas generalmente, aunque pueden ser muy finas. En general hay un gran predominio de los tramos margosos, que suelen ser bastante potentes. Las variaciones son frecuentes y, salvo muy localmente, no hay niveles correlacionables.

La microfauna es muy escasa en todos los cortes, aunque este piso se ha podido definir exactamente gracias a la presencia de *Globorotalia formosa formosa* y *G. rex* (BOLLI).

Un corte interesante, donde quedan definidas las características anteriores, es el de Arga. El espesor resulta algo inferior a los 600 m. y existe un hiato o laguna que afecta a su parte inferior, y en concreto a toda la zona de *Globorotalia rex* y probablemente también a parte del llerdiense más alto.

La biofacies es nerítica en conjunto, con predominio de sedimentos depositados en la zona exterior de la plataforma, aunque con intercalaciones de calizas con *Nummulites*, *Alveolina* y *Orbitoídidos* pertenecientes a la zona interior de la plataforma. De ello se desprende cómo el borde de la cuenca, localmente al menos, ha experimentado una movilidad extraordinaria.

Litológicamente queda encuadrada la formación en las generalidades ya expuestas con anterioridad, y se hace patente un predominio de alternancia de margas y margocalizas sobre el flysch «sensu stricto». La microfacies está constituida por calcarenitas que varían de tamaño de fino a medio, con abundancia de glauconita esporádicamente. Según la terminología de Folk, son biopelmicritas.

Este piso queda representado por *Globorotalia aragonensis* y *Globorotalia formosa formosa*, que lo definen exactamente.

#### 2.5.3.4.3 *Cuisiense calcáreo* ( $Tc_{22}^{A_8}$ )

Constituido por calizas arcillosas basales, a veces en gruesos bancos (5 a 6 m.) y alternando con finas pasadas de arcillas calcáreas; presenta una potencia variable de 20 a 50 m. Se ha localizado solamente en la parte occidental de la Hoja, así, en Beorburu, Ochovi, etc. Como fósil más importante se encuentra *Globorotalia rex*.

### 2.5.4 EOCENO MEDIO

#### 2.5.4.1 *Luteciense*

##### 2.5.4.1.1 *Generalidades*

Constituye el tramo más complejo, tanto por sus variaciones litológicas como por el estudio de su fauna, bentónica o planctónica, según zonas. Los límites inferior y superior son casi siempre difusos; ya hemos visto cómo puede haber un tramo de tránsito Cuisiense-Luteciense. Asimismo el paso al Biarritziense es dudoso para un entorno de unos pocos metros, porque

la fauna encontrada no es casi nunca determinativa. Constituye una excepción a lo expuesto, el Luteciense de los valles de Ulzama y Arga.

Resulta casi imposible señalar un corte tipo para este piso, pues lo mismo que el Cisiense, se presenta en dos facies muy distintas: calizas o margosas en el O., y flyschoides en el E., con un tránsito entre ambas perfectamente gradual, y un muy notable aumento de potencia en el mismo sentido, aunque no es progresiva. Entre la zona de los bordes de los diapirós, que corresponden a la de la máxima potencia de las facies calizas, y la de los valles del Ulzama y Arga, que lo son para las flysch, hay un área intermedia de reducido espesor que se extiende entre Ochovi y Belzunce, aproximadamente. Es ésta, además, la que podríamos considerar como de tránsito entre ambas facies.

#### 2.5.4.2 Formación ( $Tc_{21}^{Ab1-Ab2}$ )

Esta formación sólo existe en la parte oriental de la Hoja y se ha estudiado con detalle en el corte de Arga. Consta de 50 m. de calizas grises en bancos masivos, coronadas por unos metros de calizas brechoïdes y a éstas se superponen 200 m. de calizas arcillosas alternantes con niveles margosos, pasando aquéllas a brechoïdes en la parte superior. A veces se intercalan algunos niveles areniscosos, donde se observa gradación; asimismo, frecuentes deslizamientos en las margas (slumps).

La edad de esta formación se define fundamentalmente por la microfauna siguiente: *Alveolina frumentiformis*, *Alveolina munieri*, *Alveolina gigantea*, *Asterodiscus stellaris*, *Globigerina boweri*, *Globorotalia bullbrookii* y *Nummulites laevigatus*.

#### 2.5.4.3 Formación ( $Ta_{21}^{Ab1-Ab2}$ )

Consta esta formación —superpuesta a la anterior— de un flysch de margas y areniscas calcáreas con niveles calizos intercalados y esporádicamente con calizas arcillosas. El conjunto representa una potencia de 320 m.

La microfauna encontrada corresponde a las especies citadas para la formación anterior.

#### 2.5.4.4 Formación ( $Tcm_{21}^{Ab1-Ab2}$ )

Esta formación está situada en la parte suroriental de la Hoja y en el corte de Arga. Consta de unos 40 m. de calizas brechoïdes compuesta fundamentalmente de conchas de *Nummulites*, *Alveolinas*, etc. Destaca en ellas la presencia de deslizamientos sinsedimentarios (slumps). Se han encontrado los mismos microfósiles de las dos formaciones anteriores.

#### 2.5.4.5 Luteciense de las zonas de los diapiros e intermedia ( $T_{22-21}^{Aa-Ab}$ )

El mejor corte natural de la serie se ofrece en la zona de la ermita de la Virgen de Oskia (corte de Izurdiaga), donde tiene una potencia de unos 200 m., o más. El techo y la base son de situación dudosa, por haberse estudiado las muestras en lámina delgada y aquéllas no ser excesivas.

Consta de calizas arcillosas en la base y sobre éstas, calcarenitas masivas biostrómicas. Una rápida visión de estas rocas al microscopio nos las ha mostrado como esparitas (intrabiosparitas, biosparitas) no excesivamente bien lavadas y con un alto contenido de cuarzo, tamaño limo para los términos inferiores y arena, incluso, para los superiores. Resulta, asimismo, la gran cantidad de algas o fragmentos de algas. La microfauna encontrada es de todas formas escasa. Se puede citar:

*Ammobaculites*, *Asterodiscus stellaris*, *Discocyclina*, *Eorupertia magna*, *Fabianina casis*, *Orbitolites complanatus*. El medio de depósito de estos materiales es nerítico interno, con una profundidad de unos 40-60 m. a juzgar por el carácter de las calizas estudiadas.

Las formaciones calizas del valle del Araquil cambian muy rápidamente de facies y en unos 3 km. han reducido notablemente su espesor. Así, en Ochovi, sólo hay unos 10 m. de calizas correspondientes al tramo más bajo del Luteciense. Se han encontrado, aparte de foraminíferos, como los de la zona anterior, otros más determinativos, como son:

*Globigerina yeguaensis*, *G. senni*, *Globorotalia spinulosa* y *Globigerapsis index*.

En cuanto al medio de depósito para las calizas, es idéntico al del corte de Izurdiaga y para las margas puede pensarse en una profundidad de unos 100 m.

Esta descripción estratigráfica es válida, con ligeras variaciones, hasta Belzunce, aproximadamente. A partir de este punto y hacia el E. hay un cambio lateral a facies más arcillosas, cuyas características se exponen en la formación siguiente.

#### 2.5.4.6 Luteciense Inferior-Medio ( $T_{21}^{Ab1-Ab2}$ )

La columna denominada Anoz indica las condiciones estratigráficas correspondientes a esta serie.

Litológicamente está constituida por una alternancia de calizas y margocalizas con finas intercalaciones margosas. Con frecuencia en las calizas se presentan indicios de glauconitas y limonita. Basándose en la clasificación de Folk, las calizas anteriores se definirían como biointramicritas.

La potencia de este tramo oscila alrededor de los 400 metros.

La datación se basa en los mismos ejemplares, ya citados en apartados anteriores.

La biofacies es generalmente marina nerítica de la zona exterior de la plataforma, con intercalaciones de la zona interior (tramos calizos con Nummulites, Alveolinas, Asterodiscus, etc.). La profundidad del mar debió oscilar entre los 150 y los 40 m., de donde se desprende la movilidad del borde de la cuenca en este punto.

Más al E., en las proximidades del río Ulzama, y posteriormente en el Arga, la serie cronoestratigráfica anterior se escinde en cuatro formaciones mediante un cambio lateral de facies. Tres de ellas corresponden a ( $Tc_{21}^{Ab1-Ab2}$ ), ( $Ta_{21}^{Ab1-Ab2}$ ) y ( $Tcm_{21}^{Ab1-Ab2}$ ), ya estudiadas con anterioridad. Respecto a la cuarta, en las proximidades del río Arga, conserva la litología de la serie inicial, pero con modificación en cuanto a la disposición de sus capas y así aumenta la potencia de los episodios margosos; de la misma manera, el conjunto experimenta un engrosamiento considerable, y aquí representa una cantidad de unos 650 m.

Todas las formaciones del Arga, por su biofacies, definen un ambiente nerítico exterior de plataforma con episodios de interior, sin duda alguna, como consecuencia de grandes deslizamientos de barras calizas con Nummulites, Alveolinas, etc., situados inicialmente en zonas más próximas al borde de la cuenca, deslizamientos (slumps) que han sido detectados en varios puntos.

