EVE

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

62-II GERNIKA-LUMO

E: 1/25.000

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

62-II GERNIKA-LUMO

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1181-92

I.S.B.N.: 84-88302-22-3

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO a escala 1:25.000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA
A. Garrote Ruiz
J. García Portero

INGEMISA
A. Arriola Garrido
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual
R. Garrote Ruiz

Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro, (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.

INDICE

Pág.

1. **INTRODUCCION** 9

2. **ESTRATIGRAFIA** 11
   2.1. TRIAS KEUPER (2 a 4) 11
   2.2. UNIDAD DE OIZ 13
      2.2.1. Sector de Ondarroa 13
         2.2.1.1. *Jurásico* (5 a 7) 13
         2.2.1.2. *Malm - Neocomiense* (8) 14
         2.2.1.3. *Complejo Urgoniano* (9 a 19) 14
      2.2.2. Sector de Guernica 18
         2.2.2.1. *Jurásico* (20 a 22) 18
         2.2.2.2. *Malm - Neocomiense* (23 y 24) 18
         2.2.2.3. *Complejo Urgoniano* (25 a 32) 19
         2.2.2.4. *Formación Deba* (33 a 37) 20
         2.2.2.5. *Cretácico superior* (38 a 45) 22
         2.2.2.6. *Terciario* (46 a 48) 25
   2.3. CUATERNARIO 25

3. **SEDIMENTOLOGIA** 27
   3.1. JURASICO 27
   3.2. MALM TERMINAL - NEOCOMIENSE (-BARREMIENSE?) (CICLO PURBECK - NEOCOMIENSE) 30
   3.3. APTIENSE - ALBIENSE INFERIOR Y MEDIO (CICLO URGONIANO) 30
   3.4. ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR (CICLO SUPRAURGONIANO) 36
   3.5. CENOMANIENSE SUPERIOR - MAASTRICHTIENSE (CICLO CRETACICO SUPERIOR) 39
   3.6. PALEOCENO - EOCENO 41

4. **GEOLOGIA ESTRUCTURAL** 43

5. **PETROLOGIA** 47
   5.1. OFITAS TRIASICAS 47

5.2. ALTERACIONES HIDROTERMALES - SILICIFICACIONES 47
5.3 DIQUES BASICOS 48
5.4. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR 48

BIBLIOGRAFIA 51

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Gernika - Lumo, a escala 1:25.000, forma parte de la hoja 62 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Presenta una geografía montañosa que se suaviza hacia el Oeste , dando lomas y colinas escalonadas hasta llegar al valle del río Oka.

Las morfologías más destacadas son las del Macizo kárstico de Nabarniz - Santa Eufemia y las terrazas fluviales del río Oka.

El núcleo de población más importante es Gernika, el resto son pequeños pueblos como Aulestia, Nabarniz, Gizaburuaga, Arbazegi, Arrazua, Mendata, etc...

Las cotas más elevadas son los altos de Nabarniz (725 metros), Berdatzandi (701 metros), Montroyo (594 metros) y Kanpona (509 metros). Los cursos fluviales más importantes son los ríos Oka, Lea y Artibai. Los arroyos son numerosos y algunos llegan a ser muy caudalosos.

Geológicamente, este cuadrante se sitúa en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Los materiales aflorantes más antiguos son de edad triásica y sobre ellos se dispone una serie continua que abarca desde el Jurásico hasta el Terciario y que está recubierta en parte por sedimentos cuaternarios.

Las directrices observadas son concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca.

2. **ESTRATIGRAFIA**

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado, en un área más extensa que el propio cuadrante, varias Unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones dentro de las unidades ha sido preciso individualizar sectores que pasan lateralmente a formar parte de una única unidad debido a que el accidente que los separa se amortigua.

Esta separación en unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada (figura 2.1.).

Así mismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual, más o menos diferenciado, durante la sedimentación.

Todos los afloramientos de este cuadrante a excepción de los formados por materiales del Trías que, dado su carácter alóctono, no se han incluido en ninguna unidad, pertenecen a la Unidad de Oiz, la cual en este cuadrante se ha considerado dividida en dos sectores separados por la falla de Azkoitia - Aulestia; Sector de Ondárroa y Sector de Guernica.

2.1. **TRIAS KEUPER** (2 a 4)

Los materiales triásicos afloran, en este cuadrante, en el núcleo del eje anticlinal de la ría de Gernika, y en la alineación tectónica de Berreño - Aulestia - Santa Eufemia, asociados a fracturas. Están compuestos mayoritariamente por ofitas (2), aunque se encuentran pequeños afloramientos de arcillas abigarradas y yesos (3). Se han cartografiado, igualmente, diversos enclaves de naturaleza carbonatada y terrígena.

Las **ofitas** (2) generalmente están muy meteorizadas. En los escasos afloramientos en que se observa la roca fresca, ésta presenta color verde oscuro. Están afectadas por un fuerte diaclasado decimétrico, ocasionalmente relleno por productos de alteración. En la cantera de Arrazola las fracturas están tapizadas de epidota.

En cortes recientes de la capa de alteración superficial, aún se aprecia la estructura primaria de la roca, e incluso pueden recogerse restos "frescos" en forma de pequeños bolos, que pueden llegar a dar la impresión de ser una terraza antigua.

Las **arcillas abigarradas y yesos** (3) se localizan en pequeños afloramientos, presentan coloraciones típicas de la facies germánica, rojas y verdes, y no muestran en general ninguna estructura.

Localmente las arcillas presentan concentraciones salinas, generalmente yesíferas como

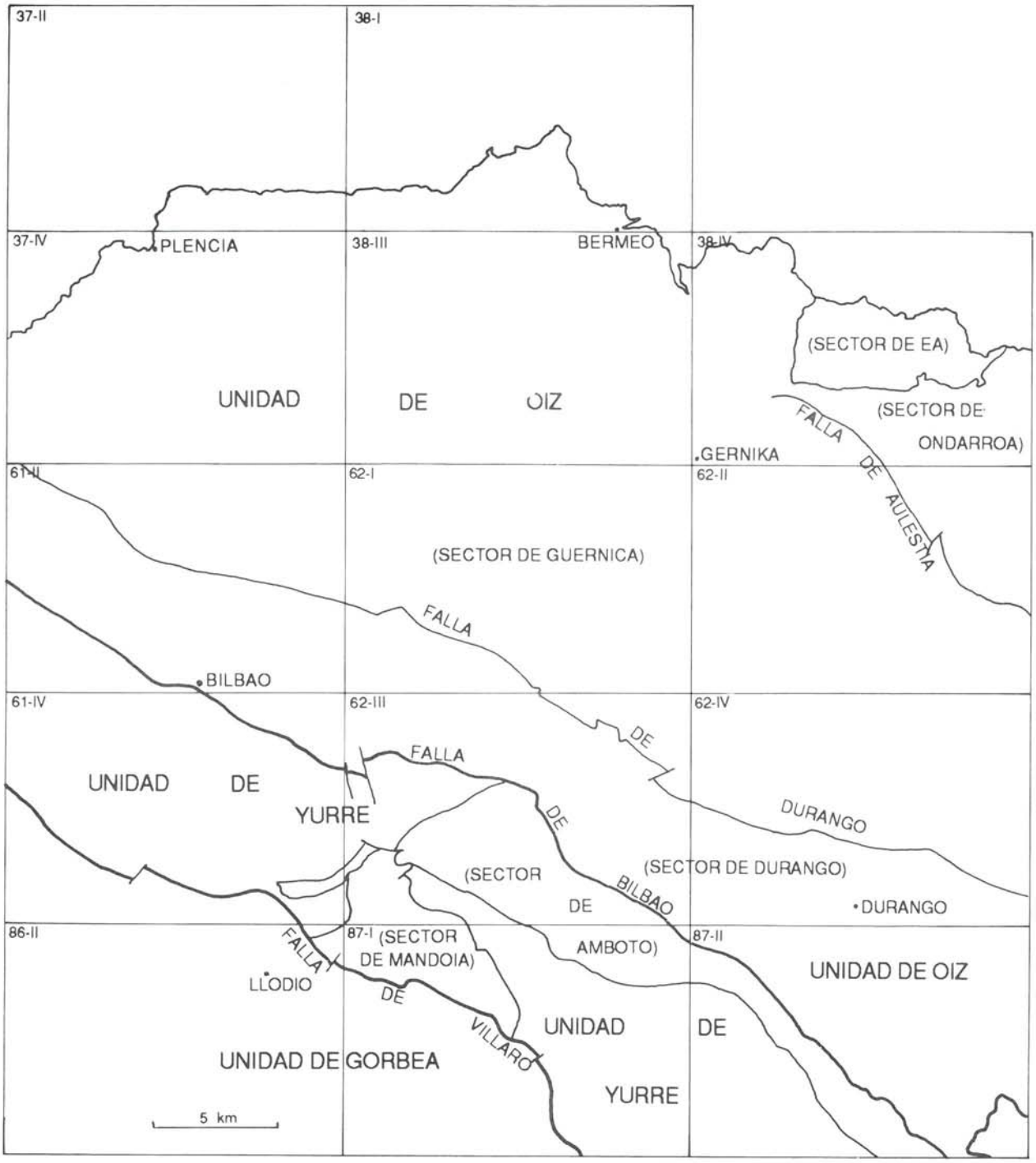


Figura 2.1.—Distribución de unidades y sectores en la transversal Gernika-Llodio

en Berreño, donde fueron aprovechadas económicamente.

En las proximidades de los contactos se produce una brechificación en la que llegan a encontrarse numerosos cantos de diversas litologías.

Se han cartografiado, entre la masa de ofitas y arcillas, pequeños enclaves de **brecha caliza** (4). Son calizas brechificadas, más intensamente en los bordes, que incluyen cantos calcáreos, en proporción decreciente respecto del núcleo de la masa, subredondeados y subesféricos.

Otros enclaves son asimilables a los términos de areniscas y lutitas de la formación Deba, y a las calizas y dolomías laminadas de edad jurásica.

2.2. **UNIDAD DE OIZ**

En este cuadrante, la Unidad de Oiz, se ha dividido en dos Sectores: Ondárroa y Guernica, separados entre sí por un accidente ("Falla de Azkoitia - Aulestia") cuya traza cartográfica puede seguirse durante muchos kilómetros.

2.2.1. **Sector de Ondárroa**

Este sector ocupa el ángulo noreste del cuadrante y está compuesto por materiales del Jurásico y Cretácico inferior en sucesión continua; se distinguen tres grandes conjuntos: Jurásico, Malm - Neocomiense y Barremiense - Albiense inferior (Complejo Urgoniano).

2.2.1.1. ***Jurásico*** (5 a 7)

Dentro de este sector, el Jurásico aflora en una banda continua al Noreste de la falla de Azkoitia - Aulestia. Su continuidad cartográfica se rompe por tectónica a la altura de Malax. Presenta una potencia aproximada de unos 300 metros.

La serie jurásica comienza con un paquete de **calizas y dolomías laminadas** (5) que afloran en la carretera Ereño - Nabarniz a la altura de Ikazurietas y Nabarniz. Presentan contactos mecánicos a muro o a muro y techo, por lo cual no se ha podido estimar su potencia, que no debe sobrepasar los 20 - 30 metros. Son calizas, calizas dolomíticas y dolomías de color gris claro, micríticas, muy finamente estratificadas en bandeados milimétricos, de origen probablemente estromatolítico ("laminitas"). A techo aparecen intercalaciones margosas. La organización general es en estratos centimétricos, muy netos, a veces separados por finísimas intercalaciones margosas. En la zona de Gabika son más arcillosas y con caracteres localmente brechoides.

Esta litología corresponde a un medio inter y/o supramareal (quizá hipersalino) en el que se desarrollaban "algal - mats" de características planares.

Sobre este tramo dolomítico se disponen las **margas (con ammonites, belemnites y crinoides) y lutitas** (6). Son margas con limolitas y localmente areniscas muy finas calcáreas. Presentan una importante continuidad lateral, retocada por tectónica. Es frecuente la fauna de belemnites y escasos ammonites. Los crinoides son especialmente abundantes en el cuadrante de Elantxobe (38-IV).

Lateralmente pasan a **calizas y margocalizas, localmente con oolitos y crinoides** (7), generalmente muy descalcificadas. Corresponden a litosomos calcáreos cartografiables dentro del término (6). Estos presentan potencias decamétricas, mientras que el conjunto puede alcanzar en este cuadrante una potencia de 200 metros.

Las condiciones de formación de estos materiales son de mar abierto, relativamente profundo.

2.2.1.2. ***Malm - Neocomiense*** (8)

Sobre los materiales jurásicos diferenciados en cartografía, comienza la sedimentación de los pertenecientes al sistema sedimentario no marino que abarca la parte terminal del Malm y el Neocomiense. El Barremiense, así como quizá localmente parte del Bedouliense (Aptiense inferior), presenta en este cuadrante características, que aunque claramente marinas, no son habituales dentro del Complejo Urgoniano, por lo cual no se han incluído en dicho complejo.

El Malm - Neocomiense está representado tan sólo por un término poco potente de **calizas estratificadas con moluscos** (8), tableadas, de color gris a negro que se presentan de una forma exclusiva o bien alternando con niveles de margas negras. Presenta una potencia variable que puede alcanzar algunas decenas de metros. Los estratos calizos, extraordinariamente contínuos, netos y regulares, presentan laminación paralela milimétrica (micritas negras), así como textura calcarenítica o bien gran cantidad de bivalvos, formando lumaquelas de fragmentos de concha muy blancos y finos.

La disposición de las facies es alternante entre sí, a nivel de estrato. No obstante parece apreciarse una sucesión vertical válida para todo el término, que consta de tres niveles: calizas negras lumaquélicas, micríticas o peletoidales (base); "grainstone de pellets", con aparentes estructuras de tracción muy difusas (parte central) y de nuevo la alternancia de lumaquelas, micritas y lechos peletoidales (parte terminal). Donde el término se hace más margoso, se encuentran gasterópodos turriconos mal conservados. Dentro de los términos calcáreos aparecen zonas brechoides y niveles con serpúlidos y localmente con abundantes oolitos. Cronoestratigráficamente puede situarse en torno al Neocomiense.

2.2.1.3. ***Complejo Urgoniano*** (9 a 19)

Los materiales englobados bajo esta denominación abarcan un intervalo temporal máximo Aptiense - Albiense, aproximadamente, y ocupan buena parte de los afloramientos cretácicos vascos.

El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien empleó el termino de complejo por la heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de urgoniano por las calizas con facies urgonianas que suponen su rasgo más característico. Además de las típicas calizas con rudistas, corales y orbitolinas, el Complejo está formado por margas, lutitas, areniscas y conglomerados.

En este Sector está representado por sedimentos netamente marinos y sus afloramientos son extensos abarcando todo el Noreste del cuadrante. Litológicamente está formado por diferentes términos, que se describen a continuación.

Las **margas arenosas** (9), (cuyos niveles basales se han estimado como de edad Barremiense y tránsito al Aptiense, mientras que su parte superior es plenamente aptiense) constituyen horizontes irregulares en los que pueden intercalarse lentejones calcáreos menores (calizas impuras (10), calcarenitas con crinoides, etc.), como en el área de Aulestia.

Con frecuencia se encuentran muy descalcificadas y a veces tectonizadas en su mitad basal, transformándose localmente en limolitas e incluso areniscas calcáreas de grano muy fino. Dispersos por toda la masa se encuentran estratos de calizas arenosas con orbitolinas y de calcarenitas bioclásticas, especialmente abundantes en las cercanías de los tránsitos laterales a las calizas (10) y (11).

En estas zonas de tránsito lateral a calizas, las margas se encuentran estratificadas en bancos decimétricos a métricos muy regulares. La potencia de los tramos margosos oscila alrededor de 100 metros para las bandas basales barremienses - aptienses.

En el área de Aulestia - Narea es de destacar el aparente solapamiento hacia el Este (no se aprecian contactos mecánicos) de las facies margosas y calcáreas urgonianas basales sobre el techo de las calizas neocomienses. La continuidad lateral de estas últimas cuestiona la existencia de fallas de crecimiento sinsedimentario que condicionasen las diversas superficies de discordancia detectadas en el Aptiense inferior.

La geometría de los contactos ha llevado a sugerir la formación durante el Aptiense basal de un alto en la zona de Aulestia - monte Axpelarre, flanqueado por un surco al Noroeste (Nabarniz - Illunzar), y quizá otro de menor entidad afectando a las calizas, del monte Berdatzandi. Todo ello estaría encuadrado en un esquema de plataforma que aumenta de batimetría suavemente en el sentido general Norte - Noroeste.

En este cuadrante, el Complejo Urgoniano está mayoritariamente compuesto por calizas en cuatro facies diferentes (potencia del conjunto superior a 1.100 metros), dependiendo de la contaminación terrígena que hayan sufrido, lo cual influye en el tipo y potencia de la estratificación que presenten.

A continuación se describen los cuatro términos según su orden de aparición en la secuencia carbonatada.