#### 2.5.4.7 Luteciense del Sinclinorio de San Bartolomé ( $Tcf_{21}^{Ab1-Ab2}$ )

Los afloramientos lutecienses de esta zona, que ocupan a modo de sombrero de la serie margosa del Cuisiense, los altos de San Bartolomé y San Gregorio, son los más septentrionales de toda la Hoja. Por sus características litológicas se trata de una serie muy distinta de las descritas hasta ahora, con un tramo margoso basal de 40 m., y otro superior calcáreo muy desarrollado de 150 m. La importancia de estas dos unidades quedará puesta de manifiesto al hacer las interpretaciones paleogeográficas.

Microfaunísticamente se caracteriza por la presencia de: *Alveolina cf. tenuis*, *Asterodiscus stellaris*, *Nummulites cf. laevigatus*, y otros.

Por la presencia de *Alveolina cf. tenuis* en las muestras más altas de la serie de Beorburu, podemos decir que el tramo no pasa del Luteciense Inferior-Medio, ya que esta especie caracteriza únicamente a este subpiso.

En cuanto al ambiente de depósito, aunque en conjunto puede considerarse como nerítico interno, hay una disminución de la profundidad del medio en sentido ascendente; efectivamente, en las primeras muestras se encuentran coexistiendo foraminíferos planctónicos y bentónicos, y otros ejemplares como los Briozos, de aguas someras, mientras que en las más altas los planctónicos son muy escasos en relación con los bentónicos y las algas y briozos están casi constantemente presentes.

#### 2.5.4.8 Luteciense Medio-Superior ( $T_{21}^{Ab2-Ab3}$ )

En la parte central de la Hoja, hacia el meridiano de Anoz, se observa cómo litológicamente está constituido por alternancia de calizas y margocalizas con pasadas margosas de pequeño espesor.

El conjunto tiene una potencia de 130 m.

La biofacies es generalmente marina nerítica de la zona exterior de la plataforma con episodios intercalados de la zona interior (tramos calizos con *Nummulites*, *Alveolinus*, *Asterodiscus*, etc.). La profundidad del mar debió oscilar entre los 150 y los 40 m., y es muy probable que la plataforma oscilase en este punto de manera análoga a lo que le ocurrió en el Luteciense Inferior.

La microfauna determinativa de este piso es la siguiente: *Alveolina prorecta*, *Globigerapsis kugleri*, *Globorotalia centralis*, *Porticulasphaera mexicana* y *Truncorotaloides topifensis*.

Hacia el E. la facies experimenta variación progresiva, intensificándose los episodios margosos y disminuyendo la litofacies caliza en la serie alterna. En cuanto a espesor del conjunto, se hace patente un engrosamiento también progresivo. Ambos hechos quedan reflejados en la columna denominada Arga, donde se observa cómo litológicamente queda constituido este piso por un complejo margocalizo y alternativamente aparecen numerosos niveles margosos y de forma esporádica, calizos e incluso calizo-arenosos. La serie presenta en este punto una potencia de 800 m. También en este caso la biofacies es marina nerítica de plataforma exterior con intercalaciones de niveles calizos correspondientes a interior. La presencia de «slumping» en numerosos puntos, indica deslizamiento subacuático de las barras calizas, lo que justifica aquellos resultados.

En cuanto a microfacies, presenta caracteres de calcarenitas gruesas, en general, y según la clasificación de Folk son biointramicritas y biopelmicritas en la base; en el resto está constituido por biomicritas con matriz recristalizada.

Presenta microfauna similar a la ya citada, y como novedad ejemplares de: *Globorotalia laheneri*, *Catapsydrax echinatus*, *Asterodiscus stella*, *A.stellatus*.

#### 2.5.4.9 Biarritziense

##### 2.5.4.9.1 Generalidades

La sedimentación eocena culmina, dentro del ámbito de esta Hoja, con la aportación de materiales de esta edad, que cubren una gran parte de la mitad meridional de la misma. Idénticamente que para el Luteciense, pueden distinguirse dos dominios, según las características de los materiales: uno

occidental, con predominio de los materiales margosos, que localmente pueden ser calizos, y otro oriental, en el que el Biarritziense está representado en su base por calcarenitas y calizas arcillosas, a las que se superponen episodios de naturaleza flyschoide con predominio margoso y como suprayacente una formación netamente margosa con alguna intercalación de calizas arenosas.

#### 2.5.4.10 Formación ( $Tc_{22}^{Ab}$ )

Es un cambio lateral de facies de la formación siguiente ( $T_{22}^{Ab}$ ). Ha sido reconocida en la zona de la Ermita de la Virgen de Oskia y en Ochovi. En la primera (corte de Izurdiaga) el Biarritziense presenta un tramo calizo basal, litológicamente similar al del Luteciense y constituido por calizas biostrómicas, con 150 m. de potencia.

Se ha encontrado: *Alveolina cf. elongata*, *A. fragilis*, *A. cf. fusiformis*, y *Truncorotaloides rohri*. Con ello el Biarritziense queda perfectamente caracterizado por los tres tipos de Alveolinas presentes. Por otro lado, *Truncorotaloides rohri* define el techo del piso, por lo que su presencia hace pensar que se ha alcanzado ese nivel, pero sin que se haya podido comprobar que el tramo siguiente sea ya Eoceno Superior, o sigue perteneciendo a la zona de dicho fósil; lo mismo ocurre en Ochovi.

En cuanto a las facies de la serie representada en el corte de Izurdiaga, hay que señalar un aumento de la profundidad del medio desde una facies nerítica interna, para el tramo calizo, a otra de tránsito, a la externa para el margoso. Esta segunda es la que se da en Ochovi y más al E., sin que se produzcan depósitos más someros.

En el borde del diapiro de Anoz, la serie de Ochovi adquiere características especiales y no es homogénea. La intercalación de tramos duros, que pueden ser turbidíticos en algunos casos, es mayor y en conjunto adquiere un aspecto parecido al tramo de tránsito entre las facies calizas y las margosas de Izurdiaga, como si éste se hubiera desarrollado ampliamente.

#### 2.5.4.11 Formación ( $Ta_{22}^{Ab}$ )

Esta formación constituye un cambio lateral de facies de  $Tc_{22}^{Ab}$  y está formado por margas y arcillas. Resulta muy difícil obtener la potencia y se ha datado teniendo en cuenta su posición estratigráfica respecto a ( $T_{22-21}^{Aa-Ab}$ ), muy similar a la ya citada ( $Tc_{22}^{Ab}$ ).

#### 2.5.4.12 Biarritziense ( $T_{22}^{Ab}$ )

En la parte occidental de la Hoja (corte de Izurdiaga) esta formación está constituida por margas. Hacia el E., y en las proximidades de Anoz, la

serie comienza con 20 m. de calizas sobre las que descansan 200 m. de margas, coronadas por unos metros también calizos. En la parte más oriental, sobre el valle del río Arga, yacen 300 m. de calizas arcillosas y margas, a las que se superponen 150 m. de facies margosas con finas pasadas calcareníticas.

Queda datado este piso por la microfauna siguiente: *Alveolina elongata*, *A. fragilis*, *A. fusiformis*, *Nummulites striatus*, *Catapsidrax unicavus*, *Globigerina parva* y *Globigerapsis semiinvoluta*. Litología y microfauna definen un ambiente sedimentario nerítico exterior de plataforma, con intercalaciones de interior.

#### 2.5.4.13 Biarritziense ( $Tm_{22}^{Ab}$ )

La separación cartográfica de este nivel obedece a un criterio litológico más que cronoestratigráfico, pues es posible que en algunos puntos de la Hoja, para esta facies, se alcance el Eoceno Superior. Dicha formación está constituida por margas gris-azuladas, que se han denominado como «margas de Pamplona».

Dentro de la Hoja se puede estimar un espesor mínimo de 450 m. Respecto a la datación se han reconocido los mismos ejemplares ya citados en el tramo anterior ( $T_{21-22}^{Ab3-Ab4}$ ). El ambiente sedimentario es nerítico interior de plataforma.

#### 2.5.4.14 Biarritziense ( $Tcr_{22}^{Ab}$ )

Esta formación corresponde a un cambio lateral de facies de la anterior. Consta de una alternancia de calizas arenosas con margas que en el Arga representan unos 8 m. de potencia.

Destaca su discontinuidad junto con la disposición en «relevo», así como la variación de espesor de los niveles calizos-arenosos; en San Cristóbal alcanza 20 m. en bancos de 2 m. y con una bien definida estratificación.

Se han determinado ejemplares microfaunísticos de *Catapsidrax unicavus*, *Globigerina parva* y otros menos importantes. El ambiente sedimentario tiende a facies costeras en lo que respecta a las calizas y dada su intercalación entre otras neríticas, puede pensarse en su relación con corrientes de turbidez pese a no haberse encontrado en ellas manifestaciones claras de este fenómeno.

### 2.6 CUATERNARIO

#### 2.6.1 TRAMO CARTOGRAFICO $O_{Tl}$ (TERRAZAS SUSPENDIDAS)

Se ha podido cartografiar en algunas zonas terrazas antiguas, aunque no se ha llevado a cabo ninguna datación cronológica. Quizá las más espectacu-

lares, aunque no de gran extensión, corresponden a los ríos Larraun y Baburua, en la parte NO. de la Hoja. Restos de una antigua terraza entre 10 y 25 m. por encima del actual nivel del río, bordean el trazado actual. Es particularmente expresivo el trazado meandriforme en que se asienta el pueblo de Urriza. Cabe pensar en la posibilidad, para esta zona, de un rápido descenso del nivel de base, que podría ser debido a una brusca apertura (quizá por fenómenos cársticos) del paso de las Dos Hermanas, que es actualmente la salida de las aguas.

El río Araquil, al O. de la Hoja, también desarrolla terrazas suspendidas, como lo hace en todo el valle de la Barranca, colindante al O.

No son, en general, de gran espesor (2-5 m.) y están formadas por gravas (cantos de caliza, en el Araquil, calizas, ofitas y areniscas en el norte), arena y limos.

#### 2.6.2 TRAMO CARTOGRAFICO $O_{T_2}$

Este tramo cartográfico corresponde a las actuales terrazas de inundación de los principales ríos de la Hoja. No son, en general, de gran extensión, dado el curso relativamente alto de estos ríos. Las más desarrolladas corresponden al río Araquil (proximidades de Irurzun) (4-5 m.), Ulzama y Mediano (con potencias del orden de 3 m.), Juslapeña y Arga.

Los materiales constituyentes son gravas, de diferente naturaleza litológica, arenas, limos y arcillas.

#### 2.6.3 TRAMO CARTOGRAFICO $Q_L$

Corresponde esta formación reciente a los derrubios de ladera, que quedan reducidos casi exclusivamente al interior del diapiro de Ollo en la parte suroccidental de la Hoja. Constan de cantos calizos, angulosos, de diversos tamaños y poco consolidados.

#### 2.6.4 TRAMO CARTOGRAFICO $Q_C$

Este tramo se refiere a los glacis que tienen escasa difusión en la Hoja y pequeña extensión. Están constituidos por algunos cantos angulosos calizos, y englobados por abundante matriz arcillosa.

### 3 PETROLOGIA

#### 3.1 ROCAS IGNEAS

Como única representación de las rocas ígneas están las «ofitas». Este término ha venido aplicándose desde hace tiempo a las rocas volcánicas bá-

sicas, generalmente en relación con fenómenos de diapiro, muy abundantes en el norte de España. Su denominación no implica una especie petrológica determinada, sino que abarca toda una familia de rocas, por lo que su composición puede variar de un afloramiento a otro.

Las muestras estudiadas (diapiro de Echalecu-Zarranz) corresponden a diabasas de color verde oscuro, con textura ofítica y formadas por grandes placas xenomórficas de piroxeno monoclinico (augita), que engloban cristalillos tabulares de plagioclasa; intersticialmente y en pequeña cantidad se encuentra pistacita, mineral metálico (posiblemente magnetita y/o titanomagnetita), apatito y mica blanca. El grado de alteración es débil y sólo presenta ligera uralitización en los bordes del piroxeno y sausuritización en la plagioclasa.

Es de resaltar la alteración que se produce frecuentemente en los afloramientos de ofitas a través de grietas de tensión. Una amplia zona (0,5 m.) que rodea la diaclasa presenta un aspecto externo muy diferente, con cambios en el color y textura de la roca, donde sobresalen grandes porfidoblastos. En las rocas de esta zona, al microscopio, se reconoce una textura subofítica, con grandes cristales alotriomorfos de plagioclasa fuertemente sausuritizada y de anfíbol verde claro precedente de la transformación del piroxeno, del cual aún se conservan restos. Hay también pistacita en agregados de cristales anhédricos, magnetita en formas ramificadas, cuarzo intersticial y clorita y biotita escasas.

En algunos casos, cuando las diaclasas son lo suficientemente abiertas tiene lugar una cristalización del cuarzo y la epidota en grandes cristales, ocupando las paredes internas de la fractura. Al microscopio la roca transformada presenta textura porfídica y está compuesta por grandes cristales de anfíbol verde claro (actinolita), rodeados por, e incluyendo pequeños y abundantes cristales de pistacita que han reemplazado por completo a la plagioclasa y que acompañan a las vetas de cuarzo.

Estos fenómenos de alteración de la ofita, que no son exclusivos de esta Hoja, sino frecuentes en la región, deben interpretarse en conexión con el proceso de metamorfismo ácido que ha afectado especialmente a las series calizas y dolomíticas del Jurásico y Cretácico Inferior, unos kilómetros al N. de la Hoja («Nappe de Marbres») y que se describen más detalladamente en la Memoria de la Hoja de Sumbilla (25-06).

El problema de la edad de las ofitas se ha planteado repetidamente. Así, ADAN DE YARZA (1882) las consideró terciarias y, posteriormente, por la conexión entre los afloramientos de ofitas y las arcillas del Keuper, se consideraron de edad Keuper (STUART-MENTEATH-PALACIOS), citados por EWERT, 1964). LAMARE (1936) le atribuye una edad infraliásica porque él considera contemporáneas la efusión básica y la presencia de horizontes de tobas ofíticas (tuf ophitique) de formaciones de esta edad.

El estudio de estos niveles tobáceos o brechoídes de ofita, así como el

de los fenómenos de metamorfismo que tienen lugar en el Jurásico al N. de esta Hoja, ha llevado a EWERT (1964) a considerar para las ofitas una edad posterior al Infralías y anterior al Malm. Su argumentación se basa principalmente en estos puntos:

— Regionalmente han tenido lugar dos metamorfismos diferentes en edad y causas. Hay que distinguir entre:

- a) El metamorfismo de la «zona de mármoles» que afecta al Jurásico y Cretácico Inferior. Es de edad Albiense y posterior a las ofitas, ya que conglomerados del Albiense contienen cantos de ofitas.
- b) El metamorfismo de las zonas meridionales, menos intenso, que afecta especialmente al Infralías, incluyendo los niveles de tobas volcánicas, y que se relaciona con la salida de un magma básico. Cantos de mármoles debidos a este metamorfismo se encuentran también, junto con las ofitas, en los conglomerados Albienses. La edad de este metamorfismo estaría entre el Lías Inferior y el Cretácico Inferior.

La erupción de las ofitas se correspondería, pues, en edad con el metamorfismo más reciente, y sería posterior a los horizontes tobáceos interstratificados en el Lías más bajo.

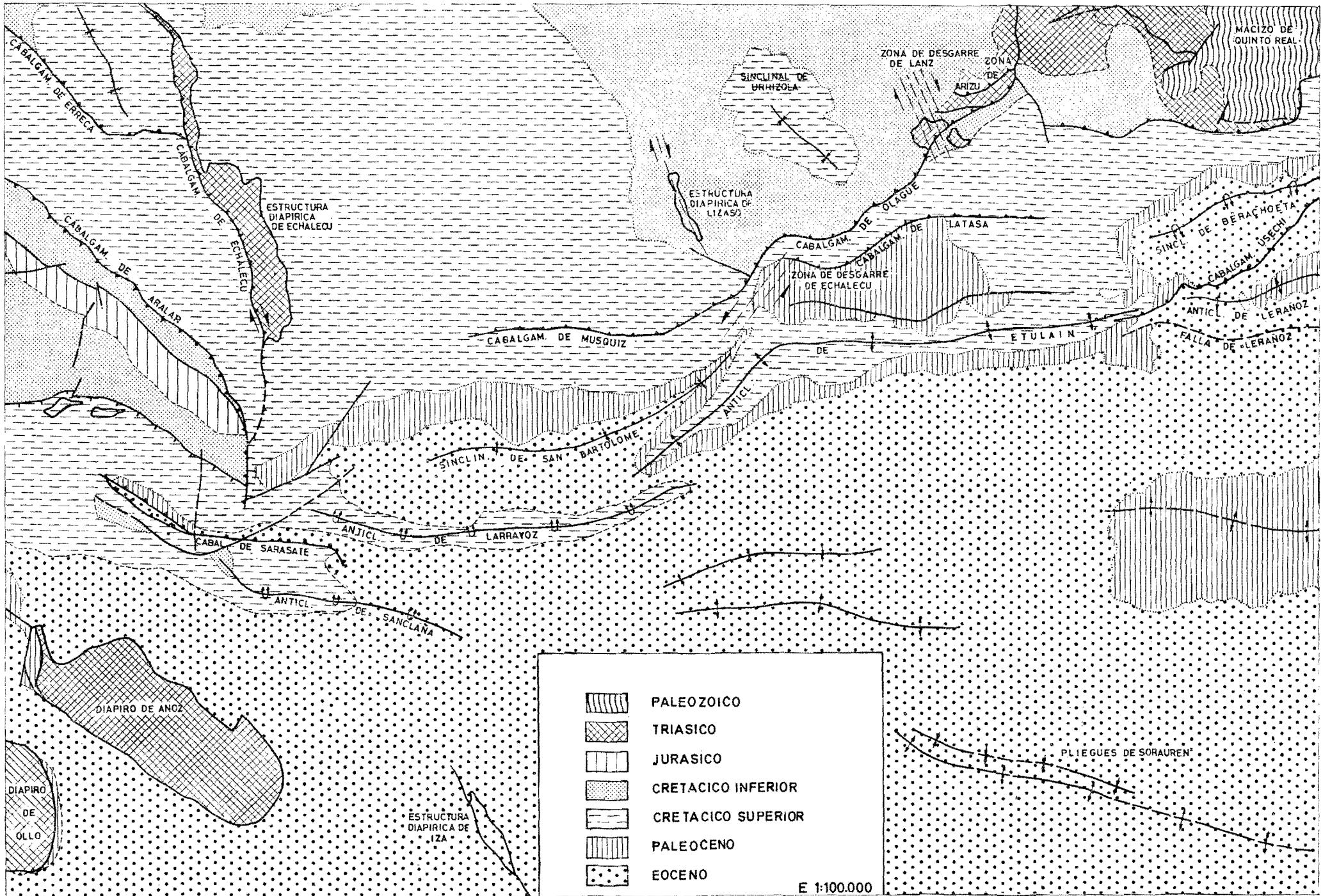
La existencia de las arcillas del Keuper ofreció al material volcánico la posibilidad de procurarse el espacio necesario, y por eso se encuentran hoy los afloramientos ofíticos acompañados de los del Keuper.