Las **calizas impuras** (10) son nódulos, parches o estratos calizos englobados en margocalizas y margas, localmente con abundantes orbitolinas. Se sitúan generalmente en tránsito lateral o vertical de calizas más puras a litologías terrígenas, dando origen a una estratigrafía compleja con potencias muy variables, desde bandas de 50 metros o menos, a litosomos hectométricos irregulares.

En el sector del monte Berdatzandi, presentan una cierta ordenación alternante.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (11). Este término presenta una uniformidad considerable en cuanto a lito y biofacies. La litología general es de calizas puras, con escasa contaminación terrígena, y a menudo con aspecto masivo en afloramiento. Se presentan generalmente en biostromos métricos, con textura mayoritariamente fango - soportada y clastos calcáreos de tamaños que oscilan desde arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos y corales, mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. Son poco frecuentes los bancos calcareníticos continuos, estando localizados generalmente en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas. La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente (por orden de importancia) por rudistas requiénidos, radiolítidos y monopléuridos; corales ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales y planares; ostreidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes principalmente, espongiarios, miliólidos y otros microforaminíferos.

Las relaciones estratigráficas de este término con los que lo rodean son mediante contractos estratigráficos normales (vertiente suroeste del macizo de Berdatzandi), o bien tránsitos laterales de facies (macizo de Nabarniz, Illunzar y Ollarriaga, también parte superior de la serie de Berdatzandi).

Se disponen en barras alternantes con el resto de litologías calizas. Las potencias son las más regulares dentro del cuerpo calizo, oscilando entre 150 y 300 metros.

En la serie de la ladera suroeste del monte Berdatzandi, este tramo consta de bancos métricos de "packstone", "wackestone", "grainstone" y "rudstone", todos ellos de origen bioclástico.

Se intercalan en esta serie biohermos de ostreidos en posición de vida que han atrapado barro micrítico debido al "efecto pantalla" ("bafflestone") y niveles de corales masivos, a veces en posible posición de vida.

Las **calizas en bancos decimétricos - métricos, con corales y rudistas** (12). Se presentan según tres tipos de organización litoestratigráfica:

—Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómico con predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas.

—Alternancia de calizas, generalmente biostrómicas con rudistas y corales, en bancos métricos, y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas).

—Tramos indiferenciados en los que un exámen macroscópico global pone de manifiesto características mixtas entre las litologías descritas.

En este cuadrante, su principal característica estratigráfica es el fraccionamiento de litosomos de potencias hectométricas y morfología irregular, dispersos en la horizontal y la vertical, dentro del macizo calcáreo. Suelen situarse como litología transicional entre calizas impuras (10) o margas (9), y calizas estratificadas (11) o masivas (13).

Calizas masivas con rudistas y corales (13). Se han incluido en este término cartográfico las calizas masivas propiamente dichas, sin estructura aparente.

Las características que diferencian este término (13) de las calizas estratificadas (11), son, la mayor proporción de micrita, la ausencia total de calcarenitas, la menor fracturación de los fósiles de mayor tamaño y la aparición, con mayor frecuencia, de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

Asímismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides que puedan marcar la estratificación y, por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna.

El término aflora en cuerpos tabulares con potencia generalmente hectométrica y extensión lateral variable. Su presencia coincide con una supuesta zona de "horst", que pudo estar limitada por fallas sinsedimentarias. Abarca edades comprendidas entre el Aptiense inferior y Albiense medio.

A continuación se describen los términos mixtos o netamente terrígenos que van asociados a las facies calcáreas.

En la mitad superior del macizo calcáreo aparecen, entre las calizas menos puras, intercalaciones de **margas arenosas** (14), de aspecto uniforme, a veces ligeramente laminado. Estos cuerpos, de considerable potencia (hasta más de 200 metros) frente a su extensión lateral (generalmente inferior a 500 metros), incluyen con frecuencia niveles no cartografiables de calizas arenosas con orbitolinas, calcarenitas bioclásticas, limolitas y areniscas calcáreas, especialmente en las proximidades de los tránsitos laterales a términos calizos.

Las **areniscas con lutitas minoritarias** (15) aparecen en forma de barras arenosas, con escasas intercalaciones lutíticas, si bien localmente éstas últimas pueden alcanzar un importante desarrollo. Las potencias son regulares, inferiores en general a los 50 metros.

Como ejemplo de alternancia de areniscas y lutitas, se pueden citar las dos barras del monte Ollabide. La barra de Iturrandi, de composición cuarzo-arenítica es un buen ejemplo de constitución masiva. Las barras de Goierri y Solua presentan características mixtas entre los dos tipos.

Areniscas, calizas y limolitas (16). Es un término mixto, a caballo entre los cuadrantes de Elantxobe y Gernika - Lumo, compuesto al Noroeste por una alternancia de bancos lutíticos, areniscosos y calizos. Hacia el Sureste se hace más neta la estratificación y disminuye el porcentaje de lutitas. A la altura de Gizaburuaga, la sucesión está compuesta por barras métricas de areniscas en estratos decimétricos, de grano medio a grueso, alternantes con barras calizas de rudistas y limolitas minoritarias.

Las **limolitas silíceas arenosas** (17) se encuentran muy alteradas; quizá en principio fueron algo carbonatadas, como en la zona de Iturrandi, donde se presentan con laminación paralela o bien con estructura concoide. En los alrededores de Odiaga (Sur de Amoroto), sus características se van acercando a las de las facies lutíticas (de la Formación Deba, que no aflora en el presente sector).

Geométricamente aparecen como tránsito lateral de los niveles calizos más altos, pertenecientes al Albiense inferior, quizá medio. En los cuadrantes situados al Este del presente, este término ha sido denominado "Margas de Iciar".

En las proximidades del caserio Pagozulo, al Este de Iturrandi, intercalados entre las limolitas silíceas arenosas, afloran varios niveles de areniscas y conglomerados. Las características de estos materiales los asemejan a los del Flysch Negro (formación Deba); sin embargo, estratigráficamente a techo continúan los afloramientos de limolitas silíceas urgonianas; por este motivo se han individualizado del resto de la secuencia del Flysch Negro, aunque muy probablemente representan las primeras avenidas de materiales turbidíticos que dieron lugar al depósito de los sedimentos del Flysch Negro.

Las **areniscas y lutitas** (18) presentan un porcentaje similar de ambas litologías y se disponen en bancos alternantes centimétricos-decimétricos.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. Están compuestos por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media o incluso gruesa, con feldespato, mica blanca y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados a subredondeados y están cementados por sílice y ocasionalmente carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo o arcilla). En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma que puede hallarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos - centimétricos (ocasionalmente decimétricos). Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas (generalmente en forma de vitrinita). También se observan sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que, al meteorizarse y debido a los procesos de oxidación, confieren a la roca tonalidades rojizas, muy peculiares. Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo - amarillentas. Estos materiales localmente presentan disyunción esferoidal.

Se debe destacar que en este término (18), el aumento de la proporción de areniscas va emparejado al aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma. El carácter arenoso aumenta hacia el Este. En este cuadrante el término aparece en dos bandas de potencia muy diferente entre sí: 450 metros y menos de 30 metros respectivamente (el espesor de esta última está exagerado en la cartografía). En el área de Amoroto se han cartografiado como un conjunto de alternancias notablemente replegado y alterado, presentando contactos mecánicos indiferenciados con los términos limolíticos infrayacentes.

Los **conglomerados y microconglomerados** (19) presentan selección de grano deficiente, apareciendo junto a cantos de hasta 15 cm., otros de tamaño milimétrico. Estos son generalmente de cuarzo, aunque también presentan cantos de areniscas y lutitas, así como granos de feldespato, láminas micáceas y opacas. La matriz es generalmente lutítica y el cemento escaso.

2.2.2. **Sector de Guernica**

Los materiales aflorantes en este Sector forman una serie continua desde el Jurásico hasta el Eoceno. Se diferencian seis conjuntos estratigráficos principales: Jurásico, Malm - Neocomiense, Complejo Urgoniano, Formación Deba (Complejo Supraurgoniano), Cretácico superior y Terciario.

2.2.2.1. ***Jurásico*** (20 a 22)

Aparece en las áreas de Forua y Aulestia; dos afloramientos desconectados y separados entre sí más de 10 kilómetros.

En el área de Forua aparecen dos términos:

Las **calizas y dolomías laminadas** (20) dan un afloramiento de reducidas dimensiones, compuesto por calizas, calizas dolomíticas, dolomías de color gris claro, micríticas, muy finamente estratificadas en bandeados milimétricos, de origen probablemente estromatolítico ("laminitas"). A techo aparecen intercalaciones margosas. La organización general es en estratos centimétricos a casi métricos, muy netos, a veces separados por finísimas intercalaciones margosas.

El **jurásico indiferenciado** (21) comprende los términos margosos, margocalizos y calizos propios del Lías superior, Dogger y Malm inferior (Oxfordiense). Las litologías observadas consisten localmente en calizas micríticas en estratos difusos de color gris claro, azoicas, arenosas, y margocalizas en tránsito gradual a margas muy laminadas, algo arenosas, de color claro, con restos muy difusos de belemnites. La tectonización a la que se ven sometidos estos materiales debido al emplazamiento de las masas triásicas adyacentes, hace que sea imposible diferenciar términos en el Jurásico e incluso hacer distinciones entre materiales jurásicos y malm - neocomienses, habida cuenta de su carácter también margoso en este área concreta. El mismo problema se plantea en el cuadrante de Elantxobe, donde la parte sur de la banda jurásica se considera indiferenciada, mientras hacia el Norte aparecen términos progresivamente diferenciales hasta ser netamente cartografiables, ya en el cuadrante de Mungia (área de Altamira).

El afloramiento de Aulestia consiste en una cuña tectónica emplazada a favor de la falla de Azkoitia - Aulestia, que separa los sectores de Ondárroa y Guernica. Teniendo en cuenta el buzamiento general de las capas hacia el Sur, se ha incluido como parte del bloque sur de dicha falla, y por lo tanto, dentro del presente sector de Guernica.

El techo de la sucesión, escasamente aflorante, está compuesto por los tramos margosos terminales del Jurásico marino, y corresponde a **margas (con ammonites, belemnites y/o crinoides) y lutitas** (22).

Sobre los términos jurásicos aparecen diversas litologías que se han atribuido, por posición estratigráfica y/o correlación litológica, al siguiente conjunto principal.

2.2.2.2. ***Malm - Neocomiense*** (23 y 24)

En el área de Forua, aparece un término de **margas** (23), difícilmente diferenciable de los materiales infra y suprayacentes.

Son margas más o menos descalcificadas, laminadas, de colores claros y prácticamente azoicas, salvo esporádicos restos de moluscos (quizá belemnites).

En el afloramiento de Aulestia, por el contrario, se ha cartografiado una barra de potencia métrica compuesta por **calizas estratificadas con moluscos, serpúlidos y oolitos** (24), de características similares a las identificadas en el área de Kanala (cuadrante de Elantxobe). Son calizas tableadas de color gris a negro que pueden alternar con niveles mili a centimétricos de margas negras. Los estratos pueden presentar laminación paralela milimétrica o textura calcarenítica. Es frecuente que en esta zona aparezcan restos de serpúlidos, así como formación de oolitos.

2.2.2.3. ***Complejo Urgoniano*** (25 a 32)

Comienza con un nivel de **margas arenosas** (25), con características similares al término (9). Presentan una fuerte alteración y decalcificación, que tan sólo permite observar una laminación paralela poco neta, obliterada por la fractura concoide.

Calizas impuras (26). Constituyen un nivel formado por nódulos, parches o niveles calizos mayoritarios, aislados por lechos de margas o margocalizas con laminación ondulada ("wavy lamination") o paralela. Los elementos más calcáreos, a su vez, pueden ser arenosos o margosos, y presentar textura brechoide original o por removilización de los nódulos. Es equivalente al término (10).

La combinación de los caracteres descritos produce dos grupos de facies principales en este término:

1.—Calizas arenosas y/o margosas.

2.—Calizas nodulosas y/o brechoides.

Con frecuencia el término se presenta como una alternancia muy irregular de ambos tipos de facies.

En el presente cuadrante y sector, aparece en tres posiciones estratigráficas diferentes:

—Como sustrato de términos calcáreos (Forua).

—Como "orla" de dichos términos (SE de la banda caliza de Aritzegane).

—Como pequeños "parches" aislados en el término terrígeno - carbonatado (30).

Calizas en bancos decimétricos - métricos con corales y rudistas (27). Presenta las mismas características que el término (12).

En este cuadrante aparecen como sustrato de términos más calcáreos en la base de la serie de Forua y como parches aislados en el tramo (30), en los alrededores de Aulestia, donde aparecen como una alternancia de biostromos de rudistas con calizas y margocalizas nodulosas de corales y bioclastos.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (28). Las características generales son similares a las del término (11) perteneciente al Sector de Ondárroa.

En la zona de Forua, además de contactos isócronos entre tramos, se observa una polaridad clara de la serie, en forma de aumento en la proporción de carbonato hacia el techo, lo que origina series del tipo calizas impuras, calizas estratificadas y calizas masivas.

El término aflora también en el macizo de Santa Eufemia, en un tránsito lateral gradual hacia el ONO a calizas en bancos decimétricos (27) y a calizas impuras (26). Lo más destacable es esta zona es la intensa fracturación y recristalización de las calizas urgonianas.

Calizas masivas con rudistas y corales (29). Afloran en ambos extremos de la banda Nabarniz - Santa Eufemia.

En la zona de Ikazurietas pasa lateralmente hacia el Sureste a calizas impuras y a terrí-

genos de una manera relativamente brusca. En esta zona se distinguen varios niveles marcados por los resaltes topográficos diferenciales, pero la ausencia de afloramientos impide su caracterización, por lo cual quedan unificados en un solo nivel cartográfico.

En el área de Santa Eufemia (extremo SE del cuadrante), el paso lateral se realiza en sentido contrario, siendo algo más gradual, con términos intermedios más extensos, que en el caso anterior.

Además de la potencia de sus bancos, la única característica que diferencia este tramo de las calizas estratificadas, es la menor fracturación de los fósiles de más tamaño y la aparición, si bien con escasa frecuencia, de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas se halle en posición de vida.

Asímismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides que puedan marcar la estratificación y por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna.

Lutitas, areniscas y margas (30). Se trata de un término complejo, de litología variada, en el que quedan englobados pequeños litosomos calizos, arenosos, brechoides, oolíticos, etc.

No se ha observado una polaridad vertical definida en la sucesión, pero puede señalarse una cierta variación litológica en la horizontal, en sentido sureste:

En el sector noroeste (Forua) presenta la litología más variada; por orden de importancia relativa son: lutitas, limolitas areniscas, muy finas y margas, que engloban numerosos lentejoncillos de calizas impuras.

En el sector central la litología es más uniforme; está compuesta principalmente por areniscas de grano fino a medio y limolitas, que engloban cuerpos calizos más escasos y de mayor entidad.

En el sector sureste las limolitas y argilitas constituyen la gran mayoría de los materiales aflorantes, lo que implica una disminución del tamaño de grano frente a los sectores más occidentales. La intensa alteración de las lutitas en este área ha enmascarado la eventual presencia de carbonato dentro de las mismas. En el área de Forua llegan a englobar areniscas descalcificadas de grano fino con fuerte disyunción en bolos.

Margas y areniscas calcáreas (31). Se trata de un pequeño término de alternancia flyschoide entre calcarenitas, areniscas calcáreas en bancos decimétricos con caracteres turbidíticos, margas esquistosas y ocasionales niveles de clastos calcáreos. Aparece solamente asociado a las calizas de Santa Eufemia, con una potencia inferior a los 20 - 30 metros.

Brechas calcáreas en matriz margosa (32). Están formadas por cantos, de brecha litoclástica y/o bioclástica, hasta centimétricos, en niveles (zona noroeste) que originan pequeños cuerpos lenticulares aislados (potencia máxima decamétrica). Constituyen parabrechas en matriz margosa y lutítica (NO) o margosa y margocaliza (SE).

2.2.2.4. ***Formación Deba*** (33 a 37)

Definida por G. MONDEJAR *et al.* (1982) equivale al "Complejo Supraurgoniano" de RAT, (1959), al "Flysch Negro" de FEUILLEE Y MATHEY (1976) y al "Deva Flysch" de VOORT (1963).

Se trata de un conjunto muy potente de materiales detríticos, formado por alternancias de lutitas y areniscas. Además, de forma minoritaria, se interestratifican localmente finos nive-

les de rocas volcánicas, algunos de los cuales han sido cartografiados. La formación Deba presenta una organización bien definida, encontrándose frecuentemente estructuras sedimentarias que indican el origen turbidítico de la serie.

Las lutitas comprenden los distintos sedimentos de granulometría más fina (argilitas y limolitas). Se disponen en bancos de potencia muy variable, desde centimétrica a métrica, aunque los más comunes son de potencias decimétricas, separados unos de otros por bancos de areniscas u horizontes ferruginizados.