## 4 TECTONICA

### 4.1 INTRODUCCION

La Hoja de Gulina es, dentro de Navarra, una de las que contiene un mayor número de accidentes tectónicos, que afectan a una serie estratigráfica que va desde el Carbonífero al Eoceno Medio.

Desde la orogénesis Hercínica hasta la Pirenaica, diversas etapas de plegamiento y deformación han actuado sobre estos materiales, donde la diversidad litológica (con un papel especial desempeñado por los niveles arcilloso-yesíferos del Keuper), los cambios bruscos de facies y potencias, etc., han condicionado una tectónica variada y, en muchos casos, confusa. Por eso el objetivo de este capítulo debe ser el presentar, siquiera someramente, los accidentes más importantes, considerar su edad y establecer, dentro de lo posible, una cronología que relacione a todos ellos. Estudiaremos, en primer lugar, la tectónica en los materiales prehercínicos y, posteriormente, la tectónica de las series mesozoicas y terciarias.



ESQUEMA ESTRUCTURAL

Figura 4

## **4.2 TECTONICA PREHERCINICA**

Los únicos materiales antehercinicos de esta Hoja corresponden a una unidad litoestratigráfica datada como del Namuriense al Westfaliense, sobre la que se disponen, en discordancia, sedimentos Triásicos. Pertenece al llamado Macizo de Quinto Real y de los datos estratigráficos y tectónicos de este macizo (estudiado especialmente en la Hoja de Valcarlos, 26-06), puede deducirse que la orogénesis paleozoica es de edad astúrica, ya que no se encuentran en ninguna parte plegamientos antenamurienses aunque hayan existido algunos movimientos epirogenéticos durante el Devónico y Carbonífero. Los primeros niveles discordantes sobre una serie continua de sedimentos, bioestratigráficamente comprobada casi en su totalidad, pertenecen al Stephaniano que se deposita en pequeñas cuencas. Posteriormente el Pérmico y el Triásico (como es visible en esta Hoja) se disponen igualmente discordantes sobre el zócalo paleozoico plegado.

En la zona que nos ocupa no aparece ninguna estructura ni rasgo estructural importante dentro del Paleozoico, donde la tectónica hercínica se manifiesta especialmente en forma de pliegues de pequeño tamaño en general, acompañados de esquistosidad. El estudio detallado de estos pliegues ha llevado a considerarlos dentro de dos etapas diferentes de deformación. Una primera fase, caracterizada por pliegues de dirección N-S., con fuerte vergencia al O. y acompañada de una esquistosidad de plano axial ( $S_1$ ), está afectada por una segunda etapa de deformación más reciente, con desarrollo de otra esquistosidad más amplia ( $S_2$ ) de dirección aproximada NO.-SE., así como pequeños pliegues transversales. En resumen, y siguiendo a H. F. KRAUSSE (1974), la tendencia regional de los pliegues, cabalgamientos y fallas inversas en el Macizo de Quinto Real es NO.-SE., aunque la tendencia local en algunas partes es N-S. (NNO.-SSE.).

El Paleozoico aparece cabalgando hacia el S. sobre materiales mesozoicos a través de una falla inversa de gran extensión y dirección general E-O.

## **4.3 ESTRUCTURAS POSTHERCINICAS**

La existencia en esta Hoja de muy numerosos accidentes tectónicos, nos aconseja la inclusión de un mapa a escala 1/100.000, donde aparecen las principales estructuras con su correspondiente denominación (fig. 4). Esto nos ahorra la descripción detallada y la localización exacta de cada una de ellas, imposibles, por otra parte, de representar en el esquema 1/250.000 de la Hoja.

De acuerdo con su significado dentro del proceso tectónico, se han agrupado en varios apartados, que describiremos sucesivamente, sin que el orden implique ninguna relación cronológica.

#### 4.3.1 ESCAMAS TECTONICAS DE LA ZONA DE ARIZU

En el límite O. del Macizo de Quinto Real aparece el Triásico (Bunt, Muschelkalk, Keuper y ofitas) en forma de escamas separadas por fallas inversas, de dirección general ONO.-ESE., con vergencia hacia el S. Estas estructuras están recubiertas discordantemente por el Cretácico Inferior, por lo que son anteriores a las orogénesis pirenaicas y probablemente, de acuerdo con K. EWERT (o. c.), de edad austriaca, revelando una tectónica de contracción de N. a S., similar a la que puede encontrarse en áreas próximas (Hoja de Sumbilla).

En esta misma zona puede verse cómo el Muschelkalk cabalga al Cretácico Inferior y algo más al S. (cabalgamiento de Olagüe) al Cretácico Superior, con direcciones sensiblemente paralelas y la misma vergencia. Estas estructuras son ya consecuencia de los movimientos pirenaicos.

#### 4.3.2 CABALGAMIENTOS Y PLIEGUES DE DIRECCION E.-O.

Se engloban aquí una serie de cabalgamientos y pliegues que ocupan especialmente la parte central y meridional de la Hoja y que tienen algunos caracteres comunes, junto con ciertas diferenciaciones.

Características comunes son la dirección, que está sisempre entre E.-O. y NO.-SE. y, en algunos de ellos, una clara vergencia al S. Otros pliegues, sin embargo, son aproximadamente simétricos.

Como cabalgamientos más importantes tenemos, en primer lugar, el *cabalgamiento de Olagüe* que en la parte O. pone en contacto el Paleozoico y Triásico con el Cretácico Superior, y es continuación de la gran falla inversa de Roncesvalles, que se extiende sin variar sensiblemente de dirección más de 25 km. hacia el O. En las proximidades del pueblo de Olagüe toma una dirección NO.-SE. y termina en la estructura diapírica de Lizaso. En diversos puntos aparece jalónado por pequeños afloramientos de Keuper y ofitas, y en general el labio S. aparece invertido, a veces muy fuertemente. Una posible prolongación de esta estructura puede considerarse el *cabalgamiento de Musquiz*, que tiene lugar entre formaciones muy similares en litología y en edad (Cretácico Superior), por lo que es difícil una exacta delimitación. En cualquier caso el salto va siendo cada vez menor y probablemente se amortigüe hacia el E.

Aproximadamente paralelos y de idéntica vergencia son los cabalgamientos de *Usechi* y de *Latasa de Ulzama*. El de *Usechi*, en la parte occidental de la Hoja, está muy bien marcado por la morfología y viene a ser la continuación, por acentuamiento de la compresión, del *anticlinal de Etulain*.

El *cabalgamiento de Latasa* marca el límite N. de una zona muy compleja tectónicamente, con pequeños cabalgamientos del mismo sistema y fallas transversales, y afloramientos del Keuper.

En la parte occidental la zona de *cabalgamientos de Sarasate*, afectada además por otros accidentes, viene a marcar la continuación de este tipo de estructuras.

Paralelamente a los cabalgamientos se desarrollan una serie de pliegues también con ejes de dirección general E.-O. Cabe diferenciar aquellos que aparecen invertidos, siempre con vergencia hacia el S., como el *sinclinal de Berachoeta*, o los *anticlinales de Larrayoz y de Sandaña*, o las zonas de pliegues de *Esain a Imbuluzqueta*, de los que no presentan una vergencia bien marcada, como el *sinclinal de San Bartolomé, pliegues de Sorauren*, etc.

El análisis estructural en esta zona de pliegues y cabalgamientos (SOLER y otros, 1972) y en áreas vecinas permite llegar a la conclusión de que estas estructuras se han desarrollado a lo largo de dos estadios de deformación diferentes. En un primer estadio se han formado, con una dirección general E.-O., una serie de pliegues de diferente envergadura a los que acompaña localmente una esquistosidad de plano axial, únicamente apreciable en la parte nororiental de la Hoja y especialmente asequible en la carretera de Pamplona a Eugui, en la vecina Hoja de Garralda, en su sector más próximo al borde oriental de esta Hoja. A este estadio de deformación habría que relacionar los pliegues que no presentan vergencia clara al S. (sinclinal de San Bartolomé, anticlinales de Etulain, de Leranoz, de Sorauren, etc.). En un segundo estadio de deformación se acentúan algunas de las estructuras que se presentan ahora con una fuerte vergencia hacia el S. (caso del anticinal de Larrayoz), y se producen los cabalgamientos mencionados.

Son verdaderamente espectaculares, en el borde NE. de la Hoja, las estructuras a que da lugar la superposición de estos dos estadios, especialmente en la serie del Paleoceno, en que alternan calizas y margas. La esquistosidad S, aparece deformada; en favor de las capas margosas se producen deslizamientos entre capas, dentro de estructuras del estadio uno, etc.

Ambos estadios de deformación responden a una compresión N.-S., actuando prácticamente en la misma dirección pero con variaciones de intensidad a lo largo de diferentes períodos orogénicos.

#### 4.3.3 ESTRUCTURAS TRANSVERSALES

Especialmente en la mitad N. de la Hoja se encuentra una serie de estructuras transversales a la dirección general E.-O., que encontrábamos para los pliegues y cabalgamientos que acabamos de mencionar. Algunas de estas estructuras habían sido ya puestas de manifiesto en trabajos anteriores (especialmente VOLTZ, o. c., y EWERT, o. c.), de los que conservaremos sus denominaciones. Otras son el resultado del análisis tectónico ya citado (SOLER et al.) y se relacionan directamente con el estadio segundo de compresión.

En síntesis, se puede afirmar que los empujes se resuelven, en determi-

nadas zonas, en una serie de desgarres y zona de desgarres que originan una compartimentación del área que nos ocupa. Así, de O. a E., tenemos, en primer lugar, la *falla de Echalecu*. Se trata de una falla de desgarre dextrógira de dirección NNO-SSE., con una importante componente de cabalgamiento hacia el O., acompañada por un extenso afloramiento del Keuper, que no sólo jalona la mayor parte de su trazado, sino que se extiende considerablemente entre Echalecu y Zarrazn. En sus proximidades se desarrollan pequeños pliegues verticales. Entre esta falla y el *cabalgamiento de Aralar* queda una zona triangular afectada a su vez por el *cabalgamiento de Erreca*, con vergencia S. y O., también con salida de Keuper, probablemente anterior y cuya actual disposición ha quedado influida tanto por la falla de Echalecu como por el *cabalgamiento de Aralar*.

Otras dos zonas de desgarre transversales han sido puestas de manifiesto (SOLER et all., o. c.) en la mitad oriental de la Hoja, sin que en cartografía puedan apreciarse tan netamente como en el caso de la falla de Echalecu. Se trata de la *zona de desgarre de Lanz*, dextrógira, de dirección N. 160 E., y la *zona de desgarre de Gascue*, levógira, que hace girar los ejes de los pliegues de E.-O. a N. 30 E. Ambas zonas forman un sistema conjugado de resultas de la compresión N.-S., correspondiente al segundo estadio de deformación.

Entre la falla de Echalecu y este sistema queda una zona de pliegues amplios. El Cretácico Superior flysch forma una serie prácticamente monocinal hacia el S., con algunas suaves estructuras en las proximidades de las fallas. La única discontinuidad importante la forma la *estructura diapírica de Lizaso*, donde el Keuper ha perforado un suave anticlinal. La estratigrafía muestra que durante la deposición del Cretácico Superior movimientos halocinéticos habían empezado a manifestarse, incluso con extrusión de material diapírico, constituyendo zonas de debilidad mecánica, en las que se sitúan los desgarres.

En la mitad meridional el único accidente transversal es el constituido por la *estructura diapírica de Iza*. El hecho de haberse efectuado tres sondeos de gran profundidad en sus proximidades ha dado lugar a diversas interpretaciones, desde RIOS (1948) al referido análisis estructural de SOLER et. all. Para RIOS se trata de una lámina diapírica inclinada al NE., creadora ella misma de la estructura, y no de una salida del Keuper aprovechando un accidente tectónico. La interpretación de SOLER et all., o. c., implica, por el contrario, la existencia en esta región de un alto fondo triásico con anterioridad al Cretácico Superior, que se situaría probablemente sobre el borde E. del país jurásico, y que se ha transformado durante el estadio dos en una falla de desgarre dextrógira con componente de cabalgamiento hacia el O., a través de la cual se ha inyectado el Trías.

#### 4.3.4 DIAPIROS DE ANOZ Y OLLO

El primero de ellos ha sido descrito por KIND (1967). Tiene amplias dimensiones ( $6 \times 2$  Km.) y se sitúa sobre un anticlinal de rumbo NO.-SE.; está en contacto con capas paleocenas y eocenas, que en el flanco noreste tienen una inclinación de hasta  $60^\circ$  y en los demás bordes se presentan verticales e incluso invertidas. En el borde sureste, especialmente, hay fallas radiales; sólo en el borde noreste hay fallas concéntricas. Al suroeste existe una superficie de cabalgamiento con vergencia en esta dirección y que se manifiesta en diversos puntos próximos a Anoz.

La ausencia de sedimentos del Paleoceno Superior y Cuisiense en los contornos del diapiro, indica la existencia de un hiato estratigráfico que probablemente sea debido a causas tectónicas, sin más que considerar la existencia de aquellos materiales tanto al norte de dicho diapiro como al sur, en el de Ollo.

La posición del diapiro de Anoz coincide con un anticlinal y es dudoso establecer cuál condicionó al otro. Si parece evidente que el diapiro influyó sobre los sinclinales situados al norte y al sur en su época perforante imprimiendo un mayor buzamiento a sus flancos; sobre el último también actuó el diapiro de Ollo. Respecto al primer sinclinal se observa cómo queda roto por el diapiro.

El diapiro de Ollo sólo muestra su mitad oriental dentro de los límites de la Hoja y se observa aquí su forma semicircular, una posición vertical en los estratos y algunas fallas radiales.

#### 4.3.5 EL CABALGAMIENTO DE ARALAR

Constituye la terminación hacia el E. de la Sierra del mismo nombre. A lo largo de una falla de dirección NO.-SE. a N.-S., el Cretácico Inferior cabalga sobre el Cretácico Superior de facies flysch. Es, por tanto, la única estructura con vergencia N. y es difícil su correlación cronológica con las anteriormente descritas. En esta Hoja, este cabalgamiento presenta algunas peculiaridades con respecto a su prolongación al O. La más importante es la inversión general del borde cabalgante con desarrollo de una esquistosidad de plano axial en los tramos margosos del Jurásico. Por otra parte, se encuentra entre el Jurásico invertido y el flysch Cretácico Superior cabalgado, un paquete de calizas recristalizadas del Cretácico Inferior que se interpreta como un resto del flanco N. del anticlinal, que por un aumento de la compresión habría dado lugar al cabalgamiento. Mientras que en la terminación oriental de la Sierra están presentes ambos flancos, hacia el E. puede verse que el flanco N., primero se invierte y luego se va laminando hasta casi desaparecer. En esta Hoja y coincidiendo con la inversión parcial

de las capas aflora esta escama en considerable extensión. Pueden verse, por tanto, al igual que en las estructuras ya descritas, dos estadios de deformación. El primero, que ha dado lugar al cabalgamiento, y el segundo, que origina la inversión y la aparición de la esquistosidad, con clara vergencia S. El porqué de la vergencia N. de la primera etapa es posible que, como señalaba LAMARE (1936), se deba a la fuerte diferenciación mecánica a que da lugar el desarrollo hacia el S. de las potentes formaciones de calizas urgonianas y los mayores espesores del Jurásico. Esto determinaría, ante una compresión N-S., un cabalgamiento de las áreas más rígidas hacia las menos rígidas.

El borde S. de la Sierra de Aralar lo forma una falla normal de trazado variable que hunde el bloque S. y pone en contacto los términos altos del Cretácico Superior con las calizas arrecifales del Albiense.

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

### 5.1 CICLO HERCINICO

La sedimentación del tramo paleozoico marca el comienzo de la historia geológica de esta Hoja. Estos niveles de grauwacas y esquistos alternantes, que constituyen la única representación del Paleozoico, marcan la etapa final de un proceso sedimentario ininterrumpido desde el Ordovícico hasta el Westfaliense. La alternancia de tipo flysch de grauwacas y esquistos, con esporádicos bancos de conglomerados, que forman el tramo cartografiado, sucede a la potente serie carbonatada del macizo de Quinto Real. Con esta formación, de facies «culm», se llega a una uniformidad en todo el ámbito regional, como lo indica la similitud de facies de este tramo tanto en el Macizo de Quinto Real como en el vecino de Cinco Villas (al NO. de la zona estudiada). De acuerdo con los estudios regionales (ver especialmente REQUADT, 1971, y KRAUSSE, 1973) se llega a la conclusión de que los depósitos paleozoicos más que un engeosinclinal se han formado en un *mio-geosinclinal*, que en algunas épocas (Devónico Inferior, por ejemplo) se comportó como un mar nerítico móvil. Los principales argumentos para esto son la ausencia de magmatitas iniciales, el relativamente bajo espesor total del Paleozoico y el débil metamorfismo únicamente existente.

Todo este edificio Paleozoico se ha plegado, por primera vez, durante la orogénesis hercínica, y, concretamente, en la *fase astúrica*, ya que es entre el Westfaliense y el Estefaniense donde tiene lugar la discordancia más neta. Como puede verse en áreas cercanas, el Estefaniense, con conglomerados basales, se ha depositado en pequeñas cuencas aisladas sobre un Paleozoico ya emergido. La orogénesis astúrica ha tenido lugar en varias fases o secuencias (al menos dos o tres), lo que origina una gran comple-

jidad tectónica a la que sumar las deformaciones posteriores. Para todo el macizo hay que señalar una dirección N.-S. de los pliegues y una vergencia al N., como rasgos más característicos.