Las lutitas presentan coloraciones muy oscuras para los materiales de granulometría más fina (argilitas) y más claras para los términos más limolíticos.

A menudo se observan nódulos carbonatados y ferruginizados, nódulos de pirita generalmente oxidados, así como una característica disyunción esferoidal. Ocasionalmente, algunos estratos pueden ser ligeramente carbonatados.

Las areniscas se disponen en bancos de potencias variables desde centimétricas a métricas (aunque los más frecuentes son los de potencias decimétricas) con poca continuidad lateral, y alternantes con lutitas. Presentan caracteres turbidíticos con estructuras tales como muros erosivos, granoselección, laminación paralela y "ripples".

Están compuestos fundamentalmente por fragmentos subredondeados, de cuarzo de tamaño de grano fino-medio aunque son comunes también, sobre todo en estratos más potentes, tamaños de grano grueso y muy grueso.

Existen muchos restos vegetales dispersos en la roca así como concentrados en niveles de potencia máxima centimétrica.

Teniendo en cuenta como criterio la abundancia relativa de las litologías descritas, se ha podido subdividir este complejo detrítico en diferentes términos, que presentan características propias.

Argilitas y/o limolitas (33). Se definen así aquellos términos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan o incluyen estratos, generalmente poco potentes, de arenisca y algunos horizontes sideríticos.

Al Noroeste de Gernika, interestratificados con materiales de la formación Deba, afloran varios litosomos calizos de pequeña entidad en una zona de sedimentación marina somera con una fuerte reducción de potencia de la serie supraurgoniana. Son **calizas** (34) compuestas por biostromos de bivalvos finos en matriz micrítica y zonas de "packstone" bioclástico, fétido, areno - limoso, que forman pequeños afloramientos aislados, cuyas relaciones respecto de las lutitas no se observan con claridad en el campo.

Areniscas y lutitas. Lutitas calcáreas negras (35). Se definen así aquellos términos que muestran un porcentaje similar de estratos de lutitas y estratos de areniscas alternantes.

Es una combinación litológica mayoritaria en la formación y aflora extensamente en gran parte de la hoja.

Las areniscas y lutitas se disponen en bancos alternantes centimétricos - decimétricos. Se debe destacar que en este término, el aumento de la proporción de areniscas va emparejado al aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma.

Este término va perdiendo carácter areniscoso y ganando carbonato hacia el Sureste, de manera que pasa lateralmente, de forma

gradual, a lutitas calcáreas negras, plenamente desarrolladas en el cuadrante de Ondarroa.

Areniscas con niveles de lutitas (36). Se definen así aquellos términos con un porcentaje medio de areniscas que puede situarse en torno al 75%. La potencia de los bancos areniscosos puede aumentar hasta más de un metro. Las series de Bouma aparecen mejor desarrolladas; los muros son claramente erosivos, apareciendo con mayor nitidez todo tipo de estructuras sedimentarias. Destacan los "megarripples" en algunos estratos areniscosos aislados, así como niveles de microconglomerados basales.

En estos términos tan arenosos pueden apreciarse, bien finas intercalaciones de lutitas que separan los diferentes bancos, o bien una disposición anastomosada de dos o más estratos de arenisca con numerosos cantos blandos.

Brechas poligénicas (37). Estos materiales afloran únicamente en las proximidades de Aulestia, en contacto mecánico con ofitas del Trías; presentan una intensa tectonización y están localmente invertidos.

Se trata de un conjunto potente de brechas intraformacionales depositadas por fenómenos de deslizamiento en masa. Se han cartografiado dos tipos:

—Brechas calcáreas formadas por cantos subredondeados de caliza arenosa de tamaño centi - decimétrico en matriz lutítica y/o margosa.

—Brecha de cantos centimétricos subredondeados de naturaleza silícea y fragmentos de estratos plegados, en matriz lutítica. Presenta estructura fanglomerática.

Interestratificados en el conjunto brechoide existen varios niveles centimétricos - decimétricos de rocas piroclásticas muy ricas en sulfuros, areniscas y lutitas.

2.2.2.5. ***Cretácico superior*** (38 a 45)

Sobre la sucesión detrítica que compone la formación Deba, y a partir del Cenomaniense medio - superior, la sedimentación se hace en parte carbonatada, con episodios volcánicos y brechoides en su base, y va adquiriendo poco a poco carácter flyschoide.

El tránsito entre la formación Deba y el Cretácico superior es aparentemente gradual, al menos en aquellas zonas en las que se observan cortes completos. Se pasa de los últimos niveles de la formación Deba a margas mediante un progresivo aumento de carbonato.

Margas y margocalizas (38). Se trata de un conjunto muy potente de sedimentos carbonatados impuros, que se presentan con una ordenación en bancos decimétricos de margas, margocalizas e incluso calizas arcillosas, o bien con un aspecto masivo (sobre todo para algunos tramos potentes de margas).

Localmente se intercalan en la serie algunos niveles de areniscas calcáreas y brechas intraformacionales que dada su escasa entidad no han sido cartografiados.

Interestratificados en la serie de margas y margocalizas se encuentran numerosos y potentes niveles de rocas volcánicas de naturaleza básica.

Las rocas volcánicas se han agrupado según su naturaleza en dos grandes conjuntos: rocas cristalinas (coladas masivas, coladas de almohadillas, rocas microgranudas y diques) y rocas volcanoclásticas.

Coladas, rocas microgranudas y diques (39). Los afloramientos más abundantes son de coladas, habiéndose reconocido dos tipos principales (coladas de lava almohadillada y coladas masivas) en función de las condiciones de emisión del material lávico.

Las **coladas volcánicas con estructura en "pillow"** son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de geometría irregular (marcada por la cuenca de acumulación), ofreciendo potencias muy variadas, que oscilan entre unos pocos y varios centenares de metros, y continuidad lateral restringida. Aparecen interestratificadas, bien con otras rocas volcánicas o con rocas sedimentarias. El tamaño de las almohadillas oscila entre 25 centímetros y 1 metro, siendo esporádicamente mayores. Presentan con frecuencia estructura interna (marcada por la concentración de vacuolas) y fracturas radiales. La forma de las almohadillas es más o menos esférica, modificada por el empilamiento y adaptación de unas a otras. Los huecos existentes entre almohadillas se rellenan de material piroclástico, caliza, margocaliza, calcita y/o cuarzo.

Las **coladas masivas** son frecuentes, aunque no llegan a tener un desarrollo como el observado en las coladas con estructura en "pillow". Presentan potencias que varían de algunos centímetros a varias decenas de metros. Se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias o sobre otros episodios volcánicos. Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas. De visu presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en una matriz microcristalina. El carácter porfídico puede llegar a desaparecer adquiriendo entonces la roca un aspecto microcristalino o vítreo según zonas de la colada (bordes vítreos y núcleo cristalino). Son frecuentes las vacuolas, generalmente rellenas de calcita, que pueden llegar a mostrar una distribución preferente hacia el techo de la colada (en sentido ascendente) y según la dirección de flujo de la misma (el número de vacuolas aumenta de muro a techo en la colada confiriendo a la misma un aspecto zonado).

Estas coladas muestran una fracturación intensa (espaciado decimétrico) por diaclasado.

Se reconocen **diques** de naturaleza básica que cortan al conjunto volcánico. Tienen potencias decimétricas e incluso métricas. Presentan texturas microcristalinas y porfídicas.

También se han localizado algunos afloramientos de dimensiones reducidas de **rocas granudas** básicas (gabrodiorita), que por su forma podrían ser pequeños lacolitos. En general están muy alterados. En el único afloramiento de roca sana encontrado, ésta es granuda a microgranuda, con mayor proporción de leucocratos que de melanocratos, y disyunción en bolos.

Como **rocas volcanoclásticas** (40) se han considerado rocas de granulometría variada; en el campo se pueden distinguir tres tipos: cineritas, tobas y brechas.

Las cineritas son frecuentes aunque, proporcionalmente, no sean muy representativas. Se disponen según finos bancos interestratificados en materiales de granulometría mayor.

Las tobas son abundantes. Presentan tonalidades verde claro muy características. Generalmente están fuertemente meteorizadas. La trama está compuesta por cantos angulosos o subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como rocas microgranudas, vítreas, porfídicas, etc., inmersas en una matriz que proviene de la destrucción de ellas mismas. Con frecuencia presentan granoselección y otras estructuras sedimentarias.

Junto con tobas y cineritas se encuentran niveles interestratificados de rocas carbonatadas. La continuidad lateral de estos niveles es restringida, con potencias muy variables, desde unos pocos centímetros a varios metros.

Las brechas son muy abundantes en todo el conjunto volcánico. Están constituidas por cantos heterométricos y angulosos inmersos en una matriz de tamaño de grano medio a grueso y aspecto tobáceo. El porcentaje de matriz es muy variable. Se observan todos los pasos intermedios entre brechas con matriz escasa a

tobas con cantos muy aislados. La composición litológica de los cantos es variable. Abundan los fragmentos de "pillow - lava", encontrándose, además, fragmentos de roca vítrea, y de rocas con texturas fluidales y porfídicas.

Alternancia de areniscas calcáreas y margas ("flysch detrítico") (41). A techo del conjunto volcánico se dispone una serie alternante de margas y areniscas calcáreas con caracteres turbidíticos, intensamente meteorizadas y descalcificadas.

Las areniscas son de tamaño de grano fino - medio y se disponen en bancos regulares de potencia variable, desde centimétrica a métrica.

Alternancia de margas, margocalizas, calizas micríticas, calcarenitas y areniscas calcáreas ("flysch calcáreo") (42). Es una serie muy potente formada por litologías diversas que en algunos puntos presenta un carácter turbidítico.

En esta serie se observan dos términos diferentes: el primero está formado fundamentalmente por margas y margocalizas con algunos niveles de calizas micríticas en estratos de potencias decimétricas - métricas y, esporádicamente, calcarenitas y/o areniscas. El segundo, que se encuentra alterado, presenta características flyschoides y está formado mayoritariamente por calcarenitas y margas, con escasos niveles de calizas arcillosas en estratos de potencias centi - decimétricas.

Localmente y sobre todo en la base, se intercalan en la serie numerosos niveles discontínuos de brechas intraformacionales.

En otros cuadrantes se observan cambios laterales de facies a términos con diferente posición espacial lo que, con los datos paleontológicos obtenidos, indica que este elemento tiene un desarrollo variable a lo largo del tiempo según su localización geográfica.

Alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, lutitas y margas (flysch detrítico - calcáreo) (43). La sucesión anterior pasa, tanto vertical como horizontalmente, a facies con mayor abundancia en aporte detrítico. Se hacen más abundantes y potentes los bancos de arenisca con cemento calcáreo.

Es una serie alternante, monótona, de areniscas calcáreas, calcarenitas en niveles centi - decimétricos, lutitas y margas, que muestra caracteres flyschoides a lo largo de toda la sucesión. Los niveles eslumpizados no son muy frecuentes. Ocasionalmente se intercalan en la serie estratos calizos y niveles de brechas intraformacionales.

Esta facies se desarrolla, según las dataciones paleontológicas, a lo largo del Campaniense, perdiendo lateralmente su carácter arenoso hacia el Oeste.

Calizas, margas y areniscas calcáreas (44). A techo de la sucesión anterior se sitúa una serie en la que alternan bancos de caliza micrítica y margas grises en niveles decimétricos. También se intercalan, sobre todo en la base, algunos niveles de areniscas calcáreas y calcarenitas.

Hacia techo de esta serie se va perdiendo el carácter turbidítico.

Margas y margocalizas rojas y grises (45). Esta sucesión se ha localizado en afloramientos restringidos, jalonando el contacto con el Terciario.

Son margas y margocalizas en niveles decimétricos con algunas intercalaciones de calizas micríticas y arcillosas. Presentan tonalidades rojizas y grises.

Se han encontrado foraminíferos planctónicos que datan los materiales como de edad Maastrichtiense.

2.2.2.6. ***Terciario*** (46 a 48)

Aflora según una banda en el borde suroeste de la hoja situándose en contacto mecánico y/o paraconforme con los materiales cretácicos.

La sucesión de materiales es la siguiente:

Conglomerados y areniscas silíceas (46). Son areniscas gruesas y conglomerados en paquetes métricos con cantos de cuarzo, bien redondeados, de edad Paleoceno. Algunos niveles están eslumpizados, llegando en su evolución a convertirse en "debris flow". En las areniscas se observa la presencia de cantos blandos, de material lutítico, de tamaño centimétrico. En general todo el paquete presenta características turbidíticas.

Calizas y margocalizas alternantes (47). A techo de los niveles conglomeráticos, y en contacto paraconforme deducido con los materiales del Cretácico superior, se dispone una serie formada por calizas micríticas y margocalizas de color gris claro, en bancos decimétricos alternantes, que correspondería a la base del Eoceno inferior.

Alternancia de micritas, areniscas carbonatadas y margas (48). La serie anterior adquiere un carácter más detrítico, apareciendo abundantes niveles de arenisca calcárea interestratificada.

2.3. **CUATERNARIO** (49 a 54)

Los depósitos cuaternarios de mayor desarrollo en este cuadrante se sitúan en los alrededores de Gernika.

La **terraza de bloques** (49) está formada por bloques subredondeados de arenisca en una matriz areno - arcillosa. Los cantos llegan a apoyarse unos en otros. Estos son los sedimentos cuaternarios, de origen fluvial, más antiguos.

La **terraza arenosa** (50) está formada por materiales arenosos, amarillentos, muy sueltos, con algunos nivelillos centi - decimétricos de cantos subredondeados de areniscas.

Aluvial (51). Son los depósitos de origen fluvial actual. Abundan los sedimentos finos en la parte superior. Llegan a adquirir un desarrollo importante en el curso inferior del río Oka.

Coluvial (52). Son depósitos de gravedad, por lo que son de génesis y composición muy variable, desde las coladas de barro hasta los coluviales de bloques. Se desarrollan fundamentalmente sobre materiales de la formación Deba.

Residual (53). Son depósitos formados por acumulaciones de finos prácticamente sin transporte. Están representados en este cuadrante por las arcillas de descalcificación, en el fondo de depresiones kársticas.

Los **depósitos antropogénicos** (54) forman un conjunto muy heterogéneo en el que se incluyen vertederos, escombreras, rellenos de arena, etc. En este cuadrante sólo se ha indicado como tal una escombrera en la vertiente sur de Santa Eufemia.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el entorno del cuadrante aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas y terciarias del ciclo alpino.

El presente capítulo trata de establecer la evolución paleogeográfica, que se realiza para las distintas unidades tectoestratigráficas en la posición que ocupan en la actualidad. La correlación entre los sectores, separados por el importante accidente tectónico conocido como falla de Azkoitia - Aulestia, es problemática al no conocerse con exactitud sus posiciones originales.

3.1. JURASICO

En el entorno del área de estudio, el Jurásico comprende sucesiones eminentemente carbonatadas y margosas del Lías y Dogger, pudiendo en ocasiones aparecer el Malm (Oxfordiense y/o Kimmeridgiense). Las series jurásicas aflorantes en el área presentan características comunes como son el carácter fundamentalmente marino de los materiales y la fuerte reducción de potencia. La evolución paleogeográfica se basa principalmente en datos del conjunto de cuadrantes limítrofes (Elantxobe y Mungia), en los que las sucesiones jurásicas se complementan entre sí:

—El Lías calizo, según SOLER y JOSE (1972) (Hettangiense - Sinemuriense) comienza, en áreas colindantes (cuadrante de Elantxobe), con calizas parcialmente dolomitizadas y brechificadas por colapso (previa disolución de evaporitas intercaladas); se trata de las denominadas "carniolas infraliásicas", depositadas en un medio restringido y supra - mareal (tipo "sabkha").

Posteriormente se suceden, encuadrados en un ciclo transgresivo, depósitos de llanura mareal (figura 3.1.) de energía creciente (calizas y dolomías estromatolíticas, y oosparitas dolomitizadas).

—El denominado "Lías margoso" (Carixiense - Toarciense), junto con el Dogger y localmente parte del Malm (Oxfordiense), están representados por un tramo uniforme, margoso y calizo, de potencia condensada, con frecuentes superficies ferruginizadas ("hard - grounds") y abundante fauna de ammonites, belemnites y crinoides, cuya distribución relativa varía en el tiempo y en el espacio.