## 5.2 CICLO POSTHERCINICO

Los terrenos posthercinos que afloran en esta Hoja corresponden al Buntsandstein, discordante sobre el Carbonífero Superior a través, generalmente, de un conglomerado basal. Ya hemos dicho anteriormente que, sin embargo, son los depósitos Estefanienses los primeros que se alimentan de la erosión del edificio hercínico. Pero mientras que la deposición del Estefaniense está restringida sólo a las zonas más profundas y hundidas del recién levantado edificio hercínico, como muestra el carácter paraautóctono de sus sedimentos (brechas polimictas), con el Buntsandstein la cuenca adquiere una gran extensión, alcanzando a cubrir no sólo las restringidas cuencas estefanienses (donde hay una sedimentación continua —D. MULLER, 1969—), sino gran parte del Paleozoico plegado. La sedimentación, durante todo el Buntsandstein, es predominantemente terrígena, bajo condiciones continentales que dan paso, durante el Muschelkalk, a depósitos carbonatados marinos, si bien la presencia de tramos dolomíticos permite entrever la existencia de un estado transgresivo pasajero. Con el Keuper comienza una nueva secuencia positiva. Vuelven condiciones semilagunares que originan depósitos de evaporitas (yeso especialmente) junto con las típicas arcillas multicolores. En síntesis puede considerarse el conjunto Buntsandstein-Muschelkalk como la primera gran secuencia sedimentaria posthercínica. El tránsito hacia unas condiciones marinas puede observarse ya en los niveles superiores del Keuper donde hay algunos bancos de dolomías. Sobre el Keuper vienen niveles que corresponden claramente a este estado transicional que va a desembocar en las facies marinas del Jurásico. Los términos inferiores del Lías (con la probable inclusión del Jurásico) comienzan con una sedimentación dolomítica (tramo de las «carniolas») que pasa progresivamente a calizas, en las que se observan tanto sedimentos propios de régimen de mareas («calizas rubanées») como depósitos de ambientes de alta energía (calizas con oolitos e intraclastos). Sigue una sedimentación margoso-calcárea reflejo de la mayor profundidad que va alcanzando la cuenca durante el Lías, con un máximo que se situaría aproximadamente en el Toarcien. Este punto señala la culminación de esta secuencia y a partir de aquí se inicia un ciclo regresivo que abarca el resto del Jurásico hasta desembocar en las formaciones salobres de facies Weáldicas, cuya edad hay que situar entre el Purbeckiense y el Aptiense. Desgraciadamente los afloramientos jurásicos de la Hoja no son lo suficientemente extensos para poder seguir bien esta evolución sedimentaria, pero en las zonas inmediatas (Sierra de Aralar) esta evolución está bien señalada a través de las calizas,

cada vez más arenosas, del Dogger Superior y las formaciones arrecifales y/o oolíticas del Malm, que dan paso a las calizas con sérpulas, charáceas y ostrácodos en que se inicia el depósito en régimen salobre de los materiales weáldicos. Al final de esta secuencia tienen lugar los movimientos neocimméricos, de carácter epirogenético, que arrasan o impiden la sedimentación del Jurásico terminal y de los niveles basales del Cretácico. Hay que admitir la existencia de varias «fases» dentro de estos movimientos señaladas por las acordanzas, con hiatos estratigráficos, entre el Malm y los niveles transicionales de facies weáldica, y entre éstos y los primeros tramos francamente marinos datados como Aptiense. Estos movimientos tienen, a escala regional, una mayor trascendencia, creando una serie de altos fondos y compartimentaciones de la cuenca que se traduce en una gran diversidad de las series jurásica y del Cretácico Inferior de la región. Igualmente originaron la elevación del Macizo de Quinto Real y el fracturamiento en forma de escamas de la aureola Triásica.

En el Cretácico Inferior se inicia una nueva secuencia sedimentaria. El mar ocupa casi la totalidad del ámbito estudiado, salvo en las cercanías del actual macizo de Quinto Real, donde las facies de conglomerados y areniscas, con restos de plantas indican la proximidad de las zonas de aporte. El resto corresponde a zonas someras con gran desarrollo de episodios arrecifales especialmente hacia el O., de muy desigual amplitud espacial y temporal. Un máximo para las calizas arrecifales debe señalarse en las proximidades de Irurzun, donde persisten hasta el Albieno Medio. Sin embargo, la mayor parte de los sedimentos albienses son margas arcillosas, en las que se incluyen lentejones de areniscas, tanto más potentes y gruesos cuanto más próximos al Macizo Paleozoico. El carácter euxínico del Albieno, la relativa uniformidad de sus facies y su gran potencia (más de 1.000 m.) hace pensar en una cuenca subsidente en que se equilibraba su hundimiento con el relleno manteniendo una relativa constancia en cuanto a profundidad.

Entre el Albieno y el Cenomaniense tiene lugar un importante cambio paleogeográfico y sedimentario. Por una parte se individualizan una cuenca de sedimentación flysch al N., y otra de depósitos de plataforma al S., cuya línea divisoria habría que situar aproximadamente entre el pueblo de Irurzun y Eugui. En la zona S. hay un depósito continuo de materiales carbonatados. La presencia de algunos niveles de calizas nodulosas, a veces con glauconita, indican la existencia de variaciones bastante importantes dentro de esta zona, especialmente entre el Turoniense-Bantoniense y el Santoniense-Campaniense, llegando incluso a faltar el Coniaciense. No hay señales de discordancias angulares, por lo que debe tratarse o bien de movimientos de tipo epirogenético o, más probablemente, de fenómenos halocinéticos que van a dar lugar posteriormente a las grandes estructuras diapíricas próximas. Entre tanto, en la parte N. tiene lugar la deposición de una serie

flyschoide, que llegará a alcanzar los 4.500 m. de espesor. El comienzo del flysch, como sedimento sinorogénico, comienza con el establecimiento de la orogénesis aústrica.

Aunque en esta zona el tránsito del Albiense (en facies de margas) al Cenomaniense (en facies flysch) se hace sin interrupción y no está, por tanto, afectado por los movimientos aústricos, hacia el N. puede comprobarse (EWERT y VOELTZ, o. c.) que el Macizo Paleozoico de Cinco Villas se ha levantado y cabalgado hacia el S. en esta época. Allí el flysch comienza con un conglomerado basal, en el Turoniense. Faltan afloramientos entre ambas zonas flysch, pero puede suponerse que el movimiento aústico decreció paulatinamente hacia el S., donde ya no se encuentran indicios.

Durante todo el tiempo que dura la sedimentación flysch (desde el Cenomaniense hasta parte del Maastrichtiense) la cuenca se ha compartimentado debido, principalmente, a los movimientos halocinéticos. Hay pruebas de que durante el Santoniense se había producido ya salida de material diapírico. La parte central de la Hoja (transversal Auza-Beunza) corresponde a la de mayor regularidad y subsidencia, en tanto que hacia los bordes, las series menos potentes y con frecuentes hiatos señalan la existencia de altos de sedimentación que coinciden con los actuales afloramientos diapíricos. Cabe indicar, asimismo, unas facies especiales, menos profundas, que corresponden a los tramos calcareníticos del Coniaciense y Santoniense. En la zona de Urrizola, próxima al Macizo Paleozoico de Quinto Real, han tenido lugar movimientos subhercínicos que ponen en discordancia un Campaniense de areniscas y conglomerados sobre las calcarenitas, en parte erosionadas, del Santoniense. Estos movimientos deben ser locales, pues no se han podido detectar en el resto de los afloramientos.

Con el Maastrichtiense Superior margoso se produce una uniformidad de facies, aunque faltan afloramientos en el cuarto NO. de la Hoja y no se puede saber hasta cuándo permanecieron en estas zonas las facies flysch.

El comienzo del Terciario se caracteriza por un cambio brusco de las condiciones de la cuenca, que va a evolucionar de formas distintas.

Evidentemente, el Daniense corresponde a un período marcadamente regresivo, rápido, en algunas zonas ya iniciado en el Maastrichtiense Superior, como en Ochovi. Efectivamente, en casi todas las secciones estudiadas se marca un importante hiato en este período y parece como si la cuenca quedase restringida a un área al N. de la línea Dos Hermanas-Eugui, con depósitos propios de un ambiente nerítico interno, que son algo más profundos al N. del sinclínorio de San Bartolomé.

Esta etapa regresiva debe culminar en el mismo período, por lo que en el Montiense se ha iniciado una suave y ligera transgresión, que, con relación al Daniense, nos da ya un mar bastante generalizado. Sedimentos montienses se han encontrado en casi todos los cortes realizados.

El comienzo de la sedimentación se caracteriza por la formación de bre-

chas intraformacionales, que localmente pueden ser bastante potentes, en el E., y de implantación de un régimen arrecifal en el O. Hay una zona de altos fondos que separa estos dos dominios que corresponden a la actual de Iza-Ochovi-Erroz que, como ya hemos indicado, se debe a la intumescencia salina del actual diáptero de Iza y su prolongación hacia el NO. Aunque los materiales de las brechas no han sido estudiados sistemáticamente, por su naturaleza cabe pensar en una formación relacionada con violentos movimientos, tipo terremoto, del fondo de la cuenca. El barro micrítico semi-consolidado quedaría así fracturado, resedimentándose los cantos sin casi traslación, en el mismo material.

Creemos, por tanto, que el Montiense se caracteriza por la implantación de dos ambientes: uno de un mar muy somero y de aguas tranquilas, con un clima propio para la formación de arrecifes de corales y algas y en el segundo, más profundo, correspondería a una cuenca como la del Daniense, pero que ha ganado en extensión hacia el S. gracias a la transgresión. En ella encontramos ya sedimentos y faunas propias de un ambiente nerítico interno y materiales biostrómicos procedentes de la parcial destrucción de los arrecifes coetáneos. De todas formas la cuenca no parece estar estabilizada y aparecen episodios más o menos profundos. Hacia el interior de la cuenca, situado hacia el N., las oscilaciones son menos perceptibles y la sedimentación más continua y potente.

Podemos decir que, en resumen, al final del Montiense nos encontramos con una cuenca de las siguientes características:

- a) Un mar abierto hacia el N., desde Erice hasta la zona de Eugui, al que hacia el S. seguiría un mar de poco fondo con formaciones recifales (las hay en Alaiz, Hoja de Garralda, etc.).
- b) Una zona de altos fondos: Iza-Ochovi-Erroz.
- c) Un mar recifal en los actuales afloramientos diafragmáticos de Anoz y Ollo.

La inestabilidad incipiente observada en el Montiense va a culminar posteriormente con la independización total de las zonas separadas por el área de altos fondos, en los períodos siguientes. En la oriental y a partir, aproximadamente, del meridiano de San Cristóbal, la sedimentación continúa interrumpidamente en un medio marino con profundidad de agua entre 150 y 200 m., en el que empiezan a llegar, con débil intensidad primero, los aportes turbidíticos hasta que la sedimentación flysch queda claramente establecida en el Ilerdiense, prolongándose durante el Cisiense. Es en este momento cuando el fondo de la cuenca se convierte en subsidente.

La disminución de sedimentos turbidíticos en sentido E.-O. implica la aportación de los mismos en el contrario, fenómeno que regionalmente ha sido comprobado con medidas direccionales por otros autores en la provincia de Huesca.

En la occidental el funcionamiento va a estar ligado a la evolución de los diapiros.

Hasta comienzos del Cisiense no parece que se vuelven a unir los dominios y además el diapiro de Anoz produce un profundo abombamiento del fondo, que ocasiona un acuñamiento de las series en el borde y un aumento de potencia en la zona circundante. Este acuñamiento es máximo entre los asomas de Anoz y Ollo y el acúmulo al N. del diapiro de Anoz. La sedimentación de tipo flysch del Cisiense es casi general en todo el dominio de la Hoja, pero en el O. las turbiditas llegan ya con muy débil intensidad y esporádicamente. Desde un punto de vista regional, este mar cisiense es transgresivo hacia el S., transgresión que también regionalmente se prosigue en el Luteciense.

El mar de este último período continúa proporcionando un ambiente nerítico (externo o interno, según las zonas) en todo el territorio de la Hoja de Gullina. Los diapiros de Anoz y Olio continúan su empuje occasionando acuñamientos de la serie en los bordes y un máximo de acúmulos en las zonas circundantes.

Durante el Luteciense el área fuente que suministraba materiales detriticos para la sedimentación del flysch, fue el macizo del Ebro, entonces emergido.

Desde aproximadamente el meridiano de San Cristóbal, en la parte suroriental de la Hoja, y hacia el E., hay facies más subsidentes con engrosamiento de la serie, lo que nos indica cómo en esa dirección precisamente se situaba el centro de la cuenca. En el borde del diapiro de Anoz se puede situar otro surco local profundo. Probablemente existiese un umbral de separación, o zona de altos fondos, entre ambos.

La continuidad en la sedimentación durante todo el Luteciense junto con la ausencia de discordancias, aparentemente al menos, en toda la Hoja, nos indica que todos estos sedimentos han sido afectados por una orogenia postluteciense.

La situación en «relevo» de la barra de San Cristóbal con las inmediatas, dentro de la Hoja, supone la existencia de pulsaciones dentro de una transgresión general y quizás podría indicar un desplazamiento de la cuenca hacia el O., en el caso de que las facies costeras permanezcan *in situ*. Si son de origen turbidítico esta idea sería discutible.

Por un razonamiento idéntico al caso del Luteciense, podemos afirmar que la orogenia que afectó a los sedimentos del Biarritziense es posterior.

Como, por otra parte, hay también continuidad estratigráfica con los niveles inferiores, hasta el Cretácico Inferior, sólo a salvo de pequeños basculamientos o movimientos epirogenéticos hay que concluir con que la edad probable de los principales rasgos tectónicos de la Hoja es postluteciense y anterior al Oligoceno que ya aparece discordante, en facies continental, sobre las estructuras anteriores.

Los movimientos, sin embargo, se han llevado a cabo en diversas etapas, como se ha visto para algunas estructuras del borde del Macizo de Quinto Real: *a)* fase del cabalgamiento del Muschelkalk sobre el Cretácico Superior, y *b)* posteriormente, cabalgamiento del Cretácico Inferior, que corta las estructuras anteriores.

Todos estos movimientos son, al menos, posteriores al Cretácico Superior, pues toda esta serie, aunque reducida, aparece volcada y trastornada. En esta fase de actividad orogénica deben situarse también los grandes rasgos estructurales y, posteriormente, el cabalgamiento de la Sierra de Aralar, que corta las estructuras situadas al N.

## 6 GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1 MINERIA Y CANTERAS

A pesar de lindar con Hojas en las que hay bastante desarrollo en industrias extractivas, en esta Hoja la actividad siempre ha sido pequeña. Actualmente hay minas: tres concesiones para hierro (núms. 1.745, 1.784 y 1.814) en las ofitas del diapiro de Anoz; una concesión para cuarzo, en San Cristóbal (núm. 2.810); una de cloruro sódico (núm. 2.506), situada en el Keuper, que aflora a lo largo de un cabalgamiento entre el Cretácico Superior de facies flysch en el borde NO. de la Hoja (Barranco de Gesaleko Erreka), y por último en el límite NE. de la misma, la concesión de magnesitas que explota en la Hoja vecina «Magnesitas de Navarra, S. A.».

De todas estas minas, solamente se encuentra en actividad la concesión de «Magnesitas de Navarra», cuya explotación no llega a esta Hoja, y el permiso de cloruro sódico que se lleva en forma de salmuera a la Electroquímica de San Miguel, situado en Ventas de Urriza, para la obtención de soda y cloro.

Hay un permiso de investigación de hidrocarburos que está activo.

Como se ve, la actividad minera es muy reducida y nunca ha sido mucho mayor. Respecto a canteras, se han explotado calizas en las barras calizas del Luteciense, que cruzan el valle del Arga (que no se prestan a estas explotaciones por su falta de continuidad de las calizas que están afectadas por fenómenos de slumping), en las calizas del Cretácico Superior cerca de la venta de Gulina, y arenas en la falda de San Cristóbal, y se explotan actualmente calizas en el Luteciense del paso del río Araquil y calizas detríticas en San Cristóbal.

Sin embargo, las posibilidades de masas canterables son buenas. Las calizas de buena calidad abundan en Aralar y en el Luteciense del SO. de la Hoja. En las zonas en que están afectadas por cabalgamientos, estas calizas pueden ser marmóreas.

En los diapiros de Anoz y Echalecu abundan las ofitas bastante meteorizadas en superficie, pero cuya explotabilidad se podría estudiar.

Las posibilidades mineras, en cambio, no son halagüeñas. Se encuentran masas de hierro en las ofitas (concesiones de minas en el diapiro de Anoz y antiguas concesiones en el diapiro de Echalecu), pero lo que hay a la vista no parece hoy día explotable dadas las condiciones de tonelaje que requiere actualmente una mina moderna. De todos modos, puede merecer la pena de investigar.

Hay posibilidades de sal en los diapiros de Ollo, Anoz y Echalecu, aparte de la que se explota en Gesaleko Erreka, y en este momento Navarra importa sal de Levante.

Respecto a hidrocarburos, hay indicios muy llamativos en la Sierra de Aralar (entre los kilómetros 22 y 23 de la carretera de San Sebastián) y los cambios de facies al E. de Aralar pueden proporcionar trampas, así como el diapiro de Echalecu.

Por otra parte, la tectónica es muy violenta, por lo que resultaría difícil encontrar grandes estructuras. No se puede esperar encontrar grandes yacimientos, pero cabe la posibilidad de encontrar pequeñas estructuras que puedan dar petróleo explotable.

## 6.2 HIDROGEOLOGIA

La pluviosidad es abundante en toda la Hoja. Desde el punto de vista litológico se observa en general la carencia de materiales que reúnan buenas condiciones de permeabilidad por fracturación. En efecto, los afloramientos calizos se encuentran dispersos y son de reducida extensión, localizándose en la mitad occidental y dentro de ésta abundan más en el cuadrante superior. Respecto a estructuras favorables, hay que considerar el sinclinal situado en la zona más suroccidental entre los diapiros de Ollo y Anoz. Tiene la particularidad de que su eje buza hacia éste y aunque en esta Hoja no afloran apenas calizas que puedan cargarse de agua, en la límitrofe sí existen amplios afloramientos correspondientes al mismo sinclinal, por lo que en el caso de que exista suficiente fracturación, dichas calizas podrían constituir un acuífero importante, dependiendo su explotación de la profundidad a que se encuentren.

Existe otro sinclinal en la parte más noroccidental constituido por calcarenitas con niveles de flysch, como tramo más alto y con niveles impermeables subyacentes. Dada su naturaleza semipermeable en conjunto ofrece poco interés hidrogeológico.

Los demás afloramientos calizos no presentan estructuras favorables, por lo que en principio resultan de escaso interés.

En cuanto a materiales con posible permeabilidad por porosidad, hay que considerar los conglomerados y areniscas que existen en la parte alta de!

sinclinal situado al norte del cuadrante I. Pero aunque dicha permeabilidad fuese alta, no podría almacenar una cantidad de agua importante, dado que al tratarse de una estructura colgada y de pequeña abertura desaguaría fácilmente por los flancos.

También podrían tener permeabilidad por porosidad suficiente para almacenar agua las terrazas suspendidas en cuanto a los materiales que las constituyen, pero presentan el inconveniente de su escasa extensión. Asimismo las terrazas actuales pueden tener buenas condiciones desde el punto de vista litológico, y en este caso hay algunas de gran superficie.