—La transgresión marina que ha quedado plasmada en la evolución de los medios sedimentarios durante Lías y Dogger (figura 3.2.), se detiene bruscamente entre el Calloviense y el Oxfordiense, iniciándose una etapa de rápida regresión, a veces marcada por discordancias erosivas (discordancia kimmérica). Es frecuente que sobre materiales de medios marinos abiertos se depositen facies oolíticas (someras y de alta energía) así como las prime-

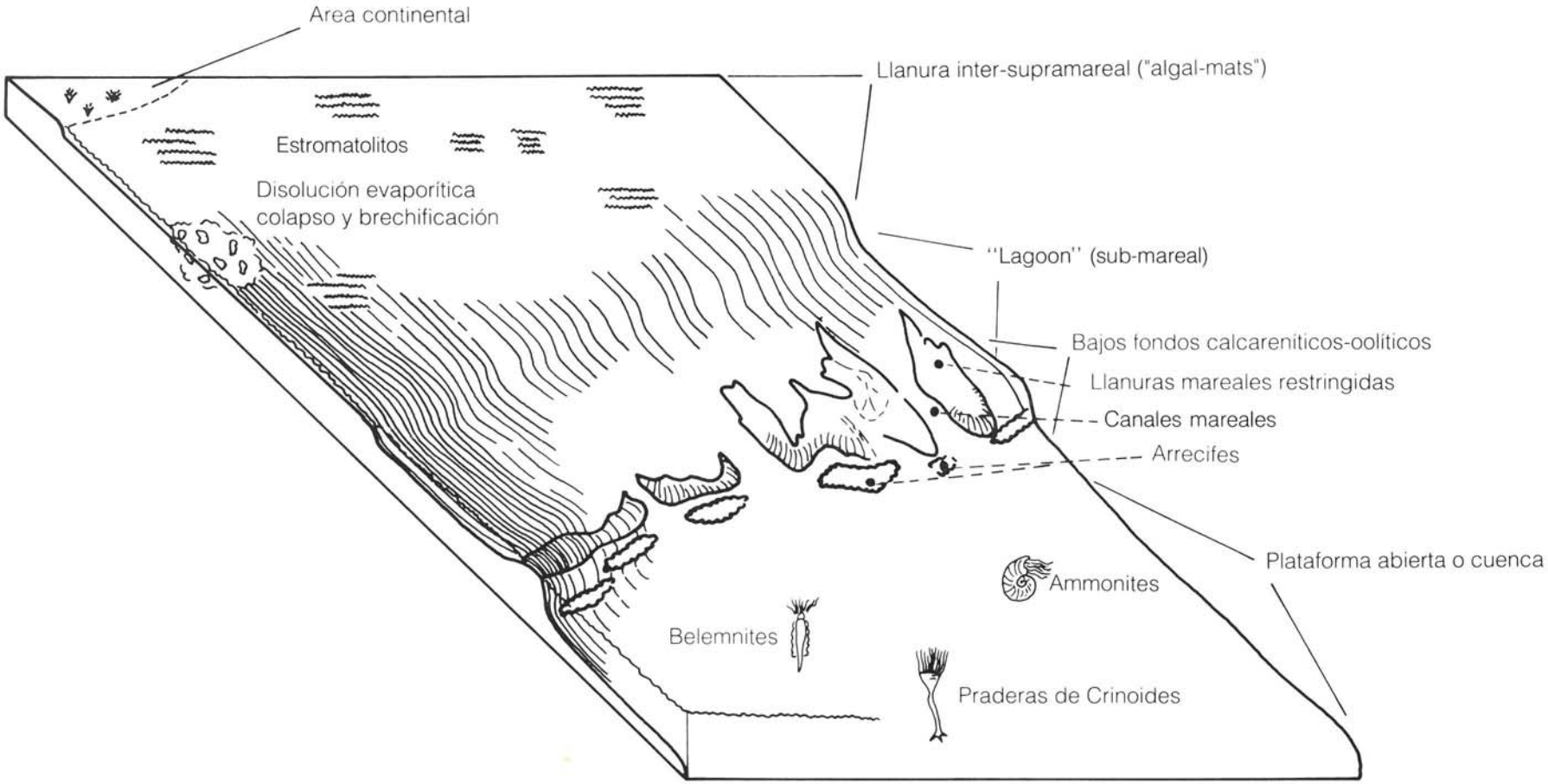


Figura 3.1.—Distribución paleogeográfica de ambientes marinos someros en el Lías inferior (escala vertical exagerada)

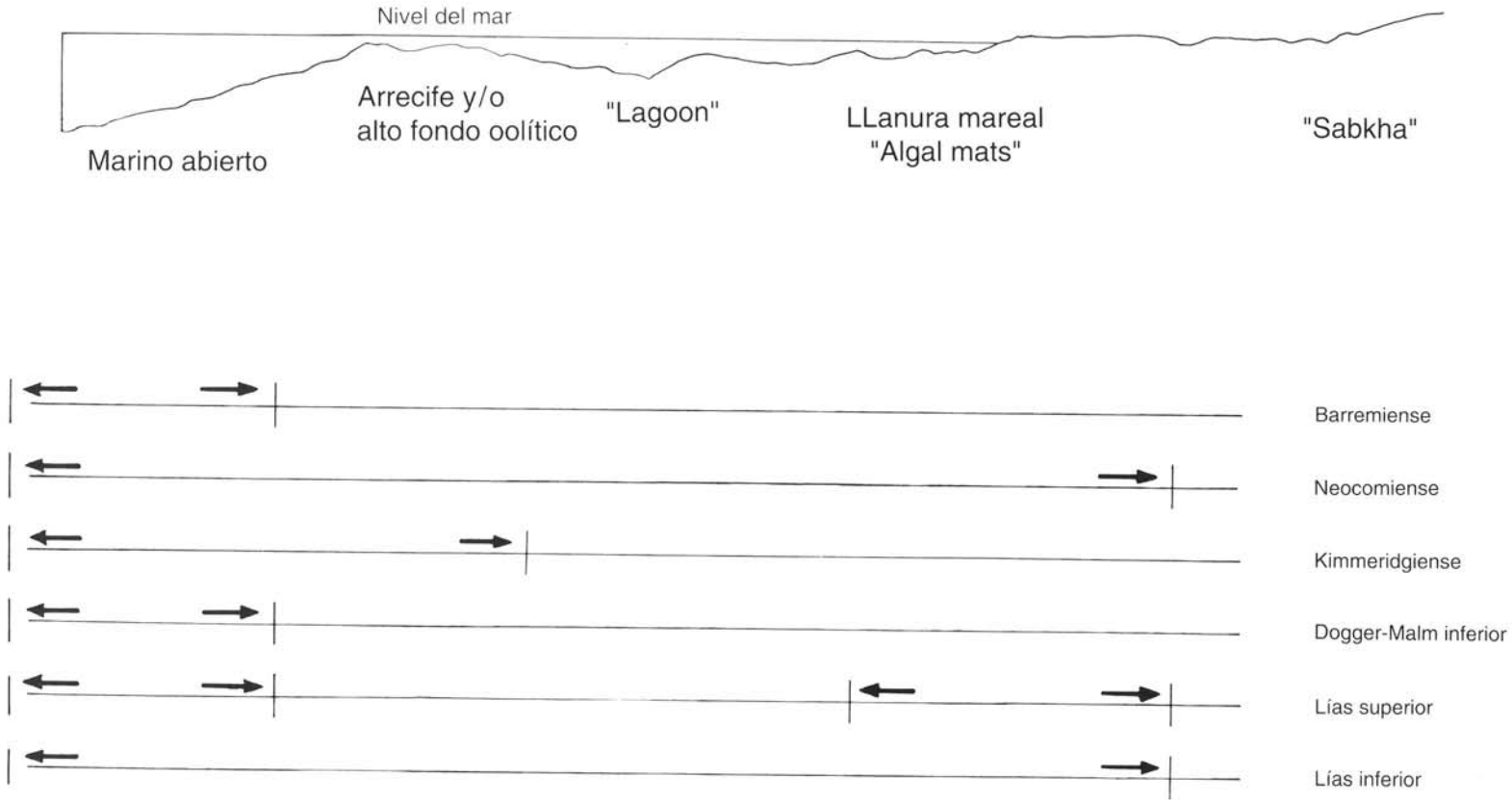


Figura 3.2.—Medios sedimentarios identificados en el área de estudio en el Jurásico y Neocomiense-Barremiense. La variedad ambiental del Lías inferior va disminuyendo al perder segmentos intermedios entre marino y mareal durante el Lías superior. Esto se debe a la transgresión que llegaría a su máximo de desarrollo durante el Dogger. La regresión durante el Kimmeridgiense y Neocomiense origina nuevamente la creación de medios sedimentarios de variedad creciente. La transgresión Barremiense anula a su vez dicha variedad hasta la llegada de los medios arrecifales del Aptiense inferior

ras manifestaciones terrígenas gruesas del ciclo jurásico en el área. Este tipo de facies oolíticas no está bien representado en el presente cuadrante; el afloramiento - tipo corresponde al área de Altamira (cuadrante de Mungia).

La evolución paleogeográfica general se visualiza en la figura 3.3.

3.2. MALM TERMINAL - NEOCOMIENSE (- BARREMIENSE ?) ("Ciclo Purbeck - Neocomiense"; SOLER Y JOSE, 1972)

Se trata de sucesiones mixtas calizo - terrígenas, depositadas en ambientes de aguas salobres (Neocomiense) (figura 3.4.), evolucionando a marinas someras (Barremiense?) y dibujando un episodio transgresivo (figura 3.5.). Litológicamente el ciclo está representado por calizas tableadas con estromatolitos y gasterópodos de aguas salobres, calizas oolíticas muy bien desarrolladas (Narea), a veces con aportes terrígenos (arenosos e incluso microconglomeráticos en Malax) y margas arenosas (Barremiense ?) que dan paso a las primeras "praderas" de orbitolínidos del Aptiense inferior, típicas del mar urgoniano.

3.3. APTIENSE - ALBIENSE INFERIOR Y MEDIO (CICLO URGONIANO)

La sedimentación urgoniana en el entorno regional fue esencialmente carbonatada. Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

El desarrollo de calizas en el área fue incipiente en el Aptiense inferior (1.ª secuencia deposicional* urgoniana), neto y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense superior basal (2.ª secuencia), y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (3.ª secuencia). La evolución paleogeográfica se visualiza en la figura 3.6.

En este cuadrante se da una sedimentación margosa durante la primera secuencia, mientras que la segunda y tercera forman una serie calcárea de somerización hacia arriba, interrumpida únicamente por esporádicas intercalaciones terrígenas que se desplazan en el tiempo y en el espacio empujadas por los movimientos del sustrato (reajuste de bloques, migración del Trías) que condicionan la presión sedimentaria y originan una progradación de sistemas deposicionales.

En el Aptiense inferior, la sedimentación carbonatada fosilífera empezó tímidamente, coexistiendo con abundantes aportes siliciclásticos (arenas y arcillas) de ambiente marino somero. En el área de Aulestia, con los primeros términos calizos discordantes, comenzó la uniformización del paleorrelieve (parece tratarse de un alto en dirección N 25° E) heredado del Barremiense. En la figura 3.7 se indican los medios sedimentarios teóricos que se reconocen en cada zona del área estudiada.

En el lapso Aptiense superior basal - Albiense medio, las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad tabular totalmente continua, debido a los frecuentes cambios laterales a materiales terrígenos arenosos y margosos que siguieron inundando la plataforma general urgoniana (Nabarniz, Aulestia, Gizaburuaga). En estas áreas de tránsito pueden darse niveles brechoides y desarrollo de calizas oolíticas (Forua) o de taludes biológicamente constructivos (Mundaka, cuadrante de Mungia).

* Empleamos el término **secuencia deposicional,** en el sentido de MITCHUM, et al. (1977), aludiendo al carácter de alternancias o parejas sedimentarias a gran escala que presentan los términos de la sucesión urgoniana y supraurgoniana.

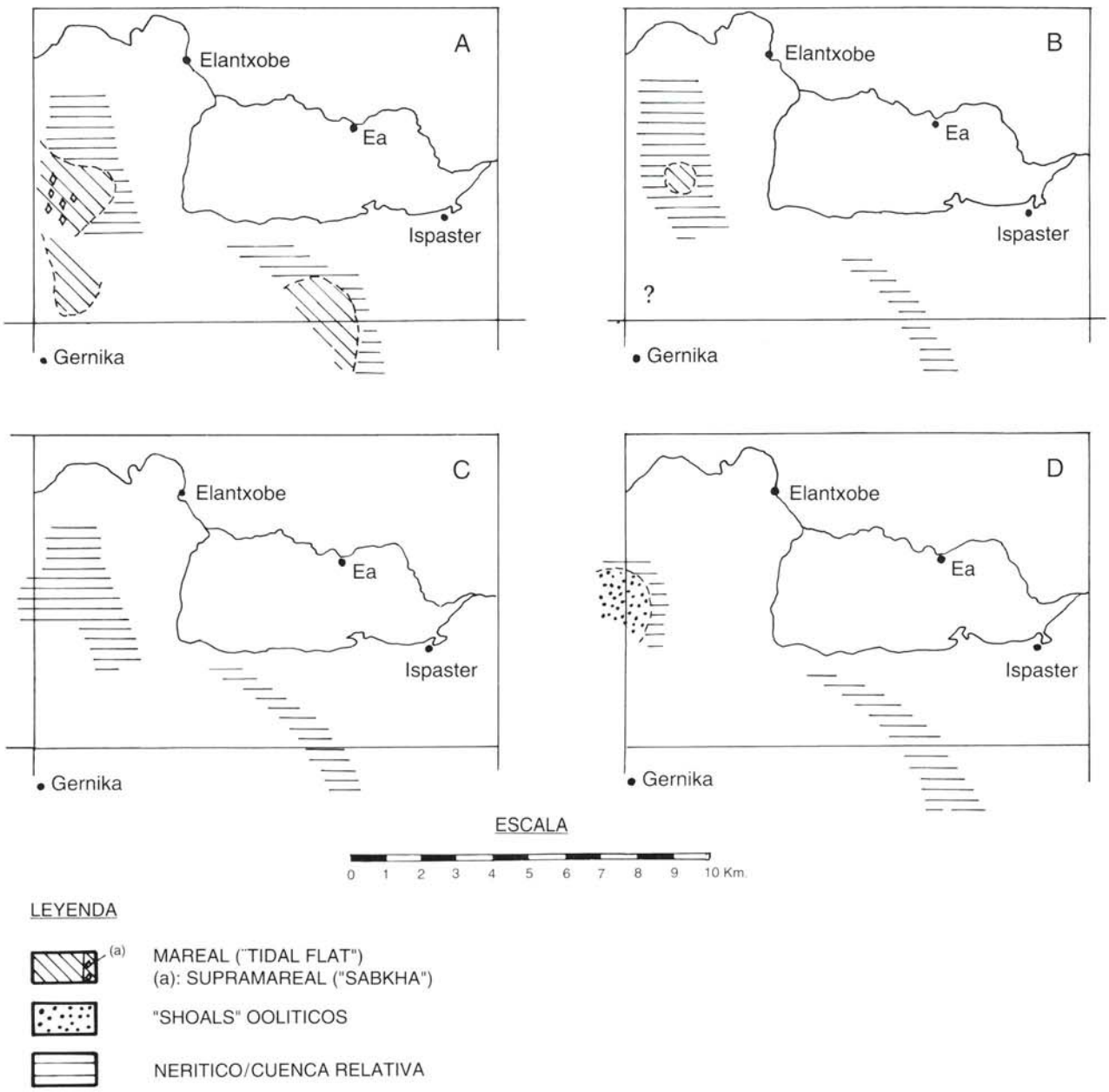


Figura 3.3.-Evolución paleogeográfica del área en el Jurásico
A) Lías inferior
B) Lías superior
C) Dogger - Malm inferior
D) Malm superior - Kimmeridgiense

Nótese la transgresión Lías-Malm inferior y la brusca reactivación tectónica Kimmeridgiense, con nueva creación de altos fondos oolíticos

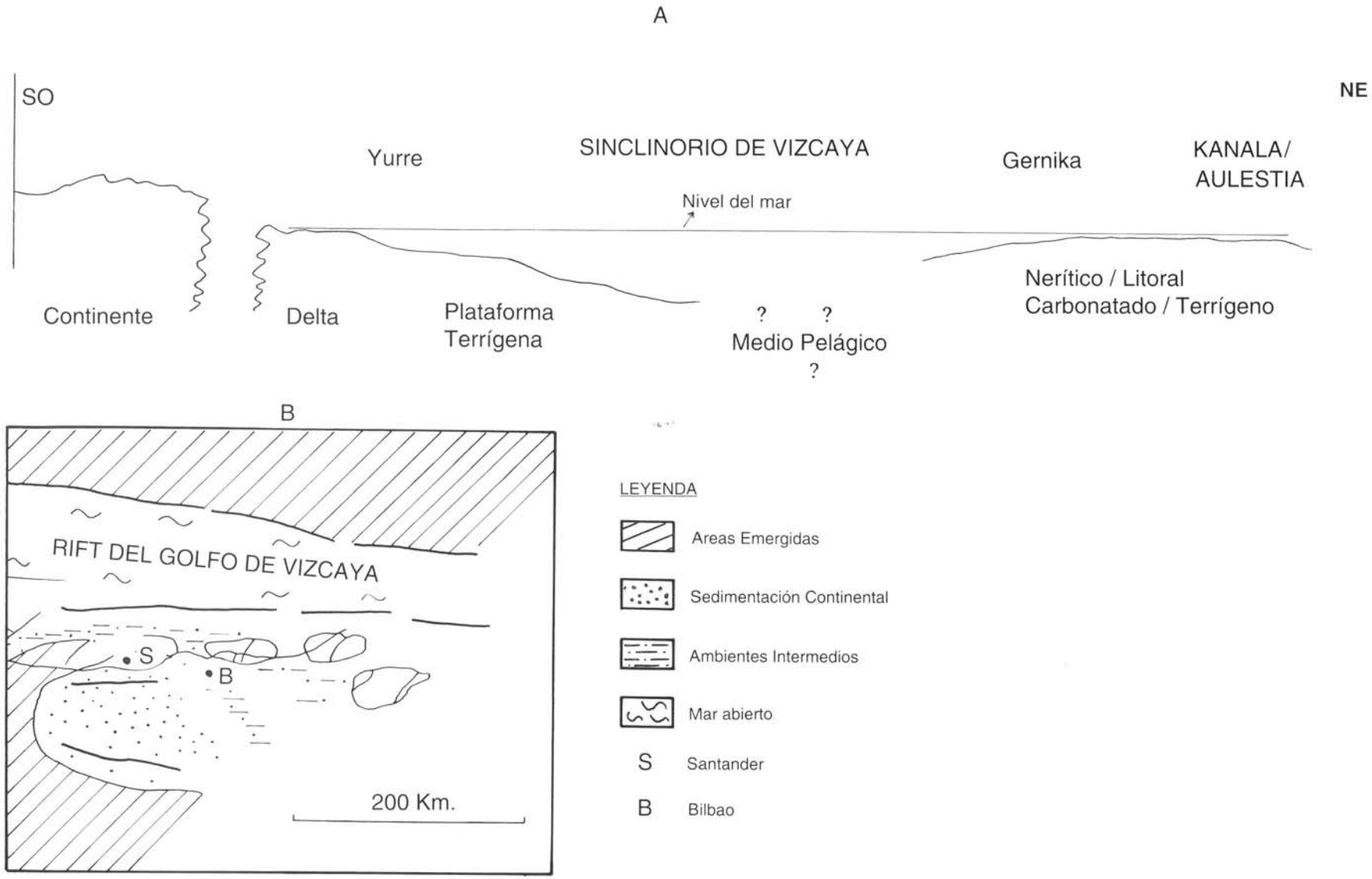


Figura 3.4.—A: Esquema de situación de medios sedimentarios en el área de trabajo durante el Neocomiense-Aptiense prearrecifal. Nótese la presencia, ya durante el Neocomiense-Barremiense, de una zona de alto en el Norte de Bizkaia y de otra de surco en el actual emplazamiento del Sinclinorio y del "Surco flysch" cretácico y terciario.
B: Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck-Weald (Malm superior - Barremiense) en la Cuenca Cantábrica

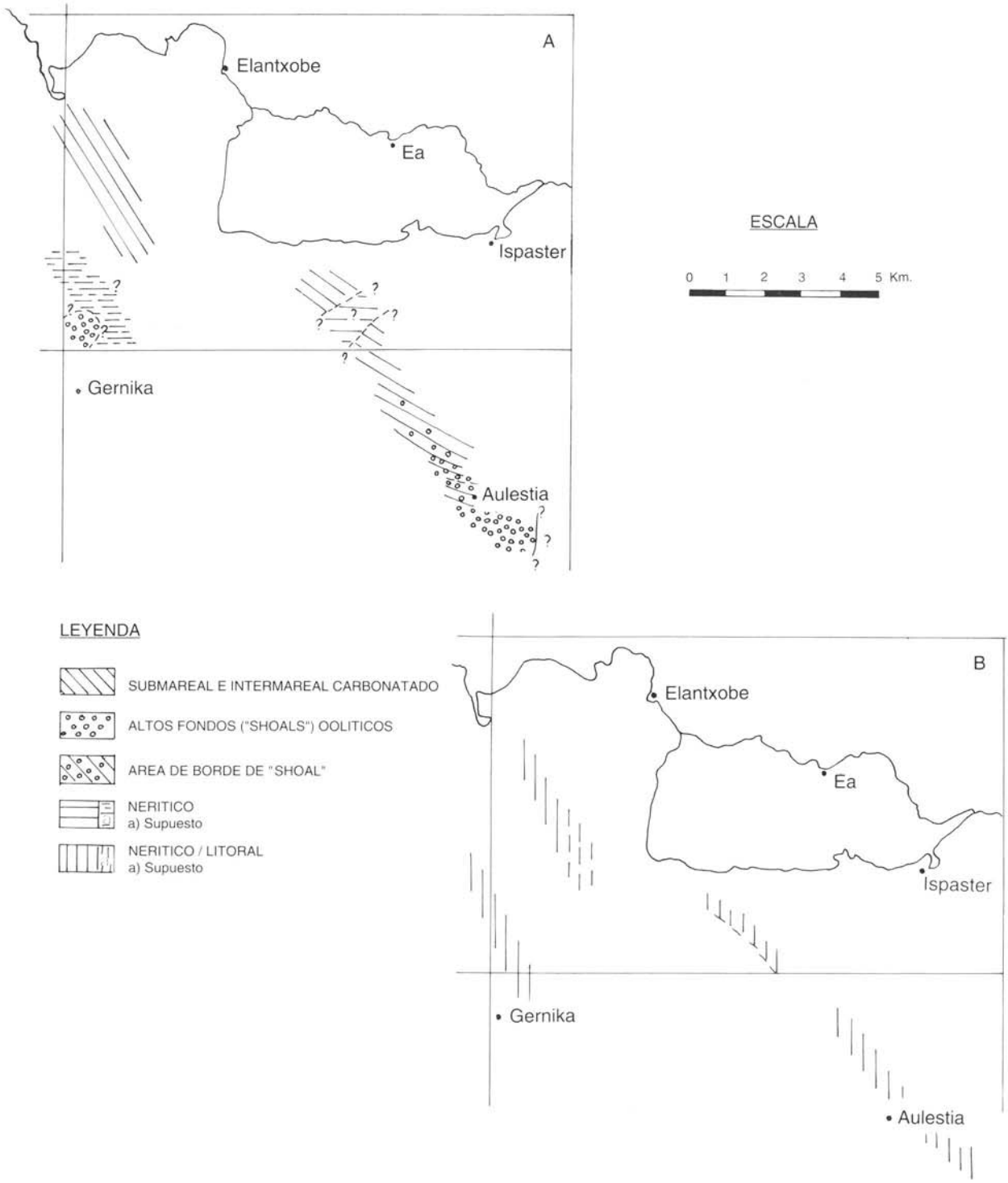


Figura 3.5.—Evolución paleogeográfica de los ambientes marinos someros durante el Neocomiense (A) y Barremiense-Aptiense basal (B). Se pone de manifiesto la primera transgresión cretácica.

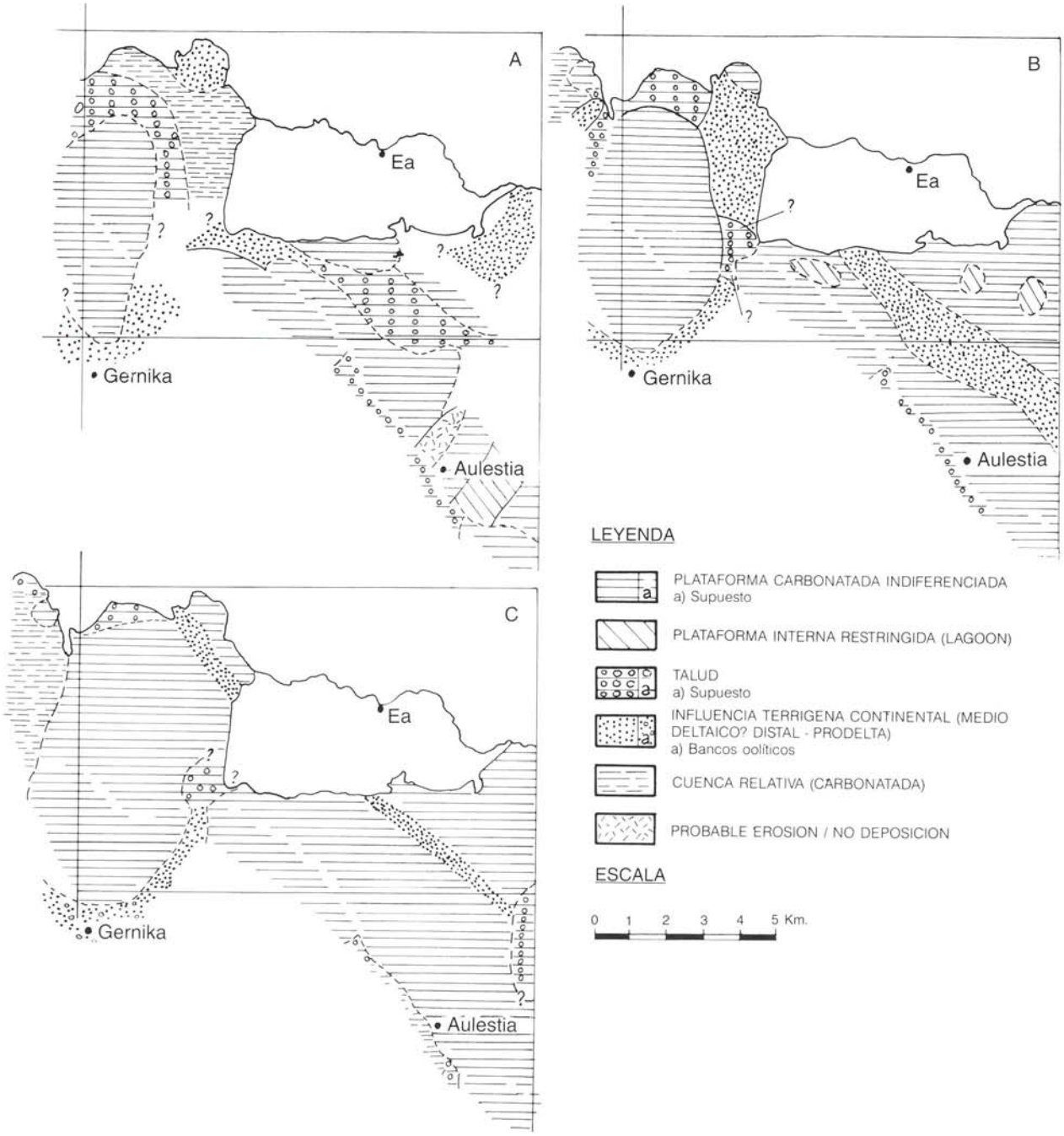


Figura 3.6.—Evolución paleogeográfica de los sistemas arrecifal-pararrecifal y deltaico (supuesto) durante las tres secuencias deposicionales urgonianas:
A.- Barremiense-Aptiense inferior
B.- Aptiense superior-Albiense basal
C.- Albiense inferior y medio
Observese la expansión de las plataformas, la evolución de los taludes y la migración y evolución de los ejes de aportes terrígenos

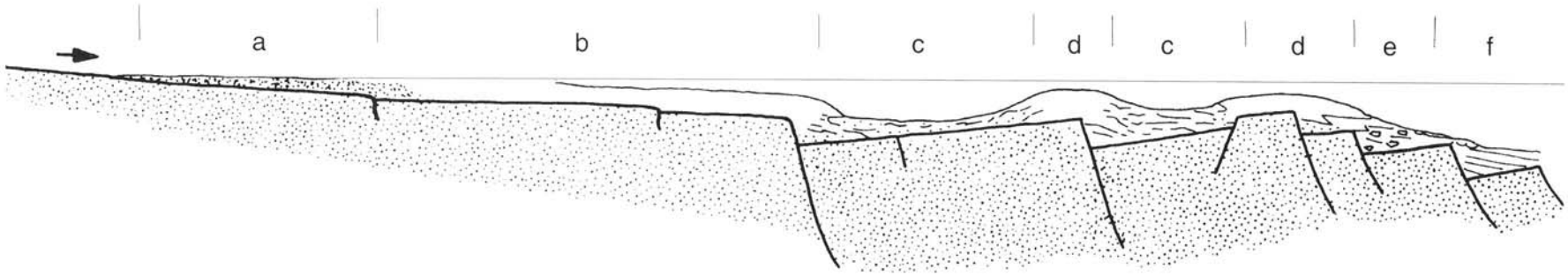


Figura 3.7.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano con indicación de áreas-tipo para cada situación paleogeográfica.

a) Facies de influencia continental (área de Forua)
b) Plataforma carbonatada (banda Forua-Busturia)
c) Cuencas restringidas o "lagoons" de plataforma interna (Aulestia, Ispaster, Ereño)
d) Bancos arrecifales ("off-shore banks") (Sta. Eufemia, área de Nabarniz)
e) Talud arrecifal destructivo (Bakio, Bermeo, Laga-Laida, Ea)
f) Cuenca marina franca (Bermeo-Bakio)

Tomado de RAT y PASCAL (1.979)

En el momento de mayor expansión, dentro de un esquema transgresivo, la presión sedimentaria del crecimiento de las plataformas arrecifales llegó a desplazar los aparatos terrígenos, progradantes hasta este momento, hacia sus áreas - fuente.

Este episodio principal de edificación de calizas se extendió, a nivel de la cuenca, desde el Aptiense superior hasta el Albiense inferior o superior. En áreas como las de Bermeo, Bilbao, Orozko, etc., no existió desarrollo de calizas con rudistas, sino que el equivalente temporal estuvo formado esencialmente por margas. Por el contrario, en las áreas de Durango y del Norte de Bizkaia, las potentes masas calizas llegaron hasta el Albiense medio. En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de "plataforma-cuenca" de WILSON (1975), con las matizaciones de su gran espesor frente a su relativamente pequeña extensión superficial.

La aparición de las sucesiones megabrechoides en Mundaka, Laida-Laga, Bakio, Bermeo y Ea (fuera del presente cuadrante), así como a menor escala en la banda Nabarniz - Aulestia implica la existencia de áreas fuente carbonatadas en proceso de desmantelamiento (figura 3.8.).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana Vasco - Cantábrica. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques (estructurados según directrices N 125° y N 25° E) que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma. A esta acción tectónica se agregó la originada por los movimientos de la sal triásica, como en el caso de Gernika, y posiblemente de la plataforma de Berdatzandi - Santa Eufemia. La migración del Trías, impulsada por reajustes de bloques en el zócalo, creó intumescencias locales en las áreas de alto, (ANTIGÜEDAD et al. (1983); GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL (1982)) contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. El emplazamiento del Trías en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien parece reflejar cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo (N 25° y N 125° E) o de fracturas con cierta entidad.

3.4. ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR (CICLO SUPRAURGONIANO)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada de tipo flysch o plataforma, característica del Cretácico superior a partir del Cenomaniense superior.

Tras la sedimentación megabrechoide de Ea, (en el vecino cuadrante de Elantxobe) comienza el depósito de facies finas de llanura de cuenca turbidítica "basin plain".

Sobre las facies descritas prograda un abanico submarino en macrosecuencia negativa: llanura de cuenca, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales (en algunas áreas, fuera de este cuadrante, la secuencia se completa con depósitos de "debris - flow" canalizados).

Se define así un eje terrígeno Bakio - Aulestia, en el que pueden separarse facies proximales en Matxitxako y Lemoiz - Jata, medias en el área de Sollube, distales al Este y Sureste de Gernika y de llanura de cuenca rodeando posiblemente esta última (franja Ibarrola - Markina) (figura 3.9.). Los dos episodios principales de sedimentación supraurgoniana

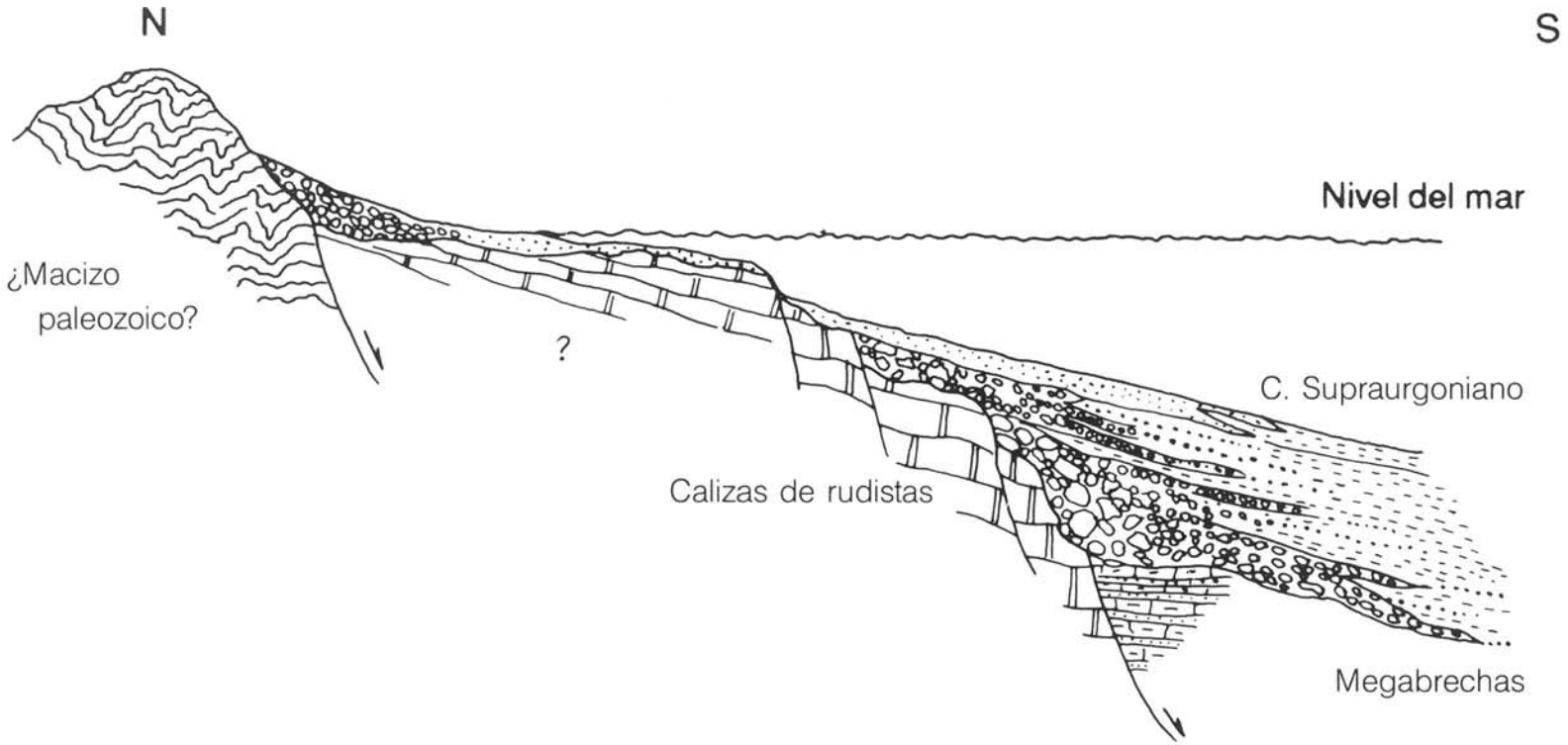


Figura 3.8.—Zona de Bakio. Esquema interpretativo de la disposición de elementos tectosedimentarios en el Albiense-Cenomaniense. Sin escala. Tomado de ROBADOR (1984)

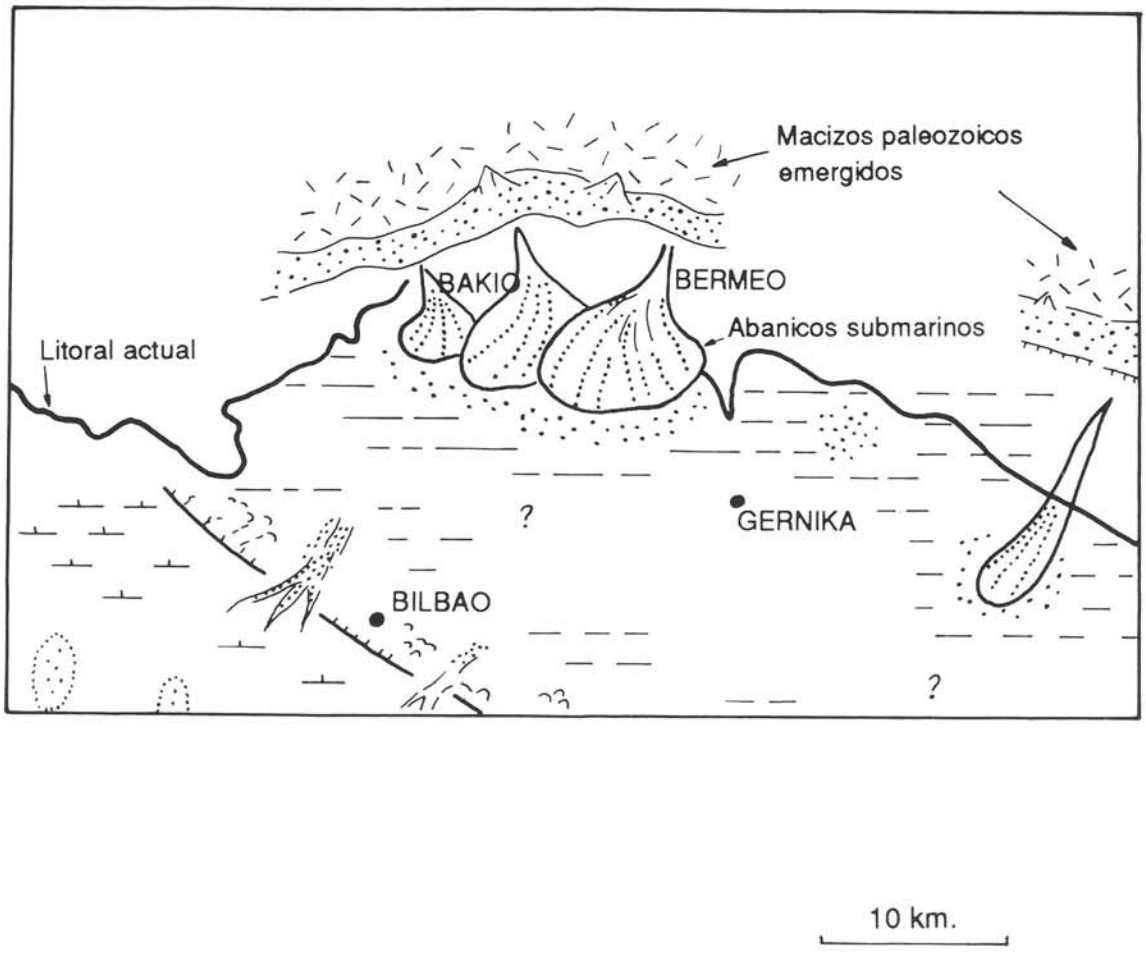


Figura 3.9.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) de los alrededores del área estudiada para el Albiense superior - Cenomaniense inferior (Supraurgoniano), según PUJALTE, 1986

tienen también su reflejo en el presente cuadrante. A las facies distales del Albiense superior se superponen canales areniscosos más proximales, representantes del segundo episodio, correspondiente al Cenomaniense inferior. La distribución y geometría de los medios sedimentarios sugiere umbrales canalizadores (posiblemente de origen halocinético) en Bakio, Bermeo, Mungia y Gernika.

3.5. CENOMANIENSE SUPERIOR - MAASTRICHTIENSE (CICLO CRETACICO SUPERIOR)

El Cretácico superior alcanza un espesor total de 3000 - 3500 metros en el Sinclinorio de Bizkaia y de unos 2500 metros en la franja de Donostia - San Sebastián.

A nivel de la Cuenca Cantábrica, la transgresión del Cretácico, iniciada en el episodio urgoniano, continuó en el Cenomaniense interrumpida solamente por una fase regresiva en el Cenomaniense superior. La máxima intensidad de la transgresión se produjo en el Turoniense inferior. El Turoniense superior vino marcado por una regresión generalizada. El Coniaciense - Santoniense inferior es transgresivo; le sigue una regresión en el Santoniense superior que continuó hasta el fin del Cretácico. La elevación final viene marcada por calizas "garumnienses" de agua dulce. En el surco "flysch", por el contrario, se mantuvo la tendencia transgresiva, hasta un máximo constituido por las calizas rojas del Danés (ORUE - ETXEBARRIA, 1983).

Se han reconocido en las provincias de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en las bases del Cenomaniense y del Turoniense respectivamente (WIEDMANN, 1979). En Bizkaia, se localizan discontinuidades en el Cenomaniense, Turoniense - Coniaciense y Turoniense - Campaniense, según las zonas.

Por último, la transgresión del Cretácico superior, la permanencia del surco "flysch" y el volcanismo sinsedimentario, deben ir ligados a la continuación de la fase de deriva en la apertura del Golfo de Bizkaia. La regresión del Cretácico final vendría a testimoniar el paso de condiciones de distensión a condiciones de compresión. Este cambio fue acompañado de otras manifestaciones tales como metamorfismo ("manto de los Mármoles").

En el entorno del presente cuadrante la evolución paleogeográfica del Cretácico superior está basada en los datos que proporcionan los afloramientos de dirección NO - SE que constituyen el margen septentrional del "surco flysch". Se describirán, por tanto, los acontecimientos que tienen lugar en un área marginal, suponiendo que el surco principal experimenta una subdivisión más o menos continuada. La evolución del entorno pasa por los siguientes momentos (figura 3.10).

1.—Se hereda un relieve diferencial más o menos acusado, relicto del Aptiense - Cenomaniense inferior.

2.—Dicho relieve se mantiene o se agudiza hasta el Turoniense, debido al funcionamiento de las fallas sinsedimentarias, heredadas de las directrices albienses, y posiblemente a la efusión y acúmulo de rocas volcánicas y volcanosedimentarias.

3.—Entre Turoniense y Santoniense se produce el relleno de los surcos locales, satélites del "surco flysch" principal, y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas de alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas.

4.—En el Campaniense inferior comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos noroeste y sureste del surco "flysch". En el Campaniense superior se consigue la uniformidad casi total del fondo marino, salvo en el área de Errigoiti (Rigoitia).

5.—En el Maastrichtiense se mantienen las condiciones creadas durante el Campaniense superior.

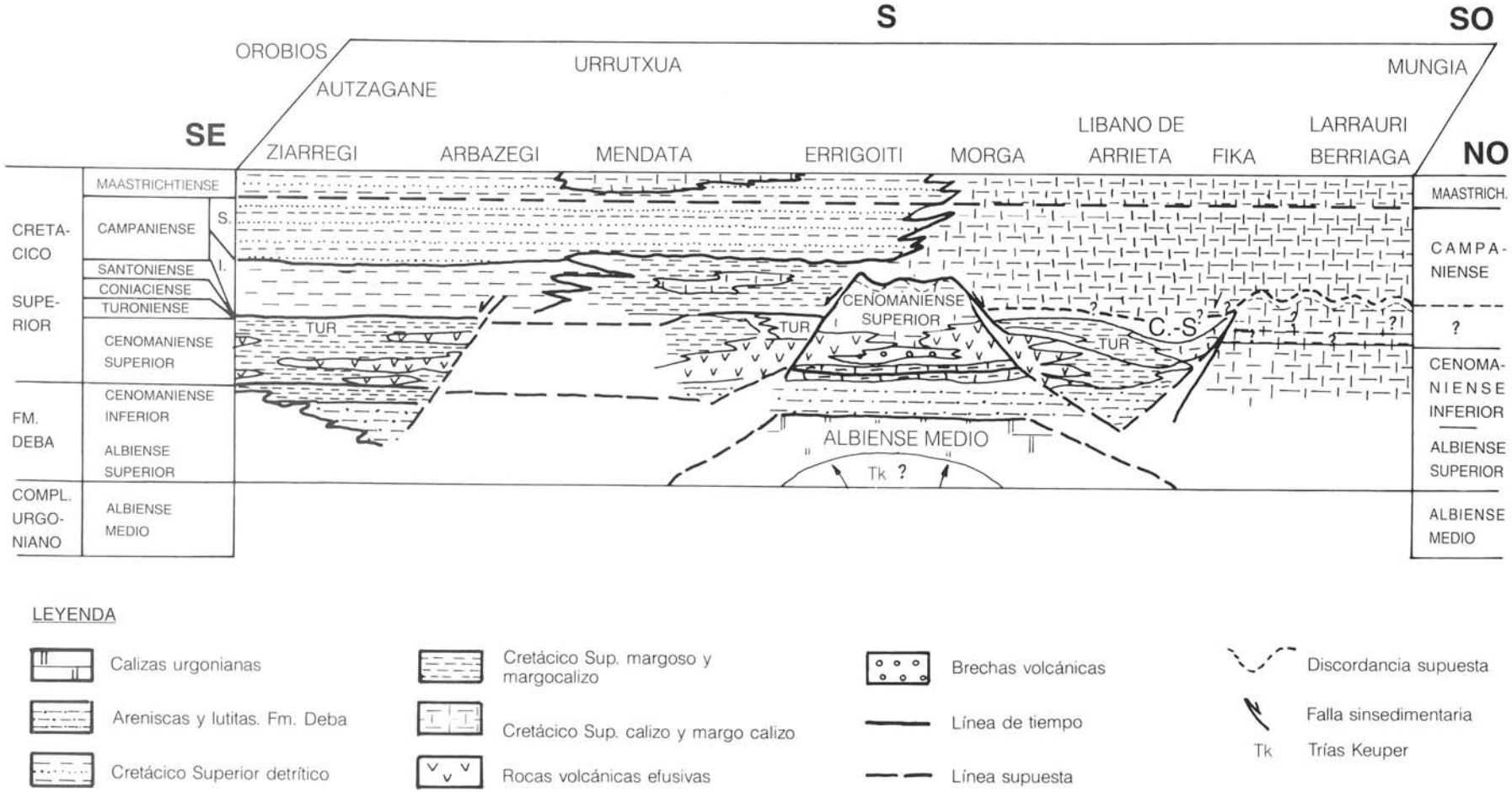


Figura 3.10.—Esquema litológico y de líneas de tiempo en la dirección SE-NO para el Cretácico medio y superior en el Sinclinorio de Bizkaia. Quedan reflejados los altos y surcos secundarios en la zona del alto paleográfico general que representaba el margen NE del Surco Flysch.
TUR: Turoniense. C.-S.: Coniaciense - Santoniense.

3.6. **PALEOCENO - EOCENO**

Los materiales de la base del terciario en el presente cuadrante están constituidos por conglomerados y areniscas silíceas concordantes sobre un sustrato maastrichtiense, sobre los que a su vez retorna una sedimentación pelágica en forma de depósitos margocalcáreos y arenosos.

Los litosomos de terrígenos gruesos deben representar acúmulos en las proximidades de los escarpes sinsedimentarios correspondientes a las fracturas activas, de Gernika - Ibarrangelua y Arrillas - Axpe (de dirección variable entre N 25° y N 60° E), relacionadas con emplazamientos triásicos y relieves sindeposicionales desde el Aptiense, al menos, hasta el Paleoceno. (ver figura 4.2.).

Pese a la complicación tectónica, se puede suponer que estos acúmulos terrígenos reposan en discontinuidad erosiva sobre un sustrato de cuenca carbonatada hemipelágica, que vendría dado por las margas y micritas adyacentes. Sobre los terrígenos del Paleoceno inferior vuelve a instalarse un medio hemipelágico como el que se acaba de describir.

La escasez de afloramientos impide conocer la extensión de la cuenca hemipelágica característica de esta época sedimentaria. Sin embargo, teniendo en cuenta datos de cuadrantes adyacentes (Lezama, Bilbao y Getxo), se ha podido establecer la presencia de altos y surcos parciales dentro del gran surco "flysch", así como la progradación desde el Oeste de un abanico cuyas facies, sucesivamente más proximales, recubren la llanura submarina.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en la hoja de Gernika - Lumo se encuentran deformados según directrices ONO - ESE, coherentes con la estructuración general en esta parte de la Cuenca Vasco - Cantábrica.

La cartografía geológica realizada en el cuadrante, y en zonas vecinas, pone de manifiesto la existencia de una serie de estructuras tectónicas (pliegues y fallas) de importancia regional, que son el resultado de la fase principal del plegamiento alpino, de edad post-Eoceno. Algunos de estos accidentes han provocado un desplazamiento relativo muy importante entre bloques, siendo este el principal motivo por el que la cartografía geológica se ha realizado en base a unidades y sectores.

Esta fase de deformación es también, a nivel regional, la de mayor importancia, habiendo producido los grandes pliegues de dirección N 120° E, como el anticlinal de Bilbao, Sinclinal de Punta Galea-Oiz y otras estructuras que en algunos puntos de la Cuenca Vasco - Cantábrica muestran vergencias al Norte.

En el cuadrante de Gernika - Lumo, tal y como se observa en el mapa y cortes geológicos, puede decirse que, a gran escala, la disposición estructural de los materiales aflorantes es relativamente sencilla. La falla de Aulestia - Azkoitia separa dos series de materiales que muestran sentidos de buzamiento opuesto; así, en el bloque sur de la citada falla, los materiales buzan hacia el SO formando parte del flanco septentrional de una gran estructura conocida como sinclinal de Punta Galea-Oiz, en cuyo núcleo se encuentran los materiales terciarios. Por el contrario, al Norte de la falla de Aulestia - Azkoitia, los materiales buzan al NE, constituyendo el flanco sur de una estructura cuya resolución cartográfica se extiende por los vecinos cuadrantes de Elantxobe y Ondárroa.

Esta disposición estructural se ve localmente alterada por algunas estructuras de menor entidad como la falla inversa de Berreño y el asomo de materiales triásicos de Gernika, cuya incidencia en la cartografía se comentará más adelante. Coincidiendo con el asomo cartográfico de los materiales triásicos, en las proximidades de Gernika, se ha deducido la presencia de una importante fractura de dirección SSO - NNE (falla de Gernika-Ibarrangelua) cuya traza cartográfica se sitúa principalmente en los cuadrantes de Elantxobe y Mungia. Dicha fractura se sitúa en las proximidades del vértice noroeste de la presente hoja de Gernika y su funcionamiento ha producido el desplazamiento de estructuras que se aprecia en el plano de la figura 4.2.

Dentro del cuadrante de Gernika-Lumo, solamente se ha identificado la fase de deformación ya mencionada, aunque en hojas próximas (Bermeo, Mungia) a esta fase se le superpone otra cuyas directrices son NNE-SSO (N 20° E aproximadamente).

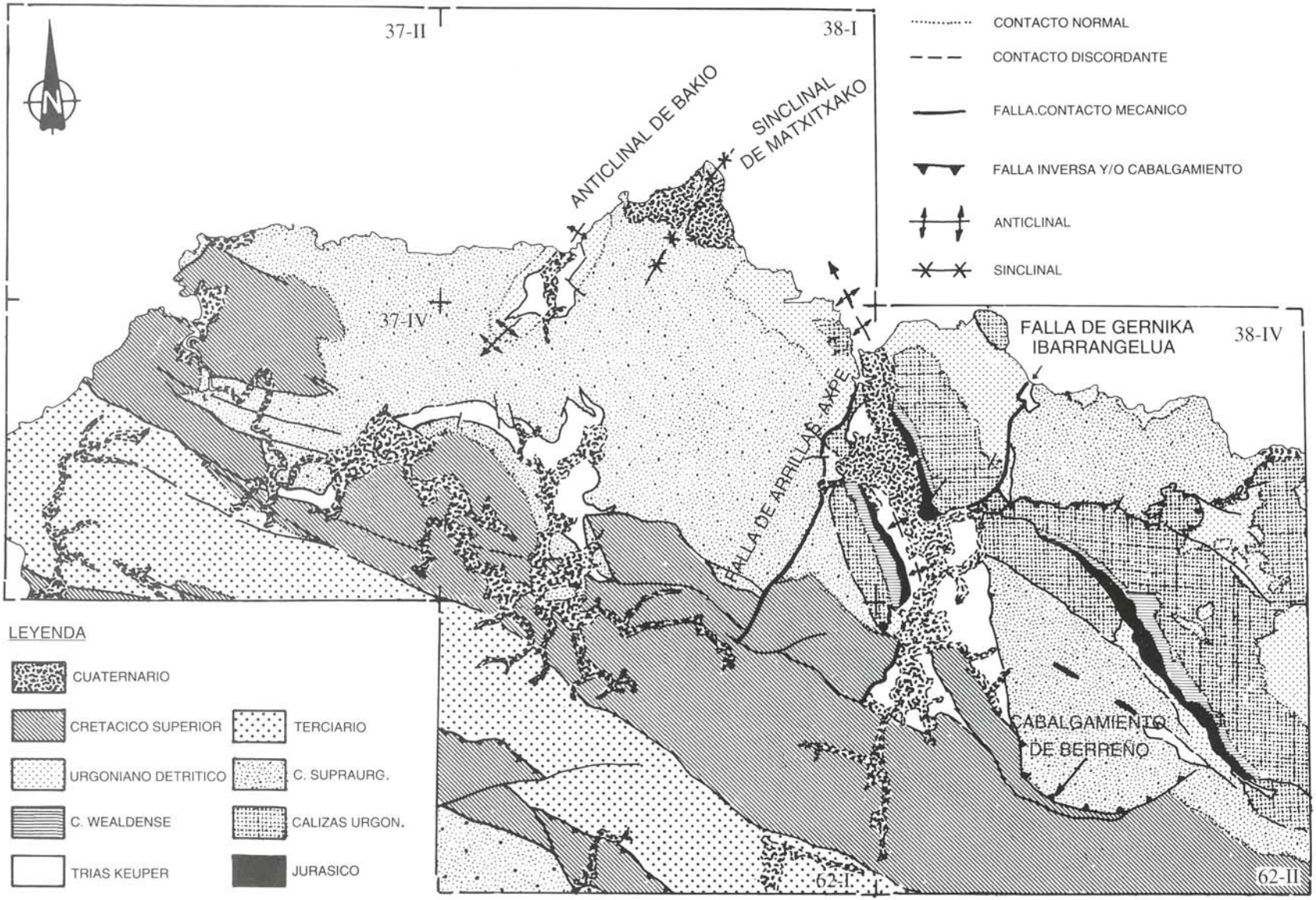
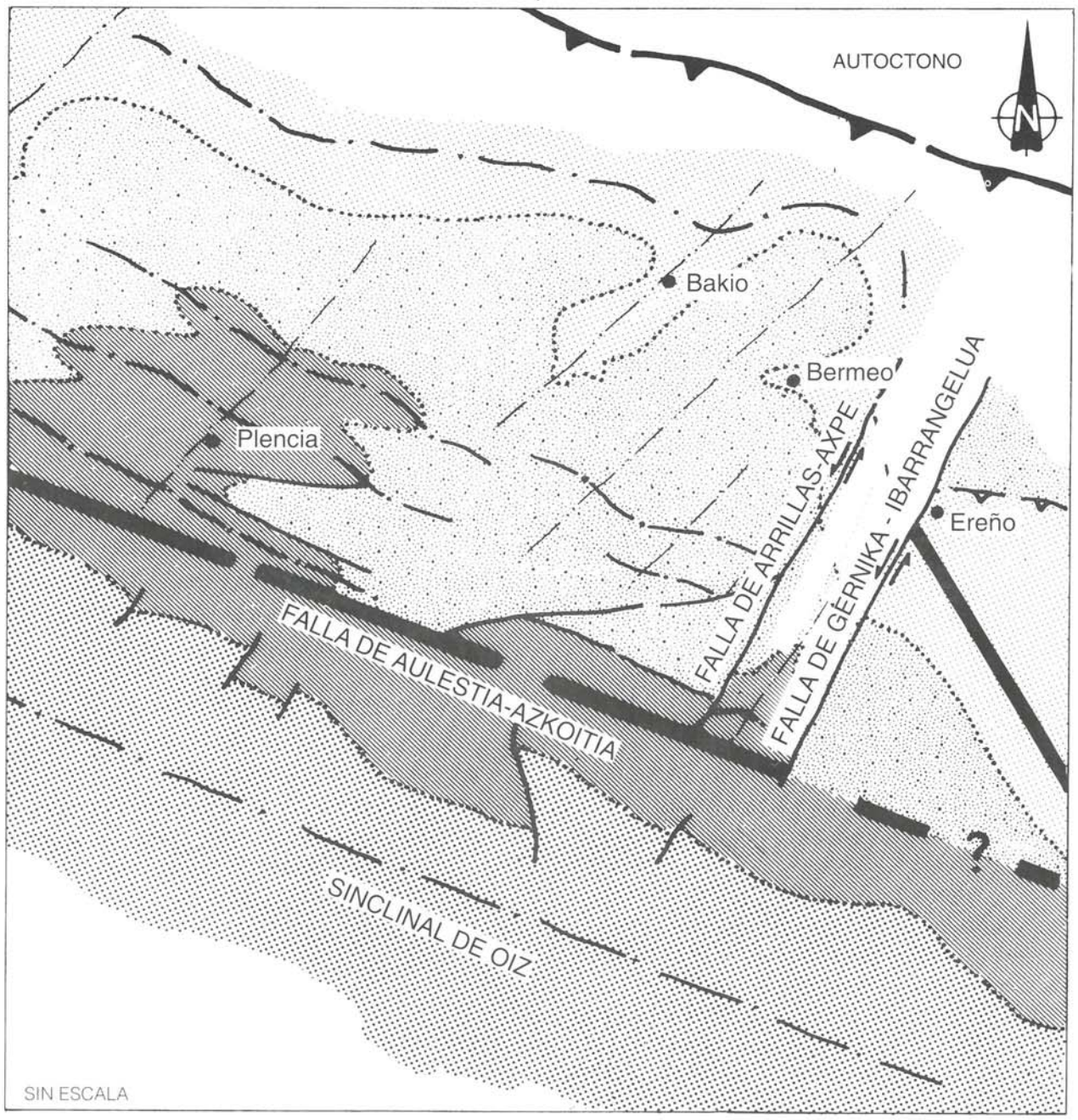


Figura 4.1—Esquema geológico del cuadrante 62-II "Gernika-Lumo" y sus alrededores



TERCIARIO

CRETACICO SUPERIOR

C. SUPRAURGONIANO

C. URGONIANO

DIRECTRIZ DE LA FASE PRINCIPAL DEL PLEGAMIENTO ALPINO

DIRECTRIZ DE LOS PLIEGUES TARDIOS ASOCIADOS AL FUNCIONAMIENTO DE FALLAS DE DESGARRE Y/O CABALGAMIENTOS

Figura 4.2—Esquema estructural idealizado para la zona cubierta por el cuadrante de Bermeo y sus alrededores

Las observaciones realizadas a nivel de afloramiento en la presente hoja, referidas a la distribución de los pliegues, su geometría, así como ciertas propiedades de los mismos (relación espesor-longitud de onda, estrías, diaclasas, etc.), inducen a pensar que se han desarrollado por "buckling", y que la deformación interna está en parte controlada por la estratificación planar de la roca. En algunos pliegues cilíndricos se han observado estrías de deslizamiento en las superficies de los estratos ("flexural slip"), que son perpendiculares al eje de los mismos. Los ejes de los pliegues suelen ser subhorizontales, al igual que las lineaciones de intersección (L_1), medidas allí donde hay desarrollo de esquistosidad; sólo en determinadas bandas las lineaciones presentan un fuerte cabeceo (no se observan síntomas de aplastamientos heterogéneos).

A continuación se describen con más detalle cada una de estas estructuras presentes en la hoja de Gernika.

Falla de Aulestia - Azkoitia

Es un accidente de importancia regional, cuya traza cartográfica se sigue desde la costa oeste de Bizkaia hasta la zona del Oria, pasando por Gernika, Aulestia y Azkoitia. Probablemente se trata de un accidente cortical antiguo, heredado del ciclo hercínico, con una historia compleja, y parece claro que durante el Cretácico superior condicionó la salida de los materiales volcánicos que, cartográficamente, presentan sus mayores potencias en las proximidades de esta fractura.

En su última etapa de funcionamiento se ha comportado como un desgarre dextral, aunque no puede descartarse que haya tenido otro tipo de movimiento en etapas anteriores. LLeva asociada una esquistosidad muy penetrativa que, en las proximidades de la falla, llega a obliterar la S_0.

Por último cabe señalar que la resolución cartográfica de este accidente estructural puede ser más compleja que la presencia de un único plano de falla. Por el contrario, tal y como se ha representado en el corte geológico III - III', es muy posible que la falla de Aulestia - Azkoitia se resuelva en varios planos de fractura; uno de ellos es el que ha servido para separar los sectores de Ondarroa y Gernika, pero es probable que exista algún otro plano de falla cuya traza cartográfica quedaría oculta por el bloque alóctono del cabalgamiento de Berreño.

Falla de Gernika - Ibarrangelua

Es una falla de dirección SSO - NNE que puede seguirse desde el pueblo de Gernika hasta la costa por Ibarrangelua, aunque dentro del presente cuadrante apenas tiene representación cartográfica. Se trata de un desgarre sinestral que desplaza (y gira) el anticlinal de la Ría de Gernika (fuera del presente mapa). La falla de Aulestia - Azkoitia queda desplazada por esta fractura, y en la intersección de ambas fallas se produce la extrusión del material triásico cartografiado en el vértice noroeste del presente cuadrante.

Cabalgamiento de Berreño

Es una estructura de notable representación cartográfica, que ocupa la parte central de la hoja de Gernika-Lumo. Su morfología se aprecia en el mapa geológico y también en el corte III - III'; se trata efectivamente de un plano muy tendido, con vergencia sur, que pone los materiales de la formación Deba, encima de la serie del Cretácico superior.

En el frente del cabalgamiento llega a producirse una esquistosidad subhorizontal muy penetrativa, pudiendo incluso obliterar la S_0 e invertir las series; en el bloque levantado se observa una tectonización intensa con pliegues vergentes al Sur, de flanco norte largo y flanco sur corto e invertido en numerosas ocasiones.

La estructura, aunque cartográficamente amplia, queda restringida a las proximidades de la falla de Aulestia - Azkoitia, y probablemente oculte alguno de sus planos, tal y como ya se ha mencionado, muy cerca de su intersección con la de Gernika - Ibarrangelua, por lo que el cabalgamiento de Berreño se considera genéticamente ligado al funcionamiento de ambos desgarres.

5. PETROLOGIA

Las rocas no sedimentarias aflorantes en el cuadrante de Gernika-Lumo pertenecen a cuatro conjuntos diferentes: ofitas del Trías, rocas de origen hidrotermal en el Urgoniano, diques básicos en la formación Deba y Complejo Volcánico del Cretácico superior.

5.1. OFITAS TRIASICAS

Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasa y melanocratos.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasa calcárea y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran: feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden de la transformación de los principales y son hornblenda (marrón y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos y, en algunas muestras, serpentina de alteración de olivino. Como producto de alteración es muy frecuente la epidota.

Las rocas tienen textura intersertal microgranulada, holocristalina, homométrica de grano fino.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos.

La hornblenda marrón ha sufrido una transformación en hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos; también se transforma en actinolita, biotita, mica blanca y clorita.

Debido a estas transformaciones es corriente encontrar en los planos de exfoliación menas y epidotas como subproducto.

La esfena sufre una transformación, por oxidación a menas metálicas.

Se encuentra serpentina probablemente por alteración de olivino.

Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal, se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que "tapiza" toda la roca.

5.2. ALTERACIONES HIDROTERMALES - SILICIFICACIONES

Constituyen pequeños cuerpos asociados a fracturas que se localizan en el Complejo Urgoniano, con importante silicificación, que se interpretan como el resultado de un proceso de alteración hidrotermal.

Son rocas blanquecinas de grano muy fino, de aspecto brechoide y sacaroide. En lámina delgada presentan textura microcristali-

na, homométrica, formada por un entramado de albita, cuarzo y sericita. Se distinguen igualmente, pirita, óxidos y apatito. Los minerales no presentan contactos netos. En otras ocasiones la mineralogía está constituida casi exclusivamente por cuarzo, que se presenta en granos monocristalinos de unas 50 micras. La textura predominante es la afieltrada, donde los microlitos se disponen en un entramado sin orientación preferente. La roca suele estar atravesada por venas de espesor milimétrico y forma irregular, que en ocasiones acaban con ensanchamientos o en geodas; el relleno de estas venas suele ser de cuarzo exclusivamente.

Es característica común en los afloramientos observados la intensa brechificación de los cuerpos, lo que confiere a la roca una aspecto "ruiniforme".

5.3. DIQUES BASICOS

Se presentan cortando las series, detríticas de la Formación Deba; sobre todo en los afloramientos septentrionales. No sobrepasan los 5 m de potencia y suelen ofrecer un grado de alteración muy avanzado, llegando a confundirse con los estratos arenosos.

Son rocas subvolcánicas de composición básica - intermedia, de grano fino y con escasísimos fenocristales, generalmente transformados, en una matriz de textura microcristalina.

Microscópicamente es una roca de textura microgranuda, holocristalina, homométrica, formada por plagioclasas idio - hipidiomorfas, que forman un entramado con albita y algún piroxeno totalmente alterado a anfíbol. La roca está en avanzado estado de alteración y ha sufrido una fuerte descalcificación. La calcita se forma en una última fase de alteración y relleno, y presenta hábito idiomorfo.

5.4. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR

Dentro de él se han diferenciado tres conjuntos petrográficos:

—Rocas microgranudas

—Rocas porfídicas

—Rocas volcanoclásticas.

Las **rocas microgranudas** se corresponden con lacolitos, sills, diques y posibles núcleos de coladas.

Son rocas microgranudas, homométricas o heterométricas, holocristalinas, con cristales idio - hipidiomorfos y textura ofítica.

Como minerales principales contienen:

—plagioclasas de hábitos idiomorfos - hipidiomorfos con maclas polisintéticas y de Carlsbad. Se presentan fuertemente zonadas.

—piroxeno monoclínico (augita) de hábito idio - hipidiomorfo, fuertemente uralitizado a hornblenda marrón que posteriormente se transforma en hornblenda verde y por alteración de ésta en actinolita, biotita y clorita.

Los minerales secundarios proceden de la alteración de plagioclasas y melanocratos, a los que llegan a seudomorfizar: biotita de anfíbol, sericita de plagioclasa, epidota de plagioclasa y melanocratos, serpentina ofreciendo textura mallada (posiblemente seudomorfizando a olivino), calcita de plagioclasa y melanocratos.

Rellenando fracturas e intersticios se encuentran calcita, prehnita, epidota, clorita y albita.

Se podrían clasificar como microgabros y basaltos microcristalinos.

Las **rocas porfídicas** corresponden, bien a coladas de "pillow-lavas" o, a coladas masivas. Entre estos dos tipos se observan pequeñas diferencias.

La composición mineral es la siguiente:

Como minerales principales:

—plagioclasa (oligoclasa-andesina) en fenocristales maclados y zonados, de hábito idiomorfo y tamaño de 1 a 6 mm. con grado medio - alto de alteración. En ocasiones se observa una generación más temprana incluida en fenocristales de plagioclasa.

—piroxeno monoclínico (augita), de hábito idiomorfo y tamaño variable (hasta 5 mm). Presenta maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto). En algunas coladas de tendencia traquítica llegan a estar ausentes. También se encuentran como relictos o pseudomorfizados por otros minerales. Pueden estar transformados en anfíbol marrón.

La matriz alcanza diversos tipos de cristalinidad y textura, desde microcristalina a criptocristalina, con fenocristales de tamaño reducido, o vítrea con textura esferulítica. Cuando el grado de cristalinidad lo permite, se observa que mayoritariamente está formada por una generación de plagioclasa de hábito alargado orientada según la dirección de flujo o en un entramado desordenado. En ocasiones aparecen cristalitos de piroxeno y/o anfíbol marrón idiomorfo en la matriz.

Como minerales accesorios se encuentran menas metálicas, apatito de hábito alargado, circón y esfena.

Los minerales secundarios proceden de la transformación y alteración de otros minerales o bien se encuentran rellenando fracturas. Calcita, clorita, cuarzo y menas se encuentran rellenando vacuolas. Como alteración de melanocratos se encuentran clorita, calcita, menas, epidota y biotita. La plagioclasa se altera a calcita, sericita y epidota. Algunas menas metálicas proceden de la alteración de la esfena.

La abundancia de fenocristales y el tamaño de los mismos es variable. Es frecuente encontrar pseudomorfos de plagioclasa y piroxeno formados por calcita, clorita y cuarzo (calcedonia) en forma microcristalina o de agregados radiales o desordenados.

Las vacuolas no siempre están presentes; muestran formas redondeadas, esféricas o ameboides, alargadas y orientadas según la dirección de flujo. En general, están rellenas de minerales.

Prácticamente todas las rocas de este grupo son porfídicas y suelen presentar textura fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopilítica).

Las diferencias entre coladas masivas y de lava almohadillada solamente pueden establecerse a nivel estructural, observándose que las coladas masivas presentan un contenido menor en vacuolas, menos fenocristales y matriz microcristalina en la mayor parte de los casos.

Estas rocas pueden definirse como basaltos alcalinos y andesitas.

De las **rocas volcanoclásticas,** se han reconocido varios tipos, según HUGHES (1982):

—Rocas autoclásticas extrusivas ("flows breccias"). Se trata de rocas formadas por un flujo continuo con variaciones en la velocidad de enfriamiento dentro del mismo cuerpo, lo que origina una autobrechificación.

Los fragmentos son angulosos, y tienden a la redondez con el movimiento. Tienen tamaño centimétrico y bordes difusos.

La composición mineral de los fragmentos es similar a la de la matriz que los engloba, aunque la cristalinidad y el color son diferentes.

En los casos observados son rocas vítreas con cristales aislados de plagioclasa y numerosas vacuolas, que presentan textura fluidal.

La alteración y los rellenos ofrecen una mineralogía variada: calcita y/o clorita y/o cuarzo en vacuolas, en agregados desordenados y/o radiales y como rellenos en fracturas. Se observa igualmente que se produce desvitrificación.

—Rocas piroclásticas. Se consideran así las formadas por actividad explosiva. Se han diferenciado:

Brechas de lava almohadillada: (Brechas de explosión) producidas por actividad explosiva. Se trata de rocas formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosos, de tamaño centi-decimétrico inmersos en una matriz tobácea, más fina, en proporciones variables. Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilítica, pertítica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo. La matriz está compuesta por piroclastos finos (lapilli) en avanzado estado de alteración, que produce clorita, epidota y calcita.

Brechas: (brecha intrusiva o tabasita). Se trata de rocas formadas por fragmentos, de tamaño y morfología variadas, de lavas almohadilladas, rocas porfídicofluidales, rocas microcristalinas, vítreas, epiclásticas e incluso sedimentarias, inmersas en una matriz ígnea fluidal vítrea o ligeramente recristalizada.

—Rocas epiclásticas. Son rocas mixtas formadas por componentes volcánicos, retrabajados por procesos sedimentarios, y componentes sedimentarios originales. Suelen presentar estructuras sedimentarias, granoselección, superficies de erosión, laminación, etc.

Este grupo se ha subdividido según el tamaño de los granos en tobas y cineritas.

BIBLIOGRAFIA

AGUILAR TOMAS, M.J. (1975).—"Sedimentología y Paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Tesis Doctoral. *Estudios geológicos* vol. XXXI pp. 1-213. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C. (España).

ANTIGÜEDAD, I *et al.* (1983).—"Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Bilbao (Vizcaya)". *Bol. IGME.*

AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—"Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses rélations avec le metamorphisme et la tectonique". *Bull. SGT* T. XVIII 6, pp. 1725 - 1728.

BADILLO LARRIETA, J. M.; GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).—"Análisis del Flysch Negro (Albiense superior - Cenomaniense inferior) en la Bahía de Arminza, Vizcaya". *Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco.* Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón - Menorca, Sept. - Oct. 1983.

BOILLOT, G. *et al.* (1973).—"La zone nord - pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord - espagnole et sa signification structurale". *C.R.Ac.Sc.*, serie D, vol 227, pp. 2629 - 2632.

BOILLOT, G. *et al.* (1974).—"Le rôle des décrochements tarde - hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous - marins a l'ouest et au nord de la Peninsula Ibérique". *Revue Geogr. Phys et Geol. Dyn.* Vol. XVI - 1, pp. 75 - 86.

BOILLOT, G. y CAPDEVILLA, R. (1977).—"The Pyrenees: subduction and collision ?". *Earth and planetary science letters,* pp. 151 - 160.

CAMPOS, J. (1976).—"Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa". Tesis Doctoral, *Munibe* Scda. de Ciencias Aranzadi, año 31 fasc. 1 - 2.

COOPER, M. R. (1977).—"Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance". *Paleogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.* 22, 1 - 60. Amsterdam.

CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBIA, J. M. (1981).—"Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco - Cantábrica (1.ª Parte)". *Munibe.* Vol. 1 - 2, pp. 1 - 20.

CHOUKROUNE, P. (1974).—"Structure et évolution tectonique de la zone nord - pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaine à schistosité subverticale". *Thèse sc. nat. Montpellier.* 276 pp.

CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978). "Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord - pyrénéenne'. *Bull Soc. Geol. France* Vol. XX. pp. 689 - 700.

DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—"Structure géologique du golfe de Gascogne". Incluye; carte structurale du Golfe de Gascogne a 1:2.400.000". *Bulletin du BRGM* (2) I.N. 3, pp 149 - 178.

DEWEY, J.F. *et al.* (1973).—"Plate tectonics and the evolution of the Alpine System". *Bull. Geol. Soc. Am.* pp. 3137 - 3180.

FEUILLÉE, P. (1967).—"Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique". (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Societé Géologique de France.* Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.

FEUILLÉE, P. (1970).—"Y-a-t'il des flyschs Pyrénées?". *Bull. Soc. Géol. France* N 4, pp 603 - 611.

FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—"Structures et paléogéographies pirénéo - cantabriques". En: *Histoire structurale du golfe de Gascogne,* Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.

FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1976).—"The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basques Pyrenees: Submarine out-flow of diapiric mass some comments". *Sediment. Géol.,* Vol. 16, pp. 85 - 87.

FEUILLÉE, P.; PASCAL, A.; RAT, P. (1983).—"Le système deltaique de Valmaseda (Albien supérieur - Cénomanien inferieur)" pp. 117 - 122.

FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).-"Un exemple d'interrélation entre socle, paléogéogra phie et structure dans l'arc pyrénéen Basque: la Sierra d'Aralar". En "*Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique.* Vol XVII. Fasc 5, pp. 497 - 512.

GARCIA MONDEJAR, J. (1979).-"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander" *Universidad del País Vasco.* Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona (Bilbao).

GARCIA MONDEJAR, J. *et al.* (1977).—"Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander".

GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, J.I. (1982).—"Estudio geológico del Complejo Urgoniano del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua". KOBIE.

GARCIA PASCUAL, I. (1981).-"Estudio geológico del Cretácico inferior del anticlinorio bilbaíno entre los ríos Nervión y Cadagua". Facultad de Ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco,* 152 pp. *Tesis de Licenciatura.*

HUGHES, C. J. (1982).-"Igneous Petrology". Departament of Geology, Memorial University of Newfoundland, ST John's Newfoundland, Canada. *Elsevier Scientific Publishing Company.*

INGEMISA (1982)."Síntesis geológica del País Vasco". Inéd.

JAMES, N. P. (1978).—"Facies models 10. Reefs". *Geoscience.* Canada vol. 5, n.º 1, pp. 16 - 26.

JAMES, N. P. (1979).—"Shallowing - Upward Sequences in Carbonates". En *Facies Model.* Walker. pp. 109 - 121.

LE PICHON, X. *et al.* (1971).—"Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne". *Centre Océanologique de Bretagne. Brest. France.* Contribution n.º 41 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne. VI - 11, pp. 1 - 44.

MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—"Les foraminiferes des formations a spongiaires et *Tritaxia* dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)". *Rev. esp. micropaleont.* num. extr. XXX Aniv, pp. 159 - 178.

MATHEY, B. (1982).—"Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. El Cretácico Superior del Arco Vasco". En: *El Cretácico de España.* Univ. Complutense, pp. 111 - 135.

MATHEY, B. (1983).—"Le système du flysch gréseux". En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon,* Tomo 9 "Vue sur le Crétacé basco - cantabrique et nord - ibérique" pp. 97 - 106.

MITCHUM, Jr. R. M. *et al.* (1977).—"The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". (In: *PAYTON, CH.E. 1977: "Seismic stratygraphy applications to the hidrocarbon exploration").* Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. geol. pp. 53 - 62.

MONTADERT, L. *et al.* (1973).—"L'histoire structurale du golfe de Gascogne". In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne.* T. III. Paris. Ed. Technip. pp. VI - 16, VI - 18.

MONTADERT, L. *et al.* (1974).—"Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biscay". In: *The Geology of continental Margins.* BURK y DRAKE. Ed. Springer-Verlag, Berlin, pp. 323 - 342.

OLIVE DAVO A.; AGUILAR TOMAS, M. L.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RAMIREZ MERINO, J. I. (1984).—"Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica". *I Congreso Español de Geología.* Segovia 9 - 14 de Abril de 1984. TOMO I; pp. 53 - 65.

PEYBERNES, B. y SOUQUET, P. (1975).—"La Chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une faille nord - pyrénéenne". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse.* III, pp. 204 - 210.

PEYBERNES, B. (1976).—"Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco - spagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée". Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles.* Toulouse, 459 pp., 149 figs. XLII, Pl.h.t. Omp. C.R.D.P. Toulouse.

PUJALTE, V. (1981).—"Sedimentary succession and paleo-environments within a fault-controlled basin: the "wealdien" of the Santander area, Northern Spain". In: *Sedimentary Geology,* 28, pp. 293 - 325.

PUJALTE, V. (1982).—"La evolución paleogeográfica de la cuenca "wealdense" de Cantabria". *Cuadernos de Geología Ibérica.* (En prensa).

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Memoria IGME,* T. 73, pp. 1 - 357

RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques". (Tesis Doctoral) *Publications de L'Université de Dijon.*

RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—"Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques". *Institut des Sciencies de la terre. Université de Dijon,* France. VI, pp. 1 - 48.

RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—"De l'etage aux systèmes biosédimentaires urgoniens". *Geobios* N 3, pp. 385 - 399.

RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983).—"Conclusion-Remarques-Suggestions". En: *Mémoires Géologiques de L'Université de Dijon.* Tomo 9, pp. 177 - 180.

RIAZA MOLINA, C. (1984).—"De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del arco Santanderino". *Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265 - 278.

ROBADOR MORENO, A. (1984).—"Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)". *Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco.*

ROSSY, M.; MATHEY, B. y SIGAL, J. (1979).—"Precisions sur l'âge du magmatisme Crétacé Supèrior du synclinorium de Biscaye (Espagne)". *VII Reunión Ann. Sci. Terre. Lyon,* 411 pp.

SOLER y JOSE, R. (1972).—"Las series jurásicas y el "Purbeckiense"-Neocomiense de Guernica". *Boletín Geológico y Minero* T. LXXXIII - III, pp. 221 - 230.

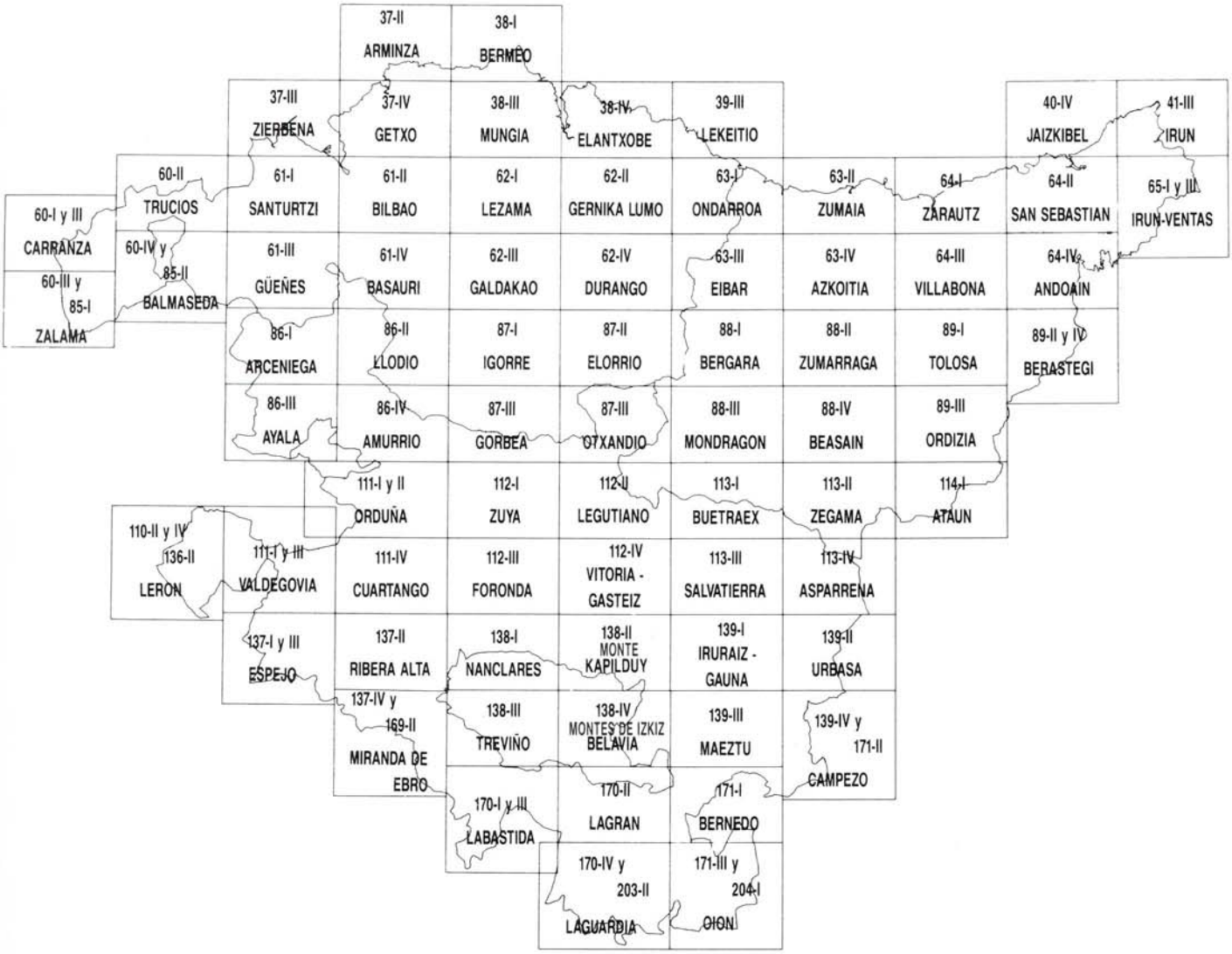
SOUQUET, M.P. *et al.* (1975).—"Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées". *Comptes Rendus Hebd. des Séances de l'Académie des Sciencies,* Série D, Vol. 281, pp. 609 - 612.

VOORT, H. B. (1963).—"Zum Flysch problem in den westpyrenäen". *Geologischen Rundschau* 53, pp. 220 - 233.

WIEDMANN, J. (1979).—"A geological itinerary through the Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid - Cretaceous events". *Field Meeting, Northern Spain.* September 1977.

WILSON, J. L. (1975).—"Carbonate facies in geologic history". Berlin Springer - Verlag, 471 pp.

''DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000''



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA

GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

I.S.B.N.: 84-88302-22-3