La extraordinaria extensión de materiales impermeables en conjunto o aisladamente (flysch, margas y arcillas) dentro de la Hoja, permite afirmar que, salvo los casos ya citados, las condiciones hidrogeológicas son desfavorables, lo que no impide que en casos muy particulares (barras calizas) y para caudales poco considerables, puedan existir posibilidades.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA (1882).—«Edad de las ofitas». *Comis. Mapa Geol. España*, 9-93-96, Madrid.
- AGUILAR TOMAS, M. J. (1971).—«Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica».
- CIRY, R. (1951 a).—«L'évolution paléogeographique de l'Espagne septentrionale au crétacé inférieur». *Inst. G. y M. de España*, libro jubilar, t. II, pp. 17-52.
- (1951 b).—«Observations sur la crétacé de la Navarre espagnole à Nord-Ouest de Pampelune». *C. R. Acad. Sci. Séance 2*, pp. 72-74.
- DE BOER, H.-U.; KRAUSSE, H.-F.; MOHR, K.; MULLER, R.; PILGER, A., y REQUADT, H. (1974).—«La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles: Une explication de la carte géologique». *«Pirineos»*, III, pp. 21-39, Jaca, 1974.
- DUBAR, G. (1926).—«Les mouvements de mers dans les Pyrénées et dans le NE. de l'Espagne aux temps jurassiques». *C. R. XIV y Congr. Geol. Intern.* Madrid.
- EWERT, F. K. (1954).—«Geologie des Südteiles der Baskischen Pyrenäen». *Diss. Westfälischen Landsuniversitat* (Münster).
- FEUILLES, P. (1963).—«Contribution à la connaissance du Crétacé moyen du nord et de l'ouest de la Navarre espagnole». *Actes IV<sup>e</sup> Congr. Intern. Et. Pyrénéennes*.
- (1970).—«Y a-t-il des flyschs pyrénéens?». *Bull. Soc. Géol. de France* (7), XII, 1970, núm. 4, pp. 603-611.
- FEUILLES, P., y RAT, P. (1971).—«Structures et Paléogéographies Pyrénéee

- Cantabriques». Extr. de *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. I. F. P. Colloques et Séminaires*, tomo 2, núm. 22.
- FEUILLES, P., y SIGAL, J. (1965).—«Presencia de un nivel con Globotruncana helvética Bolli (Turoniano) en la región vasco-cantábrica». *N. y C. IGME*, núm. 80, pp. 85-90.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos vascos». *Rev. de Estudios Geol.*, núm. 11, pp. 245-249, Madrid.
- (1954).—«Observaciones geológicas en el flysch Cretácico-Nummulítico de Guipúzcoa». *Monografías Inst. «Lucas Mallada» de I. C.*, núm. 13, t. II.
- (1956).—«Datos paleontológicos sobre los terrenos paleozoicos del valle alto del Arga, Quinto Real (Navarra) e Irún (Guipúzcoa)». *Act. 2 Congr. Intern. d'études pyrénéen*, 2. London/París, 1954, sect. 1, pp. 61-71, Toulouse, 1956.
- HOTTINGER, L. (1961).—«Acerca de las Alveolinas paleocenas y eocenas». *N. y C. IGME*, núm. 64, p. 37, Madrid.
- HOTTINGER, L., y SCHAUB, H. (1961).—«División en pisos del Paleoceno y del Eoceno. Introducción de los pisos Ilerdense y Biarritziense». *N. y C. IGME*, núm. 61, pp. 199-234, Madrid.
- KING, H.-D. (1967).—«Diapire und altermiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien)». *Beich. Geol. Jb.*, t. 66, Hannover.
- KRAUSSE, H.-F. (1974).—«The tectonical evolution of the Western Pyrénées». *«Pirineos»*, III, pp. 69-96, Jaca.
- LAMARE, P. (1927).—«Sur la structure des pyrénées navarraises». *C. R. XIV<sup>e</sup> Congr. Geol. Intern.*, t. 2, pp. 693-698, Madrid.
- (1931 a).—«Sur l'âge des couches à facies «flysch» de la zone sudpyrénéenne en Navarra». *C. R. Somm. S. G. F.*, 4 mai 1931, 9-10, pp. 107-109, París.
- (1931 b).—«Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèses tectonique». *Bull. Soc. Geol. France*, t. 1, pp. 95-130.
- (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées basques de l'Espagne». *Mem. Soc. Geol. France*, núm. 27.
- (1952).—«La structure géologique des Pyrénées basques». *Act. 1<sup>er</sup> Congr. Intern. Pirineistas. Inst. Est. Pirenaicos*, San Sebastián.
- LOTZE, F. (1953).—«Salzdiapirismus in nördlichen Spanien». *Z. dt. geol. Ges.*, tomo 105.
- (1960).—«Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, t. 3, pp. 132-144, Stuttgart.
- LLOPIS LLADO, N. (1948).—«Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo». *Miscelánea Almera*, t. 1, Barcelona.
- MALLADA, L. (1882).—«Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 1, pp. 1-64, Madrid.

- MANGIN, P. (1958).—«Observaciones sobre la orogénesis pirenaica durante el período nummulítico». *N. y C. IGME*, núm. 52, pp. 125-132.
- (1959-60).—«Le Nummulitique sud-pyrénée à l'ouest de l'Aragon». *Rev. «Pirineos»*, núm. 51-58, Zaragoza.
- MULLER, D. (1971).—«Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische westpyrenäen)». *Dissertation, Pak. Natur. Geisteswiss.* T. U. Clausthal, 128 p., Clausthal-Zellerfeld.
- PALACIOS, P. (1897).—«Oftas de la provincia de Navarra». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 22, pp. 173-247, Madrid.
- (1915).—«La formación wealdense en el Pirineo Navarro». *B. Com. Mapa Geol.*, t. XXXVI, p. 9.
- (1919).—«Los terrenos mesozoicos de Navarra». *B. Com. Mapa Geol.*, tomo XL.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).—«Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdiense del Norte de España». *Ediciones CEPSA*, S. A., Madrid.
- (1971).—«Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región cantábrica)». *Mem. Inst. Geol. M. E.*, 78 (3 vol.) 357 p., 141 lám., Madrid.
- RAT, P. (1960).—«Les pays crétacés basco-cantabriques». *Presses Univ. de France. Publ. Univ. Dijon*, t. XVIII, p. 68, fig. V.
- RIOS GARCIA, J. M. (1948).—«Diapirismo». *Bol. del IGME*, t. 60 (20 de la 3.<sup>a</sup> serie), pp. 155-238, 43 fig., 4 plan.
- (1960).—«Algunas áreas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro». *N. y C. IGME*, núm. 58, II Trim., pp. 183-218.
- RIOS GARCIA, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1944).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro». *N. y C. IGME*, núm. 16, p. 57, Madrid.
- RUIZ DE GAONA, M. (1947).—«Nota preliminar. El Bartoniano en la cuenca de Pamplona». *N. y C. IGME*, núm. 17, pp. 159-166, Madrid.
- (1950).—«Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el valle de la Barranca (Navarra)». *Actas 1.<sup>er</sup> Congr. Intern. Pirineo*, San Sebastián.
- (1957).—«Memoria estratigráfica de los yacimientos ofíticos de Navarra». *Est. Geol.*, núm. 31, pp. 327-341, Madrid.
- REGUANT, S. (1960).—«A propósito de dos nuevas aportaciones al conocimiento del Nummulítico español (Pirenaico y Subpirenaico)». *N. y C. IGME*, núm. 60, p. 73, Madrid.
- REQUADT, H. (1974).—«Aperçu sur la stratigraphie et la facies du Devonien inférieur et moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne». *«Pirineos»*, III, pp. 109 a 127, Jaca.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935).—«Las ofitas, su naturaleza, origen y edad geológica». *Asoc. Esp. Progreso Cien. XIV<sup>o</sup> Congr.* (Santiago de Compostela, 1934), Madrid, 1935.

- SEILACHER, A. (1963).—«Aportaciones al estudio de la facies flysch». *N. y C. IGME*, núm. 72.
- SOLER, R. (1971 a).—«Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)». *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXII, 5.<sup>o</sup> fasc., pp. 6-68, Madrid.
- (1971 b).—«El Jurásico Marino de la Sierra de Aralar. Los problemas post-kimméricos». I coloquio del Jurásico de España. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, núm. 2, Madrid.
- SOLER, R.; VERDIER, P.; BODOU, P.; SEHANS, P., y VERGEL, G. (1972).—«Analyse structurale du permis d'Ostiz (Espagne)». *S. N. P. A.*
- SOUQUET, P. (1967).—«Plegamientos al final del Cretácico o del comienzo del Terciario en la vertiente sur de los Pirineos». *N. y C. IGME*, núm. 93.
- STUART-MENTEATH, P. W.—«Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd». *Bull. Soc. Geol. France*, t. 8, pp. 304-332.
- VILLALOBOS, L., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Estratigrafía del Jurásico del NO. de Navarra». *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 541-558, Madrid.
- (1974).—«Contribución al estudio del Cretácico Superior de facies flysch de Navarra». *Pirineos*, III, pp. 5-20, Jaca.
- VOLTZ, H. (1964).—«Zur Geologie der Pyrenäiden in nordwestlichen Navarra, Spanien». *Diss. Westfälischen Landesuniversität* (Münster).
- WIRTH, M. (1967).—«Zur Gliederung des höheres Paläozoikums (Givet Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 172, 2, pp. 179-244, Stuttgart.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA