





Mapa Geológico del País Vasco Euskal Herriko Mapa Geologikoa

87-IV **OTXANDIO**

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-1180-92

I.S.B.N.: 84-88302-59-2

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
- L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

- J. Fernández Carrasco
- A. Cerezo Arasti
- F. Tijero Sanz
- M. Zapata Sola

INGEMISA

- I. García Pascual
- E. Eguiguren Altuna

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1986, y sufrieron una revisión en 1993.



INDICE

			Pág.
1.	INT	RODUCCION	9
2	EST	RATIGRAFIA	11
		UNIDAD DE GORBEA	11
		2.1.1. Complejo Purbeck - Weald (1 y 2)	11
		2.1.2. Complejo Urgoniano (3 a 10)	13
		2.1.3. Complejo Albocenomaniense (Formación Valmaseda) (11 a 14)	16
	2.2.	UNIDAD DE YURRE	17
		2.2.1. Complejo Purbeck-Weald (15 a 17)	17
		2.2.2. Complejo Urgoniano (17a a 31)	20
		2.2.2.1. Area de Aramaio-Arangio	20
		2.2.2.2. Banda de Olaeta-Eskoriatza	21
		2.2.2.3. Serie de Elgeamendi	24
		2.2.2.4. Area de Zumeltza	25
		2.2.3. Complejo Albocenomaniense (Formación Valmaseda) (32 a 36)	26
	2.3.	UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO	27
		2.3.1. Complejo Purbeck-Weald (37)	27
		2.3.2. Complejo Urgoniano (38 a 47)	27
	2.4.	UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA	31
		2.4.1. Complejo Purbeck-Weald (48)	31
		2.4.2. Complejo Urgoniano (49 a 55)	31
		UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO	32
	2.6.	CUATERNARIO	33
3.	SED	IMENTOLOGIA	35
	3.1.	CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense? - Barremiense)	35
	3.2.	CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior-medio)	38
	3.3.	CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio-Cenomaniense inferior)	44

4.	GEC	DLOGIA ESTRUCTURAL	47
	4.1.	ESTRUCTURAS DUCTILES	47
	4.2.	PRINCIPALES FRACTURAS	55
5. PETROLOGIA IGNEA			
	BIBL	LIOGRAFIA	61

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Otxandio a escala 1:25.000 (87-IV) forma parte de la Hoja 1:50.000 de Elorrio, en la que están representadas los territorios históricos de Alava, Gipuzkoa y Bizkaia.

El relieve es muy variado, destacando al noreste los relieves de Zabalandi (1.062 metros, estribaciones de la sierra de Amboto), Arangio (1.128 metros), San Adrián (808 metros) y Murugain (770 metros), que rodean la cubeta de Aramayona, con una cota mínima en torno a los 300 metros.

La banda central del cuadrante está compuesta por las estribaciones de estos relieves que descienden hacia el suroeste hasta la llanura de Otxandio (cota 550 metros). Esta pequeña llanura está limitada en el suroeste por las alineaciones de Motzotegi (799 metros), Sta. Engracia (802 metros), Tantaibakar (736 metros), etc., que enmarcan los valles en V de los embalses de Urrúnaga y Albina.

Los ríos principales, vertientes al sur, son el Urkiola, Iñola y Olaeta; el río Deba es el principal que drena sus aguas hacia el norte. Son muy numerosos los arroyos de menor entidad que confluyen en los cauces principales.

Los núcleos de población más importantes son Otxandio, Eskoriatza y Aramaio, además

de otras localidades menores como Mekoleta, Olaeta, Ganzaga y otros barrios de Aramaio.

Desde el punto de vista geológico, los materiales aflorantes en el cuadrante presentan edades que abarcan desde el Barremiense (facies Weald) hasta el Cenomaniense, predominando los asimilables al denominado Complejo Urgoniano, y en menor medida los pertenecientes al Complejo Albocenomaniense.

A nivel regional, la hoja se encuentra en la zona sureste de la Cuenca Vasco-Cantábrica, siendo sus elementos estructurales más importantes:

- La falla de Bilbao-Alsasua (localmente conocida como falla de Santa Agueda) que atraviesa el noreste del cuadrante, separando los sectores de Udala y Durango, del sector de Amboto al sur.
- La falla de Villaro, cuyos ramales atraviesan el suroeste del cuadrante.
- 3) El sinclinal asimétrico de Otxandio.
- 4) El "domo" wealdense de Aramayona.

En cuanto a los trabajos previos realizados en la zona, el presente cuadrante y su entorno próximo o regional han sido objeto de estudio en las últimas décadas por numerosos autores, como RAT (en su Tesis Doctoral de 1959) o FEUILLÉE, quienes estudiaron el Cretácico (éste último especialmente el Cenomaniense) del área y posteriormente, en 1971, la estructura regional y su relación con la paleogeografía.

Otros trabajos regionales de interés son los de RAMIREZ DEL POZO, de carácter eminentemente paleontológico (1971) o de síntesis geológica (1973), así como los de GARCIA RODRIGO y FDEZ. ALVAREZ (1972).

Posteriormente, entre 1975 y 1984, se lleva a cabo en el área la cartografía a escala 1:50.000 del plan MAGNA, que aporta una visión muy útil a escala de medio detalle del entorno geológico próximo al cuadrante. Más recientemente, a partir de 1983, comienzan en

el área los estudios del grupo de Estratigrafía de la Universidad del País Vasco, a cargo de J. GARCIA-MONDEJAR y P. FERNANDEZ MENDIOLA, centrados en los complejos arrecifales del Duranguesado, Gorbea y Aitzgorri (1983, 85, 86, 89 y 90).

Los últimos estudios que se han llevado a cabo en el entorno del cuadrante han corrido a cargo del EVE entre 1985 y 1990, con la cartografía a escala 1:25.000 del País Vasco. Finalmente, el ITGE y el EVE, realizan en 1989 y 1991, respectivamente, sus nuevas cartografías de síntesis a escala 1:200.000, de gran utilidad para visualizar las estructuras y relaciones estratigráficas regionales. Por parte del EVE, actualmente se encuentra en preparación una nueva Síntesis Geológica del País Vasco a escala 1:100.000.

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en el cuadrante de Otxandio están comprendidos entre el Neocomiense y el techo del Albiense superior (Supraurgoniano). Estos materiales se han agrupado en tres unidades que, de suroeste a noreste son: Unidad de Gorbea, Unidad de Yurre y Unidad de Oiz. Dentro de la Unidad de Yurre se han diferenciado los sectores de Amboto y Udala (figura 2.1).

2.1. UNIDAD DE GORBEA

Aflora exclusivamente en el ángulo suroeste de la hoja, y está separada de las demás unidades por el accidente de Villaro-Ubidea (IGME, 1978). Incluye materiales que van desde el Neocomiense hasta el Albiense superior-Cenomaniense inferior. De muro a techo se han encontrado:

2.1.1. Complejo Purbeck-Weald (1 y 2)

A continuación se describen, de más antiguo a más moderno, los términos diferenciados en cartografía.

 Lutitas negras y calizas oscuras fétidas. Lumaquelas de glauconias (1). Constituyen una serie de afloramientos aislados y muy tectonizados que aparecen en la orilla occidental del

pantano de Urrúnaga, al sureste de Mekoleta. Son lutitas negras finamente laminadas, localmente teñidas de rojo por la oxidación de los abundantes sulfuros que contienen. Presentan además abundante materia orgánica y lechos milimétricos caracterizados por una gran acumulación de pequeños bivalvos. Estas litologías incluyen o alternan con tramos constituidos por calizas grises fétidas, finamente laminadas, estratificadas en bancos centidecimétricos, muchos de los cuales son niveles lumaquélidos de glauconias. De forma esporádica se reconocen puntualmente abundantes fragmentos de yeso sin relación conocida con las litologías citadas.

Lutitas negras con lumaquelas de bivalvos y areniscas (2). Constituyen también una serie de afloramientos aislados y tectonizados que aparecen en la orilla del pantano de Urrúnaga, al suroeste de Mekoleta. Se trata de una alternancia irregular de lutitas negras, similares al término anterior, estratificadas en bancos decimétricos a métricos, y areniscas oscuras de grano medio a fino ordenadas en bancos decimétricos planoparalelos. Aunque las relaciones de este término con el anterior no se

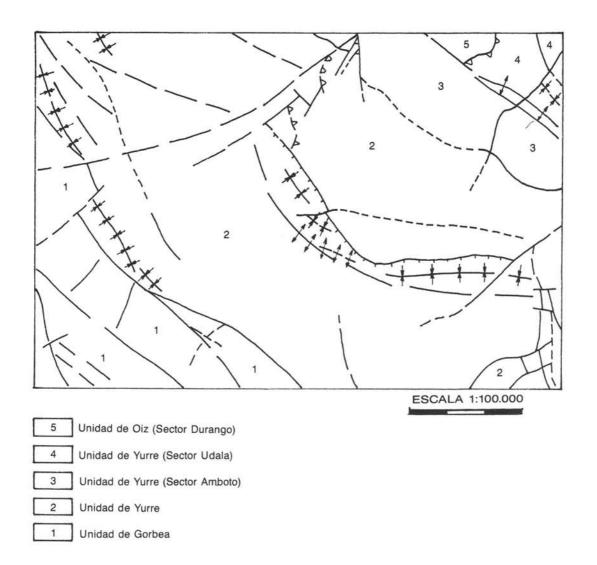


Figura 2.1.—Distribución de unidades en el cuadrante de Otxandio.

observan, es bastante probable que se sitúe más alto en la serie, siendo su edad Barremiense.

2.1.2. Complejo Urgoniano (3 a 10)

Consta de los siguientes términos, en orden cronoestratigráfico:

Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (3). Equivalen a la formación Ereza de GARCIA MONDEJAR (1982). Constituyen un episodio detrítico de carácter marino somero, con influencia de oleaje y mareas, que precede a las calizas urgonianas en facies arrecifal y paraarrecifal, y son de edad Aptiense inferior.

Se trata de un conjunto monótono de areniscas de grano fino a limolitas calcáreas de colores oscuros, micáceas, con abundante materia orgánica y fuertemente bioturbadas, masivas o groseramente laminadas. La estratificación viene marcada por esporádicas intercalaciones de estratos planoparalelos de arenisca o por la alineación de septarias. Se reconoce fauna de equinodermos y también más esporádicamente otra fauna marina, como ostréidos, corales, bivalvos, gasterópodos y lumaquelas aisladas de orbitolinas. La potencia del término es difícil de establecer debido a que se encuentra muy tectonizado. Además parece probable que existan fuertes variaciones locales de su espesor. Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera de Legutiano a Otxandio, en ambos márgenes del pantano de Urrúnaga y en la carretera de Otxandio al puerto de Barazar. En este corte, el término parece afectado por una intensa esquistosidad, estimándose una potencia mínima de unos 800 metros.

Dentro del término descrito y a diferentes alturas aparecen intercalaciones poco potentes (no superan los 10 metros) y discontinuas de calizas. Estos niveles de morfología lentejonar

presentan litofacies muy variadas, hasta el punto de poder afirmarse que ésta es distinta para cada uno de los afloramientos visitados. A pesar de ello se han intentado sintetizar encuadrándolos en tres grandes grupos definidos como calizas impuras (4), calizas de rudistas y corales y calizas bioclásticas (5) y calizas arenosas con lumaquelas de lamelibranquios (6). Las primeras se han localizado al sur de Mekoleta. Se trata de un paquete de unos 8 metros de potencia constituido por calizas oscuras con un contenido arcilloso variable y localmente importante. Algunos niveles presentan una marcada estructura de "wavy laminations", con nódulos constituidos por calizas arcillosas oscuras, aparentemente sin microfauna, rodeados por lutitas negras.

En la carretera de Otxandio-Legutiano se reconoce un nivel de unos 30-50 metros de potencia constituido por calizas micríticas muy recristalizadas con una estructura laminada. Este nivel ha sido incluido dentro de un heterogéneo grupo de calizas de rudistas y corales y calizas bioclásticas (5), que se describirá más adelante, tratándose en realidad de una biolitita formada por espículas y espongiarios con abundante materia orgánica y sulfuros. Al oeste del pantano de Urrúnaga y en el tramo de techo del término (3) se reconoce también un lentejón de unos 6 metros de potencia constituido por calizas muy arenosas gris oscuras y pardas con fauna de lamelibranquios (bivalvos) y orbitolinas (6).

Por encima del término basal urgoniano (3) se sitúa un conjunto definido como **alternancia de areniscas y lutitas** (7) que representa aproximadamente el Aptiense medio. El término está compuesto por una alternancia irregular de areniscas silíceas pardas, grises en fractura fresca, de grano fino a grueso, a veces microconglomeráticas, y lutitas oscuras apizarradas con áreas de limolitas carbonatadas laminadas o masivas.

Las areniscas se organizan en estratos decimétricos aislados o constituyen paquetes polifásicos de potencia métrica. Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo (a veces bipolares) y "ripples". Este término puede reconocerse en varios afloramientos puntuales localizados en la carretera N - 240, al sur de Ubidea, en las pistas forestales que discurren entre esta carretera y el pantano de Urrúnaga, en la carretera de Legutiano a Aramayona (aguas arriba del pantano de Albina) y en las inmediaciones del monte Jarinto. La potencia del término es difícil de estimar debido a la fuerte tectonización que lo afecta en muchos de sus afloramientos, pudiendo oscilar entre 200 y 300 metros. En el área del monte Jarinto, el término intercala hacia techo un litosomo calizo de varios metros de potencia, constituido por calizas de rudistas y corales (5) que muestran las típicas facies urgonianas. Se trata de un cuerpo estratificado en bancos decimétricos, en general de carácter micrítico, bioclástico o biostrómico, y cierto predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas. La litología general de este término es de calizas con escasa contaminación terrígena. Se presentan con textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos de tamaño desde arena muy fina, hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostréidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. La biofacies, muy variada, está compuesta mayoritariamente por los fósiles mencionados, más restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes principalmente, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

Por encima del término areniscoso-lutítico (7) anteriormente descrito se reconoce, al sur de Ubidea, una barra caliza en facies urgoniana. Esta constituye la terminación suroriental de un litosomo calizo de gran continuidad que se

prolonga por el cuadrante contiguo de Gorbea dibujando la banda de Arralde-Zamburu. Estas calizas de edad Aptiense medio-superior presentan en este cuadrante litofacies variadas. Sus mejores afloramientos pueden reconocerse en la antigua cantera de la ermita de Santa Lucía (figura 2.2). El conjunto presenta en la base un tramo de unos 10 metros de espesor definido como brechas de corales (8). Se trata de brechas calcáreas con cantos de gran tamaño en las que dominan los corales ramosos. El tramo de techo presenta una potencia cercana a 20 metros. Se ha incluido dentro del término calizas de rudistas y corales y calizas bioclásticas anteriormente definido, ya que se trata de una alternancia en bancos decimétricos-métricos de calizas micríticas con corales, rudistas y gasterópodos, brechas y calcarenitas.

En otra pequeña cantera, situada al norte de la anterior, se localiza otra barra caliza de potencia decamétrica, siendo probable que constituya el equivalente lateral del litosomo calizo descrito. Todo el conjunto ha sido diferenciado con el término (5), tratándose en este caso de una alternancia en bancos decimétricosmétricos de calizas micríticas y brechas, corales y rudistas y biointramicritas con microfauna de Evertycyclammina greigi (HENSON), Sabaudia minuta (HOFKER), Debarina hahaunarensis FOURCADE, RAOUL y VILA, Gaudryina sp., Glomospira sp., Bacinella irregularis RADOICIC, Coscinophragma cribosum (REUSS), Coloniella sp., Nezzazata sp., Ataxophragmium sp.

Las calizas de la cantera cercana a la ermita de Santa Lucía presentan a techo un paquete de unos 5 metros constituido por areniscas (9), (ver figura 2.2). La presencia de una costra ferruginizada, separando ambas litologías, podría sugerir la existencia de una interrupción que suponga un lapso prolongado de tiempo.

Las areniscas presentan un tamaño de grano variable, de fino a medio, aunque localmente llegan a ser microconglomeráticas. Se

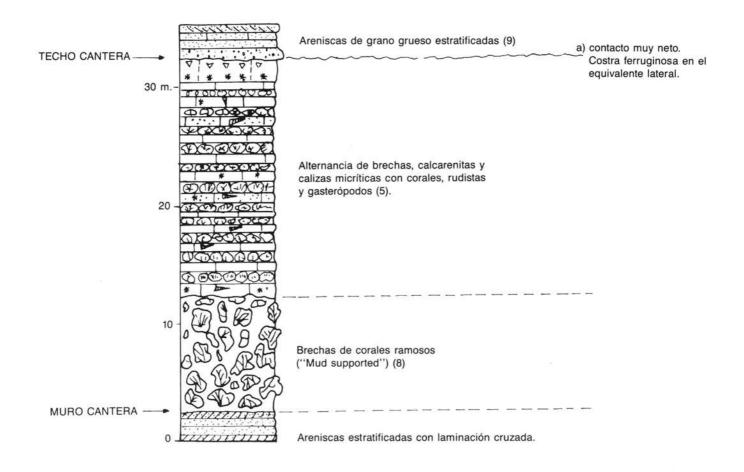


Figura 2.2.—Secuencia esquemática del Urgoniano de la Unidad de Gorbea. Los n.ºs corresponden a los de la leyenda.

ordenan en bancos decimétricos planoparalelos con contactos erosivos entre sí. Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y "ripples". En base a su posición estratigráfica, y dado que a techo de este paquete areniscoso se sitúa una nueva barra de calizas de rudistas y corales (5), resulta bastante probable que estos materiales sean equivalentes laterales de parte del litosomo calizo aptiense.

Por encima de las litologías descritas se dispone un conjunto, fundamentalmente terrígeno, denominado "serie de Pagomakurre". Dicha serie, bien definida en el cuadrante contiquo de Gorbea, constituye a escala regional una intercalación terrígena de edad Aptiense superior-Albiense basal que separa el primer dispositivo arrecifal urgoniano, de edad Aptiense, del segundo, de edad Albiense, allí donde ambos están representados. En este cuadrante, la serie de Pagomakurre está constituida mayoritariamente por el término lutitas con pasadas areniscosas (10). Se trata de argilitas y limolitas grises y negras, laminadas, micáceas y localmente calcáreas. Intercalan con distinta frecuencia niveles mili-centimétricos de areniscas silíceas de grano fino a medio, generalmente con cemento calcáreo. Algunos niveles areniscosos intercalados pueden alcanzar. no obstante, entidad cartográfica, diferenciándose en estos casos con el término (9) anteriormente descrito. Aunque la potencia del conjunto varía localmente, se podría estimar que no sobrepasa los 250 metros.

2.1.3. Complejo Albocenomaniense (Formación Valmaseda) (11 a 14)

A techo de la serie de Pagomakurre se dispone un término areno-lutítico en el que se confunden la parte terminal de esta serie, más los equivalentes laterales terrígenos de las calizas arrecifales que no están representadas en el área, con la base areniscosa de la formación Valmaseda en este punto. Así pues, todo ello queda englobado en un término mixto de areniscas y lutitas que se describe más adelante.

En general, la formación Valmaseda está constituida por materiales depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud. Está formada por litologías de granulometría muy variada (areniscas, conglomerados y lutitas) que alternan en mayor o menor proporción. En base a criterios de abundancia relativa de las litologías constituyentes, pueden establecerse, dentro del complejo, tres términos distintos que se describen a continuación en orden cronoestratigráfico.

El Complejo Albocenomaniense comienza con un tramo de unos 600 metros de espesor, definido con el término **areniscas y lutitas** (11). Sus afloramientos pueden reconocerse, de forma discontinua, en las diversas pistas que discurren por la vertiente sur del monte Santa Engracia. Se trata de una alternancia irregular de areniscas y lutitas sin un predominio claro de ninguna de las dos litologías.

Las areniscas, generalmente en bancos centimétricos a decimétricos, son cuarzoarenitas a litarenitas grises, de grano fino a medio, frecuentemente teñidas de colores pardos a rojizos debido a la alteración. Las estructuras más frecuentes son laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y "ripples". Las lutitas alternan con las areniscas en bancos centimétricos a métricos. Mayoritariamente son limolitas grises o negras, con laminación grosera, abundante mica blanca dispersa y materia orgánica, así como sulfuros (pirita) que por oxidación llegan a darle tonos rojizos. La estratificación de los bancos más potentes está marcada por los finos y escasos nivelillos de arenisca que intercalan, o por la alineación de septarias o nódulos carbonatados de núcleo ferruginizado. Las areniscas y lutitas se ordenan en secuencias tanto positivas como negativas. Aunque el término es homogéneamente alternante, parece observarse una mayor frecuencia y potencia de los bancos areniscosos hacia la base, de manera que todo el

conjunto puede constituir una macrosecuencia positiva.

Dentro del término, la granulometría de algunos niveles areniscosos puede aumentar localmente, diferenciándose en estos casos como **microconglomerados** (12). Se trata en general de intercalaciones de poco espesor (raramente más de 1 metro de potencia) de paraconglomerados de cantos silíceos, muy redondeados, en matriz areniscosa de grano medio. Estos niveles se disponen en paso lateral a los niveles areniscosos, siendo sus límites difusos y transicionales.

El término (11) descrito da paso gradualmente hacia techo a un nuevo término, definido como **lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas** (13), que se caracteriza por un claro predominio de las granulometrías más finas. Se trata mayoritariamente de limolitas oscuras y grises, de características semejantes a las descritas para el término alternante. En este caso las areniscas aparecen como esporádicas intercalaciones decimétricas, o bien constituyen tramos alternantes con lutitas, aunque no superan los 2 metros de espesor.

En la margen occidental del pantano de Urrúnaga estos materiales están bien expuestos y han podido ser datados mediante ammonites. Se han clasificado: Anisoceras peraarmatum, Stoliczkaia aff., Stoliczkaia tetragona, Anisoceras pseudoelegans PICT. y CAMP., Mortoniceras (Pervinckeria) sp., Anisoceras armatum. Esta asociación caracteriza el techo del Albiense superior (zona de Stoliczkaia dispar (d'ORB.)). Por otra parte, entre la microfauna presente en los tramos lutíticos se han clasificado abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos que indican, asímismo, una edad Albiense superior-Cenomaniense superior.

Es muy característica la presencia, en este término, de niveles carbonatados o "niveles de abandono", los más potentes de los cuales han sido cartografiados y definidos con el término **calizas y calizas arenosas** (14). Los niveles de abandono se consideran originados al colonizarse los fondos por comunidades de organismos durante breves episodios de interrupción de los aportes terrígenos.

La litología de estos niveles varía desde una calcarenita bioclástica de grano fino a una caliza con gran contenido arenoso. La fauna es generalmente muy abundante, con niveles lumaquélicos de orbitolinas. Son frecuentes además los fragmentos de corales, ostréidos, otros bivalvos, equinodermos, gasterópodos, etc...

Por lo general la potencia de estos niveles no supera los dos metros.

2.2. UNIDAD DE YURRE

La Unidad de Yurre está integrada por materiales cuyas edades están comprendidas entre el Neocomiense-Barremiense (facies Purbeck-Weald) y el Albiense superior. Dentro de esta unidad se diferencian hacia el noreste los sectores de Amboto y Udala.

Esta Unidad de Yurre s.s. queda individualizada del resto de la unidad, hacia el noreste, por un importante corredor tectónico de dirección NO-SE que pasa al norte de la alineación caliza de Arangio y al sur del monte Murugain. Hacia el suroeste, el ramal norte de la falla de Villaro la separa de la Unidad de Gorbea.

2.2.1. Complejo Purbeck-Weald (15 a 17)

Los materiales correspondientes al Complejo Purbeck-Weald de la Unidad de Yurre afloran exclusivamente en los valles de Aramaio y Eskoriatza. En el primero forman parte del núcleo del "anticlinal de Aramayona", mientras que en el segundo constituyen una estrecha franja de dirección N-S, limitada al oeste por la falla de Eskoriatza de la misma dirección.

Debido a la intensa deformación existente en estos materiales no han podido hacerse diferenciaciones cartográficas internas, de forma que todo el conjunto se agruparía como un único término, definido como **pizarras negras, areniscas y calizas negras fétidas** (15). No obstante, *a grosso modo* puede hablarse de dos tramos:

1.— Tramo inferior: se encuentra muy deformado y corresponde a la zona interna del anticlinal de Aramayona. El mejor afloramiento puede observarse en la variante de Ibarra. En el mismo puede verse un dominio de pizarras negras con abundantes intercalaciones de margas y calizas del mismo color, en bancos centidecimétricos, y escasas pasadas de niveles areniscosos de potencia centimétrica.

Las pizarras negras se presentan en estratos plano-paralelos con frecuentes intercalaciones de lechos piritosos mili-centimétricos, a veces con laminaciones cruzadas. Esta pirita es fácilmente removilizada en fracturillas. adquiriendo entonces un tamaño de grano más grueso y frecuentes estructuras en empalizada. Las calizas intercaladas entre las pizarras pueden presentarse en bancos decimétricos sin estructura interna, bancos centi-decimétricos finamente bandeados de probable origen estromatolítico, y más frecuentemente en bandeados mili-centimétricos de calizas y lutitas calcáreas. En todos los casos suelen ser negras y fétidas. Las intercalaciones esporádicas de arenisca son de base neta y plana, con laminaciones cruzadas internas y morfología de dunas conservadas a techo.

Todo esto evidencia un ambiente de sedimentación extensivo de baja energía, con predominio de los procesos de decantación. Las escasas intercalaciones de areniscas representan probablemente niveles de tempestad.

2.— Tramo superior: este tramo se encuentra menos deformado y circunda al anterior, aunque es prácticamente imposible establecer su contacto, ya que, en primer lugar, éste parece sumamente gradual, y en segundo lugar, las deformaciones y falta de afloramiento no lo permiten. Sin embargo, a modo orientativo y de una forma un poco subjetiva, se ha dibujado, en la figura 2.3, el dominio supuesto de ambos.

El mejor corte de este tramo se encuentra en la subida al puerto de Cruceta desde Ibarra. En el mismo, se observa una sucesión de pizarras negras con frecuentes niveles de pirita, entre las que se intercalan mayoritariamente bancos centi-decimétricos de areniscas de grano fino, generalmente de techo y muro plano, y con menor frecuencia bancos de calizas negras fétidas, similares a las del tramo inferior, o bien margas. Petrográficamente, las calizas corresponden a dos tipos: calizas esparíticas, que podrían proceder de la recristalización de otro tipo de calizas, y calizas micríticas con matriz arcillosa. En ambos casos la presencia de materia orgánica y sulfuros es frecuente. Las areniscas son arenitas arcósicas a grauvacas.

Dentro del conjunto descrito, y dadas sus peculiares características, se han cartografiado dos afloramientos calizos puntuales, localizados en las inmediaciones de los barrios de Echagüen y Ganzaga, que han sido definidos con el término calizas recristalizadas blancas (16). En el primer caso se trata de un nivel de 3 ó

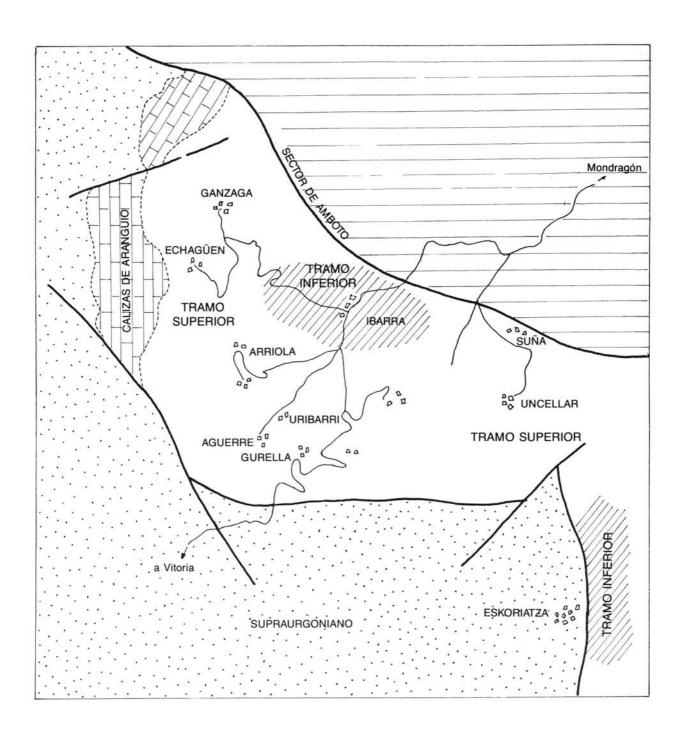


Figura 2.3.—Esquema mostrando las zonas aproximadas de afloramiento del "tramo inferior" y "tramo superior" de la facies Weald de Aramayona.

4 metros de potencia de una caliza blanca, totalmente recristalizada, que adquiere por tanto un aspecto marmóreo. El segundo afloramiento es más extenso, está limitado por fallas y, además de calizas blancas recristalizadas, presenta niveles de calizas con bandeados claro-oscuros donde se observan lamelibranquios y gasterópodos bastante abundantes. Los análisis petrográficos muestran que se trata de calizas muy recristalizadas, algo dolomíticas (dolomita ≃10%), en tanto que los niveles menos recristalizados consisten en biomicritas con bioclastos de tamaño rudita y cuarzo detrítico en pequeñas proporciones (≃10%).

No es posible calcular la potencia total de las facies Purbeck-Weald, ya que no aflora el muro de las mismas y la intensa deformación, sobre todo en el núcleo del anticlinal de Aramayona, no permite restituir con suficiente fiabilidad la columna estratigráfica. Sin embargo, la información procedente del sondeo Aramayona-1, realizado por la empresa ENPEN-SA en 1962 (ver situación en el mapa geológico) muestra que se llegaron a cortar más de 3.000 metros de esta facies, por lo que se puede suponer que a pesar del plegamiento y posible repetición de términos de la serie, la potencia real sea superior a 2.000 metros.

En cuanto al contenido micropaleontológico, es muy escaso, habiéndose encontrado: Cyrena angulosa ROEMER, Cyrena sublaevis ROEMER, Cyrena cf. purbeckiensis STRUCK, Cyrena nuculaeformis DUNKER, Cyrena latoovata DUNKER, Cyrena sp., Darwinula cf. leguminella (FORBES), Trochammina sp., Ammobaculites sp., Cypridea sp., moldes de ostrácodos indeterminados y coprolitos. La edad de estas facies es Hauteriviense - Barremiense.

Por último cabe decir, que al sur de Eskoriatza sí ha sido posible establecer una diferenciación de términos dentro del Complejo Purbeck-Weald, debido a que la falla del mismo nombre constituye un neto contacto que separa, en el bloque oriental, materiales del

término indiferenciado (15), mayoritariamente calizo (tramo inferior?), del tramo superior del complejo de carácter eminentemente areniscoso. Dicho tramo superior ha sido definido con el término areniscas y lutitas negras (17). Su potencia es difícil de precisar ya que no se observa el muro, pero al menos en el corte de Eskoriatza a la ermita de Santa Cruz, se mide un espesor cercano a 300 metros. Se trata de una alternancia irregular de areniscas silíceas de grano fino a medio, pardo rojizas, mal seleccionadas y con cemento calcáreo; y lutitas (limolitas) negras o grises. Las areniscas se presentan en bancos planoparalelos de potencia creciente hacia techo de la serie, en donde llegan a alcanzar varios metros de espesor, configurando así una secuencia negativa. Las limolitas intercaladas presentan abundante materia orgánica y sulfuros además de algunos horizontes de acumulación de fauna salobre o marina restringida de pequeños bivalvos, característicos de la fauna wealdense.

La ausencia de niveles calizos en este tramo de techo del Complejo Purbeck-Weald está en sintonía con la progresiva desaparición de estas litologías que caracteriza al complejo en Aramayona.

2.2.2. Complejo Urgoniano (17a a 31)

Tal como se entiende hoy la concepción de RAT (1959), este conjunto puede definirse como un complejo arrecifal y pararrecifal de edad Cretácico inferior, compuesto por calizas de rudistas y corales, y que incluye terrígenos asociados al sistema bioconstructor.

Debido a la tectónica compleja que domina en el cuadrante, y dada la propia complejidad litológica que caracteriza las facies urgonianas, con frecuentes y rápidos tránsitos laterales entre sí, se impone una descripción del mismo por áreas. Se han diferenciado las de Aramaio-Arangio, banda de Olaeta-Eskoriatza, serie de Elgeamendi y área de Zumeltza.

2.2.2.1. Area de Aramaio-Arangio

En contacto gradual sobre materiales del Complejo Purbeck-Weald, y en parte en tránsito lateral con las calizas de Arangio, se dispone un término terrígeno definido como **areniscas** y lutitas (17a). El conjunto está formado por lutitas de tonos grisáceos, entre las que se intercalan areniscas, en bancos centimétricos en la base y más gruesos y abundantes hacia techo, organizándose por tanto como una gran secuencia negativa. Son frecuentes las laminaciones paralelas y, más raramente, cruzadas. En los bancos de arenisca existe una relación directa entre el tamaño de grano y el espesor de los bancos, constituyendo una secuencia "thickening-coarsening upwards".

Hacia la base, las intercalaciones de arenisca son en general de techo y muro plano, contactos netos y tamaño de grano muy fino a fino, mientras que hacia techo los bancos más gruesos pueden tener el muro más irregular y tamaño de grano de fino a medio. A veces pueden verse bioturbaciones en el muro de algunas areniscas. Al norte del afloramiento, las calizas de Arangio comienzan a intercalarse de una manera gradual, en el tránsito entre ambos conjuntos, hasta la instalación definitiva del régimen carbonatado y cese de los aportes terrígenos. En la figura 2.4 se representa una pequeña columna sintética de este mismo tránsito, algo más al sur del afloramiento, donde se puede ver un contacto más brusco. La potencia total de esta serie es de unos 200 metros aproximadamente y, desde el punto de vista estratigráfico, es correlacionable con la "formación Tellamendi'' del sector de Amboto.

A techo del término descrito y en parte como tránsito lateral del mismo se sitúa el litosomo calizo de Arangio. A la mayor parte del conjunto se le aplica de modo genérico el término calizas de rudistas y corales (18) que es el término normalmente empleado para todas las calizas urgonianas de la Cuenca, ya que, sobre todo los primeros, son elementos carac-

terísticos de las mismas; sin embargo, en este caso la presencia de estos organismos es mas bien escasa. En general se trata de calizas micríticas, a veces micrítico-esparíticas, de color gris (blanco en superficie).

En el monte Izpister, situado al norte del afloramiento, las calizas son más masivas, y pueden observarse afloramientos donde los rudistas son más frecuentes, destacando la presencia de colonias de ostréidos. A muro del conjunto las calizas aparecen relativamente bien estratificadas en gruesos bancos (entre 3 y 8 metros), con escasos macrofósiles (algunos rudistas de pequeño tamaño, lamelibranquios, etc.). Esta facies ha sido diferenciada en cartografía con el término calizas estratificadas (19).

Así pues, las calizas de Arangio van sufriendo un cambio de facies, pasando de calizas estratificadas en gruesos bancos con pocos macrofósiles, al sur, a calizas masivas con mayor número de rudistas y ostréidos al norte. Como ya se dijo anteriormente, el contacto de muro de las calizas es normal, mientras que el de techo se encuentra mecanizado, probablemente por falla inversa. El contacto sur del afloramiento se encuentra igualmente mecanizado. La potencia máxima es de unos 750 metros. Al oeste del barrio de Ganzaga se pueden ver unas calizas micríticas y micrítico-esparíticas, a veces algo impuras y estratificadas en bancos métricos, desligadas del afloramiento principal, que han sido interpretadas como un gran bloque deslizado.

Se han realizado estudios petrográficos en las intercalaciones calizas que afloran entre los materiales terrígenos del muro. En un caso se trata de una biopelmicrita y en el otro de una biointramicrita (rudita). El contenido micropaleontológico más significativo, en la base de las calizas, es: Sabaudia minuta (HOFKER), Barkerina sp., Nezzazata simplex OMARA, Gaudryina sp., Spiroplectammina sp., Gavelinella sp., Haplophragmoides sp., Ammobaculites sp., Marssonella sp., Frondicularia sp., Orbitolina

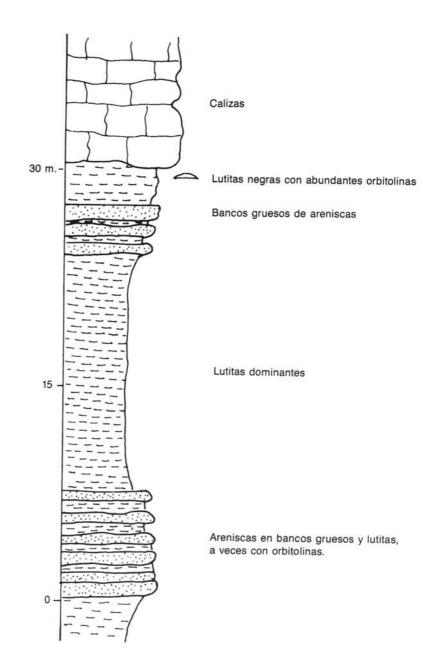


Figura 2.4.—Columna sintética del tránsito lateral gradual entre las calizas de Aranguio y los terrígenos de Tellamendi.

subconcava DE VIMP., Orbitolina texana texana ROEMER, Pseudocyclammina hedbergi MAYNC. Esta asociación data el Aptiense superior-Albiense inferior.

2.2.2.2. Banda de Olaeta-Eskoriatza

Hacia el sureste la Unidad de Yurre está constituida por una serie eminentemente terrígena, ampliamente representada. Es bastante probable que dicha serie constituya (al menos en sus tramos más bajos) el equivalente lateral de los términos descritos en el área anterior. Sin embargo, esta suposición resulta difícil de constatar, ya que sus contactos son mecánicos en todo el ámbito del cuadrante, y las dataciones de orbitolínidos realizadas resultan imprecisas y en algunos casos contradictorias.

La sedimentación de estos materiales viene condicionada por la morfología previa que originaron las edificaciones arrecifales del Urgoniano, situadas posiblemente en zonas de movilidad tectónica (OLIVÉ et al., 1984), siendo posible que estos materiales rellenen una cuenca subsidente, limitada por paleoaltos o zonas de umbral controlados por fallas.

La litología dominante en esta situación puede definirse como lutitas (limolitas) grises y negras (20). Es el término que más ampliamente aflora, e incluye varias litofacies de carácter lutítico: lutitas (algo calcáreas en la base) gris oscuro a negras, mal laminadas, arcillosas y micáceas; en ocasiones son limoso-arenosas y tienen un carácter masivo. Las intercalaciones areniscosas son por lo general muy escasas, de potencias menores de 10 centímetros: igualmente intercalan esporádicas pasadas de arcillas carbonosas. Son muy frecuentes, sin embargo, los nódulos ferruginosos, que se concentran en niveles paralelos a la estratificación y la "disyunción en bolas concéntricas", así como la fuerte bioturbación. Es característica

la presencia de equinodermos, siendo éstos relativamente abundantes en todo el término.

Las esporádicas intercalaciones arenosas pueden en algunos casos alcanzar potencias de varios decímetros, adquiriendo así entidad cartográfica y diferenciándose como **areniscas silíceas** (21). Se trata en estos casos de areniscas silíceas pardas de grano fino a medio, grises en fractura fresca, micáceas y con abundante materia orgánica, bien estratificadas en bancos planoparalelos polifásicos, constituidos por varios niveles centimétricos. Las estructuras más frecuentes son laminaciones paralelas y "ripples" a techo.

Al noroeste de Eskoriatza, en el paraje de Induspe, la presencia de estos niveles es especialmente frecuente, de manera que todo el conjunto podría ser considerado como una alternancia más o menos regular de areniscas v lutitas. En este área las lutitas del término (20) presentan puntualmente una fauna de gasterópodos aparentemente del género Glauconia y pequeños lamelibranquios. Dicha fauna es indicativa de medios marinos restringidos o salobres, y no es raro encontrarla en la formación terrígena basal del Urgoniano como ocurre en el cuadrante contiguo de Gorbea. Podría tratarse de una recurrencia de la facies Weald, indicando una posición basal de los terrígenos urgonianos.

Entre el puerto de Kurutzeta y la peña Arangio las intercalaciones de areniscas (21), dentro de las lutitas (20), alcanzan aún mayores espesores y representatividad. En la cartografía se han representado las "barras" areniscosas más significativas, alguna de las cuales puede sobrepasar los 5 metros de potencia. Se trata, generalmente, de areniscas de grano medio grises y pardas, bien estratificadas en bancos polifásicos, con estratos que oscilan entre 15 y 50 centímetros (ocasionalmente hasta 1,5 metros), micáceas (son frecuentes las superficies de concentración de micas). Como estructuras sedimentarias más frecuentes se dan

laminaciones paralelas, cruzadas (bimodales y de "ripples"), "ripples" de oscilación y estructuras debidas a escapes de agua. Es frecuente la presencia de restos vegetales carbonizados de pequeño tamaño. Las areniscas se pueden clasificar como areniscas silíceas (grauvaca por diagénesis de arenita arcósica), areniscas ferruginosas, grauvacas y subarcosas. Esporádicamente (puerto de Kurutzeta) algunos de estos niveles tienen cemento carbonatado, y son especialmente frecuentes las orbitolinas. Las dataciones por orbitolínidos realizadas en uno de estos niveles dan una edad Albiense inferior sin mayores precisiones. Los materiales descritos pueden reconocerse parcialmente en la carretera que desde el puerto de Kurutzeta conduce hasta Olaeta. En este mismo entorno, y por la pista que desde el puerto de Kurutzeta conduce a la ermita de Santa Cruz, se cortan microconglomerados (22) que afloran de manera discontinua en barras de unos 3 metros de espesor. Se pueden encontrar intercalados con lutitas formando parte de las barras areniscosas. Presentan cantos de cuarcitas blancas, de 4 a 20 milímetros, cuya elongación suele ser paralela a la laminación. Estos conglomerados suelen constituir "cuerpos" de pequeñas dimensiones en los que el tamaño de grano decrece rápidamente hacia los bordes. Estos materiales se clasifican petrográficamente como ortocuarcitas (cuarzoarenitas), con un 85% de cuarzo detrítico.

Localmente se ha diferenciado un término de **lutitas con pasadas areniscosas** (23) caracterizado por una proporción similar de las intercalaciones arenosas (21) dentro de las lutitas del término (20). Estos tramos mixtos suelen constituir facies de "orla" lateral e incluso vertical de los términos areniscosos (21).

Otras intercalaciones menos frecuentes dentro del término general (20), corresponden a pequeños cuerpos de morfología lenticular de calizas con litofacies muy variadas. Una de estas, atribuible al término calizas estratificadas (19), se localiza al noreste del puerto de Kurutzeta. Se trata de un pequeño lentejón de calizas bioclásticas y arenosas. Es una bioesparita con fragmentos de algas, equinodermos, moluscos, miliólidos, foraminíferos y espículas silíceas. Otra, localizada al noroeste de Eskoriatza, se ha diferenciado con el término **brechas calcáreas** (24). Son calizas limosas bioclásticas negras con abundante materia orgánica y con textura brechoide. Pueden clasificarse como biomicritas y brecha intramicrítica (rudita).

2.2.2.3. Serie de Elgeamendi

En el ángulo sureste del cuadrante, por encima del término (17), correspondiente al techo del Complejo Purbeck-Weald, se sitúa un término definido como areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (25) que constituye la base del Complejo Urgoniano en este sector. Este término es asimilable a la formación Ernaga de GARCIA MONDEJAR (1982), y por lo tanto de edad Aptiense inferior. Son materiales de litología monótona y uniforme, constituidos por areniscas oscuras y grises de grano fino, calcáreas masivas o con laminación grosera, y disyunción en bolas. Localmente intercalan niveles centi-decimétricos de areniscas de grano medio, alineaciones de septarias o estratos de caliza arenosa con fauna de orbitolinas. Es frecuente también en algunos niveles la presencia de pequeños lamelibranquios característicos de aguas salobres o marinas restringidas. La potencia del término terrígeno basal urgoniano es difícil de establecer; no obstante, puede cifrarse orientativamente alrededor de 250 metros. Los mejores afloramientos se encuentran en la pista que conduce a la ermita de Santa Cruz.

En este mismo corte, a techo del término descrito, se reconoce un término de unos 70 metros definido como calizas y margas, brechas y "slumps" (26). Se trata de un conjunto alternante de calizas grises y margas o margocalizas estratificadas en bancos decimé-

tricos aparentemente sin macrofauna. Localmente el conjunto muestra signos de inestabilidad sinsedimentaria reconociéndose zonas "eslumpizadas", así como niveles de brechas intraformacionales incluidas en la serie.

A techo de este conjunto, continuando con el corte a la ermita de Santa Cruz, comienza a reconocerse de forma discontinua un conjunto de litologías que conforman la serie compresiva de Elgeamendi de edad aproximada Aptiense medio-Albiense inferior. Esta sucesión englobaría, por tanto, los equivalentes de formaciones o series como las calizas de Galdames, la serie de Pagomakurre, las calizas de Itxina y las margas de Bilbao. Igualmente, equivaldrían a una buena parte de las calizas de Zaraia situadas inmediatamente al sureste, en el vecino cuadrante de Santuario de Arantzazu. El término mayoritario puede definirse como areniscas silíceas masivas con lutitas y conglomerados (27). Litológicamente se trata de una sucesión general areniscosa silícea y conglomerática, masiva o en bancos decimétricosmétricos, en la que se intercalan esporádicamente niveles lutíticos. En la cabecera del arroyo Urkulu (cuadrante de Legutiano), la serie consta de potentes barras areniscosas de grano medio a grueso, masivas y alteradas, con laminación de "ripples" o con estratificación cruzada mal conservada, de surco o planar de bajo ángulo, intercaladas en una sucesión de areniscas silíceas y lutitas con niveles de calizas arenosas de ostréidos. Las facies conglomeráticas presentes en la sucesión terrígena son barras decamétricas de orto y paraconglomerados silíceos en matriz arenosa, con cantos redondeados de tamaño generalmente inferior al decimétrico. Incorporan localmente clastos centimétricos areniscosos e incluso calizos lo que podría apuntar a un área fuente parcialmente intraformacional. La morfología de las barras es elongada y de potencia variable, sugiriendo quizá amplias canalizaciones rellenas de sedimentos groseros más proximales que los infrayacentes. En las inmediaciones de la ermita de Santa Cruz, el tamaño de los conglomerados decrece rápidamente hacia el noroeste, lo que es coherente con la procedencia general S-SO de las paleocorrientes medidas en este área. La fauna de ammonites ha datado el término como de edad Albiense superior, de forma que la serie comprensiva de Elgeamendi podría haber alcanzado en este cuadrante la base del Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano. La potencia estimada del término es de 300 a 500 metros.

Dentro del término descrito son frecuentes las intercalaciones calcáreas de variada naturaleza; destacando la masa de calizas de rudistas y corales (18) de la ermita de Santa Cruz. Estas calizas se interpretan como primitivos apéndices de la gran plataforma de Zaraia (al este del cuadrante) relacionados con períodos de crecimiento lateral extensivo de las mismas, y que han sido luego desgajados y reorientados por la tectónica. Tampoco se debe descartar que se trate de grandes masas olistolíticas aunque este aspecto no ha podido ser comprobado. Dentro de la masa caliza de la ermita se han reconocido calizas brechoides grises a muro, y calizas bioclásticas micríticas grises, mal estratificadas, con rudistas y corales. Son bioesparitas, biomicritas (ruditas) y biolititas. Entre la microfauna presente se debe citar: Paracoskinolina sp., Pseudocyclammina sp., Gaudryina sp., Glomospira sp., Neoiraquia cf. convexa DANILOVA, Cylindroporella sp., Hensonina cf. lenticularis (HENSON), Marssonella sp. Otras intercalaciones de menor entidad dentro del término terrígeno general corresponden a brechas calcáreas (24). Son niveles de potencia decimétrica-métrica de orto y parabrechas calcáreas con cantos, hasta decimétricos, compuestos por fragmentos diversos, entre ellos biostromos de ostréidos.

2.2.2.4. Area de Zumeltza

Este área se sitúa en el ángulo noroeste del cuadrante, ocupando la vertiente meridional del monte Altún y la cabecera del río Indusi (cuadrantes occidentales de Igorre y Gorbea).

Para finalizar la descripción del Complejo Urgoniano de la Unidad de Yurre cabe decir que, en este área, la parte alta del término general (20) se desglosa en una serie de términos terrígenos, equivalentes a aquél, de edad aproximada Albiense inferior, que se describen a continuación:

- Limolitas con alguna pasada areniscosa (28). Aflora escasamente en el borde norte del cuadrante, separado del resto de la sucesión por un contacto mecánico. En el vecino cuadrante de Igorre, donde adquiere gran desarrollo, es un tramo de potencia hectométrica, superior a los 700 metros, constituido principalmente por limolitas negras, muy poco bioturbadas, en las que se llegan a observar finos estratos areniscosos de espesor milimétrico que marcan la estratificación. Localmente aparecen en las lutitas, lumaquelas de gasterópodos con cemento carbonatado. Se aprecian también niveles intercalados de arenisca silícea, bien clasificada, con laminación paralela neta, de 10 a 25 centímetros de potencia, que pueden llegar a formar secuencias negativas. Los mejores afloramientos aparecen en la carretera de Indusi a Otxandio.
- Alternancia regular de areniscas y lutitas (29). Tan sólo aparece de forma muy exigua en el ángulo noroeste del cuadrante. Aflora con cierta calidad en la carretera Indusi-Otxandio, en el ángulo noreste del vecino cuadrante de Gorbea. Consiste en una alternancia, en estratos centi-decimétricos, de arenisca silícea y limolitas arenosas.
- Lutitas negras con septarias (30).
 Afloran en la carretera de Indusi-

Otxandio y en las pistas que rodean el antiguo aeródromo. Es un término muy uniforme y monótono, esencialmente lutítico, negro, con abundante materia orgánica y mica, en el que se intercalan estratos areniscosos agrupados en niveles decimétricos aislados. Son frecuentes los niveles ferruginosos. La potencia del término, en cuadrantes contiguos (Gorbea), es del orden de 350 metros.

 Lutitas y areniscas (31). Este término que marcaría el techo del Complejo Urgoniano en este área, está formado por terrígenos equivalentes a las calizas albienses (Itxina), tal como ocurre en el límite con el cuadrante de Gorbea. En el entorno de los cuadrantes contiguos. el término se sitúa en dos posiciones estratigráficas diferentes: como tránsito lateral de la parte media (Albiense inferior?) del litosomo calizo de Indusi (cuadrante de Igorre), o bien como barras aisladas o tramos más potentes, marcando el techo urgoniano. Se trata de un término terrígeno mixto compuesto por areniscas estratificadas y lutitas, en proporciones y organizaciones lateral y verticalmente variables.

Las relaciones cartográficas entre ambos flancos del sinforme de Otxandio indican que el término lutítico (20) pasa lateralmente hacia el noroeste a una serie homogénea, más areniscosa. Esta, a su vez, se descompone hacia el suroeste en la sucesión (28) + (29) + (30) + (31).

2.2.3. Complejo Albocenomaniense (Formación Valmaseda) (32 a 36)

El Complejo Albocenomaniense aflora extensamente en el núcleo del sinforme asimétrico de Otxandio y en el borde norte del cuadrante, limitado por contactos mecánicos.

El término basal, de edad probable Albiense medio, está representado principalmente en el depocentro de la cubeta albocenomaniense. que coincide en líneas generales con el actual sinforme. Las lutitas grises (32) son similares a las que aparecen a techo del Complejo en la Unidad de Gorbea y que se han descrito como término (13); aunque presentan diversas particularidades: son muy negras en fractura, presentan localmente laminación paralela muy marcada, cierto carácter carbonatado e intercalaciones muy esporádicas de brechas calcáreas arrecifales. Los mejores afloramientos, de gran calidad, se localizan en la variante de Otxandio. La potencia máxima estimada sobrepasa los 1.500 metros.

Sobre el término lutítico basal se sitúa, en el área de Mekoleta, un término de **areniscas, conglomerados y lutitas** (36), de edad aproximada Albiense superior, que se sitúa en contacto mecánico con los materiales wealdenses de la Unidad de Gorbea. Las características litológicas de la serie son muy similares a las descritas para los términos (11, 12 y 13) de dicha unidad.

El término (36), homogéneo en Mekoleta, parece descomponerse hacia el noreste, al otro lado del sinforme de Otxandio, en una serie más diferenciada que consta de los siguientes términos: alternancia de lutitas y areniscas (33) y areniscas silíceas (34) que incluyen esporádicos niveles cartografiables de microconglomerados (35). Los mejores afloramientos de la serie (36) se encuentran en Mekoleta, donde la potencia es escasa y poco representativa. La serie equivalente septentrional aflora en las pistas trazadas en la vertiente sur del monte Amboto. La potencia es poco representativa al faltar muro y techo de la serie; orientativamente supera los 6 metros.

2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO

El sector de Amboto queda diferenciado, al noreste de la Unidad de Yurre, por un importante corredor tectónico de dirección NO-SE. Al noreste, una falla de desgarre subvertical constituye el límite entre este sector y el de Udala, separándolo igualmente de la Unidad de Oiz. Los materiales del Sector de Amboto en este cuadrante son casi exclusivamente de edad Aptiense-Albiense, a excepción de los afloramientos de calizas wealdenses limitados por fallas.

2.3.1. Complejo Purbeck-Weald (37)

Calizas negras fétidas y margocalizas

(37). Facies Weald. Los dos afloramientos cartografiados se encuentran limitados por fallas y constituyen un "pellizco tectónico" dentro del corredor que separa el cuerpo principal de la Unidad de Yurre y el Sector de Amboto.

El afloramiento situado más al oeste está formado por calizas negras fétidas mal estratificadas, a veces brechoides, con cantos margosos. Lateralmente (hacia el este) pasan a margas y margocalizas muy laminadas que se alteran a unos materiales de aspecto apizarrado ("schistes carton"), de grano muy fino y de naturaleza calcárea. El otro afloramiento está constituido igualmente por calizas y margas negras, a veces con finas laminaciones de probable origen estromatolítico. Ambos afloramientos están fuertemente deformados.

2.3.2. Complejo Urgoniano (38 a 47)

Limolitas arenosas y areniscas (38). Formación Tellamendi. El corte tipo de esta formación se sitúa en la carretera Aramaio-Santa Agueda. En el mismo, puede verse una serie formada por areniscas de grano fino a muy fino y limolitas arenosas de colores negruzcos o marrón rojizo en el caso de algunas areniscas, organizada en secuencias negativas. Una secuencia ideal de muro a techo sería la siguiente:

- Tramo más o menos masivo de limolitas arenosas bioturbadas.
- 2.—Alternancia de limolitas y areniscas en bancos centi-decimétricos, con techo y muro generalmente plano y poco neto. A veces niveles de arenisca de muro plano y "ripples" de oscilación a techo.
- Tramo dominantemente areniscoso, en bancos más gruesos, de techo y muro planos. Sólo raramente se observan superficies erosivas entre estratos.
- 4.— Nivel de abandono formado por areniscas carbonatadas con abundantes restos fósiles y fuertemente rubefactados. Este tramo falta habitualmente en las secuencias, siendo sustituido por una pequeña serie positiva.

Petrográficamente son areniscas cuyo porcentaje en cuarzo varía entre un 45% y un 80%, siendo el resto de los componentes: plagioclasa, moscovita, matriz arcillosa, sílice, óxido de hierro y accesorios. Son por tanto areniscas silíceas (arenitas arcósicas a grauvacas a veces ferruginosas).

A techo de la formación Tellamendi los bancos de areniscas están formados por "sets" de estratificación cruzada. Los tramos de dominio areniscoso dan lugar a resaltes topográficos que han sido cartografiados como **areniscas** (39).

Hacia el oeste, la formación Tellamendi se va haciendo paulatinamente más lutítica, hasta hacerse escasas las areniscas a muro de las calizas del monte Amboto. Los niveles lutíticos son generalmente limolitas arcilloso-carbonosas. Es importante señalar la presencia de lentejones de calizas con rudistas intercalados en esta formación, lo cual indica, junto con la presencia de los "ripples" de oscilación descritos

anteriormente, un ambiente de sedimentación marino muy somero.

El contacto de muro de la formación Tellamendi no se observa debido a que se encuentra afectado por el corredor tectónico que separa la Unidad de Yurre y el Sector de Amboto. El contacto de techo es normal, pasándose de una manera gradual pero muy rápida a sedimentos detríticos calcáreos. La potencia mínima observable es de unos 400 metros, aunque a juzgar por la cartografía podría superar con facilidad los 600 ó 700 metros. La edad de esta formación, por posición estratigráfica, es Aptiense, llegando probablemente hasta el Albiense inferior.

Facies de cambio lateral de las calizas de Amboto (40 a 47). Con este nombre se han agrupado una serie de litologías cuya característica común es la de representar un cambio lateral de facies de las calizas con rudistas y corales de Amboto. Todas ellas se encuentran íntimamente relacionadas, por lo que no se puede hacer una descripción para cada una de ellas.

Un tratamiento aparte merecen las calizas intercaladas en la formación Tellamendi. El afloramiento situado más al sur es un lentejón de calizas con rudistas de buen tamaño, que se encuentra dentro del corredor tectónico que separa la Unidad de Yurre y el Sector de Amboto. El otro afloramiento, situado al noroeste del primero, aparece como un conjunto de calcarenitas bioclásticas (41) con niveles brechoides (fragmentos de rudistas, corales, etc.) y margas nodulosas, sobre las que se asientan calizas con rudistas y corales (40), micríticas, bastante bien estratificadas en bancos métricos.

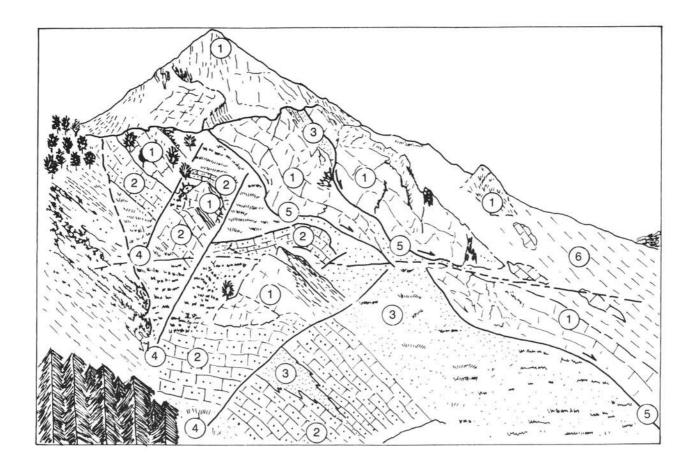
El cambio de facies se realiza, en la base del monte Amboto, a través de **calizas arcillosas** (43) y **margocalizas** (42) de colores grises (blanquecinos en superficie de alteración), mal estratificadas, que van pasando a las calcarenitas (41) y a las calizas con rudistas y corales (40), con algunas intercalaciones terrígenas de **lutitas con pasadas de areniscas** (44) y **areniscas** (45). Más a techo se instalan facies claramente de talud formadas por calcarenitas (41) y **brechas calcáreas** (46) donde se observan incluso megabrechas de bloques calizos, algunos de ellos incluso cartografiables.

El monte Andasto (situado en el extremo noroeste del Sector de Amboto en este cuadrante) constituve un ejemplo excepcionalmente claro y didáctico de como se realizan los cambios de facies descritos en el párrafo anterior. La parte basal de dicho monte está formada por un tramo de calcarenitas cuyo afloramiento es totalmente contínuo a lo largo del cuadrante, llegando hasta el monte Murugain (situado en el extremo sureste del Sector de Amboto), aumentando de potencia de noroeste a sureste. Sobre estas calcarenitas se asienta un banco de algunas decenas de metros de calizas con rudistas y corales, tabular y originalmente continuo, que sin embargo en el monte Andasto aparece en forma de afloramientos discontínuos, debido a que se encuentra desplazado por una serie de fallas normales, sinsedimentarias (ver figura 2.5). Este banco de calizas es correlacionable con las calizas con rudistas del monte Murugain, así como los afloramientos intermedios situados entre las primeras y las segundas (ver cartografía). Por encima del mismo se observa otro tramo de calcarenitas igualmente afectado por dichas fallas sinsedimentarias, que por la diferencia de espesor acumulado a un lado y otro de las fallas, parecen indicar que su sedimentación al igual que la de los dos tramos anteriores estuvo condicionada por las mismas. A partir de este momento el juego de las fallas debió acentuarse creando hundimientos hacia el este, de tal forma que los grandes cuerpos de calizas con rudistas y corales que forman la masa principal del monte Andasto (figura 2.5), sufrieron deslizamientos sinsedimentarios hacia las zonas deprimidas, dando lugar a "pequeñas escamas" y "pellizcando" los sedimentos terrígenos que, procedentes probablemente del sur, eran canalizados hacia estas zonas deprimidas.

Por último, acaban depositándose facies de calcarenitas, brechas calcáreas y megabrechas (41 y 46) que hacia el sureste pasan a facies terrígenas, principalmente lutíticas. Estos materiales representan facies de talud, observándose procesos de 'debris-flow'' y grandes bloques englobados entre brechas.

En el extremo sureste del Sector de Amboto y estratigráficamente por encima de las calizas del monte Murugain afloran calcarenitas y margas que son equivalentes laterales de los materiales del monte Andasto (ver leyenda de la cartografía geológica). Las calcarenitas (41) de esta unidad presentan un aspecto relativamente homogéneo. El corte donde mejor pueden observarse es en la carretera de Aramaio a Santa Agueda. En el mismo aparecen como calizas esparíticas de color gris oscuro, tanto en superficie como en corte fresco, donde se observa su composición granuda formada por fragmentos, tamaño arena, de conchas, espículas, crinoides, etc., así como granos de cuarzo y moscovita. Pueden verse en ocasiones laminaciones paralelas, onduladas y cruzadas en surco. En el monte Andasto estas calcarenitas aparecen mezcladas con sedimentos más margosos o algo brechoides. Las calizas (40) son en general micrítico-esparíticas, de color blanco en superficie y gris en fractura, con algunos rudistas (no demasiado abundantes) y mal estratificadas. A veces tienen intercalaciones calcareníticas. Las facies terrígenas (44 y 45) son las que presentan un aspecto más variado presentándose a veces como areniscas de grano fino medio, en bancos de hasta un metro con laminaciones cruzadas, como las aflorantes en la pista de acceso al monte Murugain (al sureste), o areniscas y lutitas alternantes, o como areniscas silíceas, etc. Por su parte las lutitas suelen ser negras y apizarradas o bien limolitas pardo-amarillentas masivas (podría ser el color de alteración).

Desde el punto de vista petrográfico, las calcarenitas son generalmente biomicritas arenosas, a veces bioesparitas arenosas y, menos



- 1.-Calizas con rudistas y corales
- 2.-Calcarenitas
- 3.-Areniscas y lutitas
- 4.-Fallas sinsedimentarias
- 5.-Superficies de deslizamiento sinsedimentario
- 6.-Facies de calcarenitas, brechas y megabrechas.

Figura 2.5.—Esquema con la interpretación sedimentológica de las facies del monte Andasto.

frecuentemente, biogravelesparitas arenosas. La proporción de cuarzo varía entre un máximo de un 30%, hasta hacerse casi inexistente. También aparecen en pequeña proporción feldespatos y moscovita. Los bioclastos son fragmentos de equinodermos, briozoos, rudistas, gasterópodos, lamelibranquios, algas calcáreas, ostrácodos, foraminíferos, etc. Tampoco son raros los intraclastos en pequeñas proporciones y los "pellets". Las calizas de rudistas del monte Andasto se diferencian petrográficamente de las anteriores, sobre todo por la inexistencia de componentes terrígenos y la presencia de rudistas. Son biomicritas, más raramente biolititas y biointraesparitas.

De las facies areniscosas solamente se ha realizado un estudio petrográfico, tratándose de una arenisca silícea (cuarzoarenita).

En los estudios micropaleontológicos realizados en calcarenitas y calizas se han reconocido, además de los fragmentos de fósiles mencionados, los siguientes foraminíferos: Sabaudia minuta (HOFKER), Pseudocyclammina hedbergi MAYNC., Everticyclammina greigi (HENSON), Orbitolina sp., Glomospira urgoniana, Cuneolina sp., Spiroplectammina sp., Bolivinopsis sp., Dinoporella sp., Neomeris cretacea STEINMANN, Salpingoporella sp., Boveina hochtetleri, Haplophragmoides sp., Ataxophragmiun sp., Gaudryina sp., Eggerellina sp., Hedbergella sp., Valvulineria sp., Barkerina sp., Lenticulina sp., Vaginulina sp., miliólidos, Nezzazata simplex OMARA, Pseudotextulariella cretosa CUSHMAN, Marssonella sp., Debarina hahounerensis FOURCADE, RAOUL y VILA, Astacolus sp., Patellina subcretacea CUSHMAN y ALEXANDER, Nezzazata convexa (SMOUT), y Eoguttulina sp. La edad por tanto de esta facies es Aptiense superior-Albiense (techo del Aptiense, para el muro-Albiense superior, para el techo).

La potencia total no se puede observar ya que el techo no aflora debido a la falla de desgarre que separa esta unidad de los sectores de Udala y Durango (este último en la Unidad de Oiz). No obstante la potencia mínima se puede estimar en unos 1.000 metros.

2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE UDALA

En el ángulo noreste del cuadrante se ha diferenciado el sector de Udala. Este se individualiza del sector adyacente de Amboto por un accidente de desgarre subvertical (falla de Santa Agueda), cuyo movimiento dextroso origina un cabalgamiento, retrovergente al noroeste, que superpone este sector perteneciente a la Unidad de Yurre, sobre el Sector de Durango (Unidad de Oiz).

A excepción de las facies Weald, los demás materiales de este sector son, al igual que los del Sector de Amboto, de edad Aptiense superior-Albiense.

2.4.1. Complejo Purbeck-Weald (48)

Pizarras negras, areniscas y calizas fétidas negras (48). Facies Weald. Afloran a favor de un accidente de desgarre, formando una cuña elongada en dirección noroeste-sureste y limitada tanto al norte como al sur por fallas subverticales. El grado de deformación es elevado, no pudiéndose deducir estructuras internas.

Las características de estos materiales son similares a las del tramo superior del Weald de Aramaio en la Unidad de Yurre: se trata de una sucesión de pizarras negras con intercalaciones centi-decimétricas de areniscas de grano fino, generalmente de muro y techo plano, y con menor frecuencia bancos de calizas negras fétidas. Por similitud de facies se supone que este afloramiento corresponde a los niveles superiores de las facies Weald.

2.4.2. Complejo Urgoniano (49 a 55)

Los términos definidos como limolitas arenosas con escasas intercalaciones de

areniscas (49) y areniscas (52) se describen conjuntamente ya que constituyen los sedimentos terrígenos del Sector y se encuentran íntimamente relacionados. Su distribución es muy irregular, pudiendo situarse las mismas facies a muro, a techo, o en paso lateral a las calizas urgonianas. En la carretera de Santa Agueda a Mondragón son limolitas de color gris oscuro finamente estratificadas, casi sin intercalaciones de areniscas, y con colores de alteración grises claros a amarillentos, dependiendo del grado de meteorización. Las areniscas suelen ser, en general, moscovíticas, de grano fino a medio y colores blanco-amarillentos en corte fresco y marrón rojizos en superficies de alteración.

Los estudios petrográficos realizados indican que se trata de limolitas arcillosas al oeste y pizarras limolíticas (en la carretera de Santa Agueda-Mondragón), con porcentajes de cuarzo que varían entre 25% y 40%, micas y matriz hasta el 70%, y materia orgánica más accesorios el resto. Los levigados realizados han sido estériles, aunque basándose en dataciones realizadas en la base de las calizas de Udala (en la hoja 1:25.000 de Elorrio, 87-II) la edad más probable para estas facies abarcaría desde el Aptiense superior hasta el Albiense superior. La potencia no se puede establecer al no aparecer muro ni techo, y debido también a los continuos acuñamientos y cambios de facies que el término presenta.

Calcarenitas con intercalaciones de areniscas y lutitas, margas y calizas brechoides (50). Este conjunto aflora a muro de las "calizas urgonianas de Kobate" (situadas al noroeste de Garagarza) y cambia lateralmente de facies hacia el noroeste, pasando a limolitas con intercalaciones de areniscas. Estos materiales están integrados por calcarenitas bioclásticas en bancos gruesos de 1 a 4 metros con intercalaciones de sedimentos terrígenos (lutitas y areniscas), calizas brechoides negruzcas y algunas margas. Se trata pues, de facies predominantemente detríticas con aportes tanto

carbonatados como terrígenos. La granulometría de las calcarenitas y de las areniscas es arena media incluso gruesa. La potencia máxima observada es de unos 150 metros.

Se diferencian las calizas estratificadas con rudistas y corales (51) de las calizas masivas con rudistas y corales (55) en función de que las primeras se presentan en bancos groseramente estratificados de potencia métrica, mientras que en las segundas no hay estratificación evidente. En ambos casos son calizas de color gris en corte fresco y gris blanquecino en superficies de alteración. Normalmente son micríticas o micrítico esparíticas con rudistas, corales, ostréidos, etc., y algunas intercalaciones bioclásticas.

En la carretera de acceso al barrio de Udala (desde Mondragón), pueden verse calizas con orbitolinas, ostréidos, lamelibranquios, crinoides, etc. En esta misma carretera se observan afloramientos de brechas con cantos de caliza y calizas a su vez brechoides, dentro de una matriz margosa (el afloramiento no aparece cartografiado ya que se encuentra ligeramente fuera de los límites del cuadrante). Los cambios de facies, tanto a margas como a lutitas son bastante frecuentes, por lo que la potencia es variable. La edad de estos materiales, al igual que la del resto del urgoniano de este Sector, va desde el Aptiense superior hasta el Albiense superior.

En la pista que va desde Garagarza a Besaide se corta una intercalación de unos 30 metros formada por calizas, lutitas y brechas calcáreas (53), intercaladas entre calizas con rudistas y corales. Como ya se ha dicho anteriormente las calizas con rudistas y corales pueden cambiar de facies y pasar, tanto lateralmente, como a techo o muro, a margas y margocalizas laminadas (54). Estas suelen presentar un color gris blanquecino sucio, en superficie, y gris oscuro en corte fresco; normalmente son laminadas, y cuando sufren una alteración supergénica importante pierden

el componente carbonatado y adquieren un aspecto de lutitas amarillentas.

2.5. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

El Sector de Durango se encuentra escasamente representado en la zona noreste del cuadrante, quedando individualizado del Sector de Amboto por una falla subvertical de desgarre de dirección NO-SE, y del de Udala por un cabalgamiento vergente hacia el noroeste.

Los materiales que constituyen este sector, en el presente cuadrante, forman parte del Complejo Albocenomaniense (formación Durango), estando representado por el término lutitas negras (56). Se trata de un conjunto constituido mayoritariamente por lutitas con escasas intercalaciones centi-decimétricas de areniscas. Las lutitas son negras y tienen componentes limosos y arenosos (cuarzo, feldespato y moscovita principalmente). Normalmente presentan aspecto masivo, aunque también pueden estar finamente estratificadas y, ocasionalmente, intercalan niveles con potencias variables de areniscas de grano muy fino, generalmente con colores amarillentos, marrón-rojizo o terroso, debido a la presencia de óxidos de hierro. Son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según los planos de estratificación.

Este término aflora más extensamente en el cuadrante adyacente de Elorrio (87-II).

2.6. **CUATERNARIO** (57 a 59)

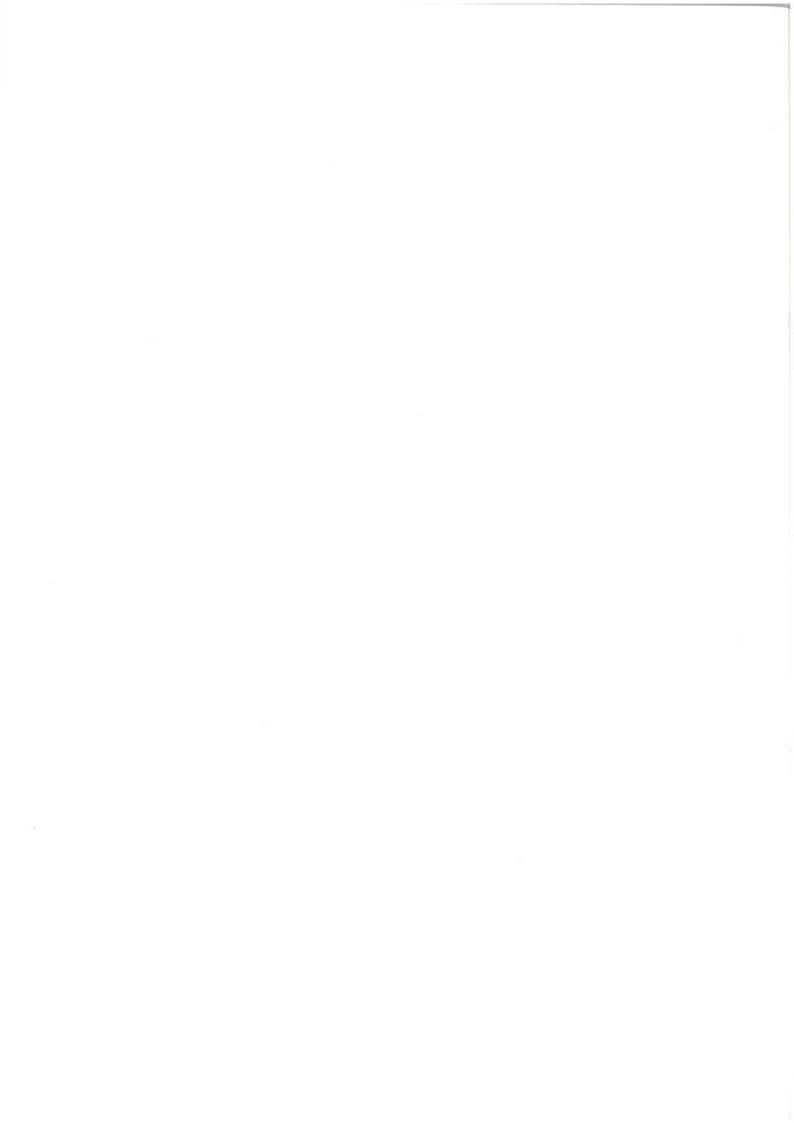
Entre los depósitos cuaternarios de la hoja de Otxandio se han diferenciado:

- Depósitos aluviales (terrazas altas) (57).
- Depósitos coluviales de bloques calizos (58).
- Canchales calizos (59).

Al sureste de Otxandio aparece un depósito aluvial antiguo dando un ligero resalte topográfico (terraza "colgada"), está formado por fragmentos de grava y por bloques de tamaño centimétrico a decimétrico, en ambos casos retrabajados (redondeados a subredondeados), dentro de una matriz arenoso-lutítica.

En la falda este del macizo calizo de Arangio, dentro del valle de Aramaio, se pueden ver depósitos coluviales de bloques calizos, de hasta 2 metros de tamaño máximo, prácticamente sin retrabajar, de extensiones en algunos casos hectométricas. Representan zonas, ligeramente elevadas topográficamente, que han quedado preservadas de lo que al parecer debió ser un depósito arealmente bastante más extenso. Se encuentran desconectadas de los actuales canchales de pie de monte y debieron formarse en un régimen de denudación diferente al existente actualmente. En la base de algunos se pueden observar pequeñas surgencias de agua.

Los canchales calizos, por su parte, representan sencillamente depósitos de pie de monte actuales con bloques angulosos de tamaño variable, algunos de grandes dimensiones. Debido a la grosera selección de estos materiales, en algunos casos han sido objeto de pequeñas explotaciones de áridos naturales.



3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente:

- geométrico-estratigráfica, referida a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua.
- secuencial, es decir, relativa a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo.
- paleogeográfica, relativa a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior, con edades comprendidas aproximadamente entre Hauteriviense-Barremiense y Cenomaniense. De acuerdo con los materiales cartografiados y según su organización, se han distinguido los siguientes ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Purbeck-Weald (Hauteriviense?-Barremiense).
- Ciclo Urgoniano (Aptiense-Albiense inferior-medio).
- Ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Albiense medio-superior -

Cenomaniense medio), representado en el cuadrante por la sucesión Albiense medio o superior - Cenomaniense inferior.

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios puede estar compuesto por parejas o grupos de elementos estratigráficos (cuerpos rocosos), algunos de los cuales pueden asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM et al. (1977). Casi todas ellas comienzan o están separadas entre sí por superficies de discontinuidad. Estas varían desde un simple cambio litológico brusco hasta un "onlap" o solapamiento sobre un sustrato previa o simultáneamente estructurado. o incluso una discordancia con importante pérdida de registro sedimentario. Algunas de estas secuencias deposicionales constituyen macrosecuencias de "profundización" o "somerización" en el sentido de JAMES (1979). En este cuadrante, la presencia de una tectonización importante con fallas de desgarre dificulta notablemente el establecimiento de sucesiones completas para definir ciclos y secuencias.

3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense?-Barremiense)

El Jurásico superior y la parte baja del Cretácico inferior (pre-Aptiense) están representados, en el País Vasco, por depósitos no-marinos de ambientes intermedios y transicionales a marinos, que se describen en la literatura bajo las denominaciones de facies Purbeck y facies Weald. En el anticlinorio de Bilbao y en las zonas de Aramaio y anticlinal de Aitzgorri aparecen sucesiones potentes (2.000 metros), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por sedimentos terrígenos de grano fino. En Gernika y en Gipuzkoa, las sucesiones son considerablemente menos potentes (100 a 300 metros), y de carácter más calcáreo. En Bizkaia, las influencias marinas procedentes del norte son mucho más ostensibles que en Cantabria (PUJALTE, 1981), por lo que cabe suponer que existirán conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas. En la Sierra de Cantabria (límite sur de Alava), el Complejo Purbeck-Weald (definido por PUJALTE, 1977), está representado por conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas abigarradas.

Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial y de un basculamiento de los bloques del sustrato, que son el origen de la fuerte influencia terrígena continental en todo el área del anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena. La alineación de umbrales se encontraba alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense. Un esquema paleogeográfico se muestra en la figura 3.1 (GARCIA GARMILLA, 1987). En el sector más occidental de Bizkaia, el medio deposicional durante el Neocomiense superior-Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para el Purbeck de Portugal. Así, aparecen repetidamente series y ciclos comparables a la "unidad 4" de WRIGHT, que representa unos depósitos de "lagoon" salobres situados en un frente deltaico. En la sucesión lutítica de cuadrantes contiguos, se intercalan niveles areniscosos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien secuencias de relleno de bahías entre canales distributarios. También aparecen con cierta frecuencia intercalaciones carbonatadas que se corresponden en líneas generales con la "unidad 8" de WRIGHT, y representan momentos de calma en pequeñas cuencas cerradas, con interrupción de los aportes terrígenos y desarrollo de tapices algales o "algal-mats" en los que se asientan comunidades biológicas bentónicas. Estos episodios suelen cerrarse con épocas de clima árido, en las que se depositan yesos o sales, y que pudieron llegar a la desecación total de algunas cuencas.

Sin embargo, aunque se habla de facies wealdenses no se trata, en el caso de este cuadrante, de facies continentales, sino que las evidencias apuntan a un medio marino restringido o salobre, quizás con salinidad por debajo de lo normal. Esta serie wealdense presenta una serie de características que se enumeran a continuación:

- Lutitas negras, piritosas, con materia orgánica, etc., propias de ambiente reductor.
- Intercalaciones areniscosas con características de "storm sand layers" (base plana, laminaciones cruzadas y dunas a techo).
- 3) Frecuentes intercalaciones calizas con espectaculares laminaciones algales (incluso estromatolitos LLH), brechas de cantos planos que indican desecación, estructuras supramareales ("chicken-wire"), presencia microscópica de abundante anhidrita.
- Frecuentes intercalaciones de yeso y ahnidrita (Sondeo Aramayona).
- Fauna característica de glauconia y ostrácodos de facies salobres.
- Según datos del sondeo Aramayona, a muro de la serie aparecen niveles de calizas oolíticas (no aflorantes, Malm-II).

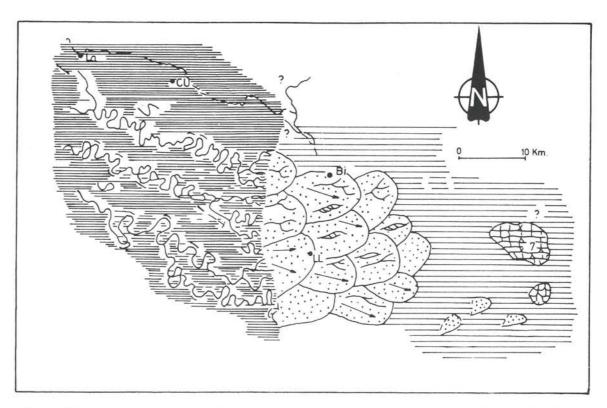
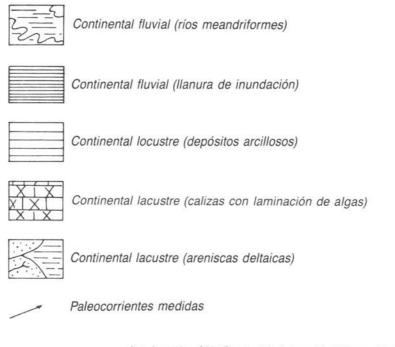


Figura 3.1.—Mapa paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y el oeste de Bizkaia en el Barremiense superior. Tomado de GARCIA GARMILLA (1987).



La: Laredo; CU: Castro Urdiales; Bi: Bilbao; Ll: Llodio

Teniendo en cuenta estos datos, puede decirse que los materiales purbeck-wealdenses se depositaron en un golfo marino con aguas muy someras y restringidas (lagoonales) en las que se depositarían las "facies negras". Hacia tierra estaría en conexión con una serie de llanuras litorales advacentes, con lo que las aguas serían una mezcla de dulces y salobres. En la parte superior de la zona intermareal de éstas se desarrollarían mallas de algas, representadas por niveles calizos. Las brechas de cantos planos, las intercalaciones de anhidrita y las estructuras de "chicken-wire" corresponden a zonas en las que son frecuentes los períodos de inmersión ("sabkhas" supramareales). Dada la escasa lámina de agua, cualquier fluctuación provoca la migración de estos subambientes, por lo que aparecen numerosas recurrencias de éstos en la serie. La influencia marina, más o menos acentuada, penetraría cíclicamente cada vez con más frecuencia en intensidad en el dominio continental. Al final del ciclo se registra una tendencia transgresiva muy acentuada, representada por la primera invasión marina del Cretácico, que llevará al establecimiento de medios mareales y arrecifales carbonatados (Ciclo Urgoniano).

Estos fenómenos son atribuibles a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el golfo de Bizkaia. La margen continental ibérica está cruzada por importantes líneas de fallas tardihercínicas que, sometidas a distensión, se reactivaron, dando como resultado una serie de bloques elevados y cuencas; en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores.

3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior-medio)

Después de los episodios de transición representados por el Complejo Purbeck-Weald, y a partir de la invasión marina o transgresión aptiense, la evolución sedimentaria del Cretácico

inferior marino comprende dos nuevos ciclos: uno inicial constructivo carbonatado (Urgoniano), que trae consigo la implantación de sistemas arrecifales y pararrecifales (algunos de ellos localmente destructivos), y otro final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos a sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano).

Los materiales englobados bajo la denominación de Complejo Urgoniano pueden abarcar un intervalo temporal máximo Aptiense-Albiense medio, aproximadamente. El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien empleó el término de "complejo" por la heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de "Urgoniano" por las calizas de rudistas y corales en facies urgonianas que suponen su rasgo más característico. Las calizas de rudistas y corales 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 v surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro v derrubios).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana del Arco Vasco. Aparte de otros controles, como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos con sedimentación terrígena reducida o inexistente, donde se dispusieron las calizas, y surcos, donde lo hicieron los terrígenos, en respuesta a una tectónica de bloques 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 posibles o comprobados movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en Aramaio, Salinas de Léniz, Eskubaratz, Aitzgorri-Egino, etc. De esta manera, en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto, contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

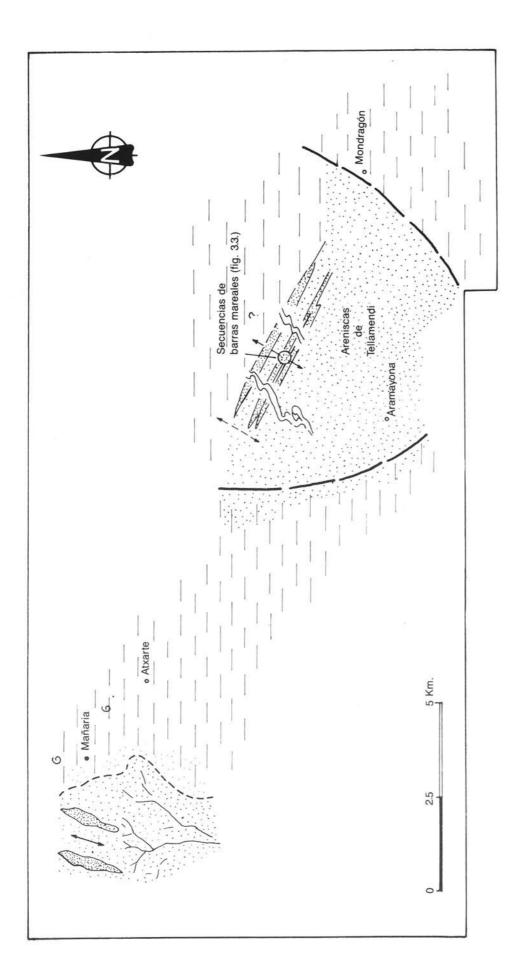
Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del Arco plegado Vasco, el sinclinorio de Vizcaya y el anticlinorio Nord-Vizcaíno, y quizá en menor medida en los anticlinorios de Bilbao y Aitzgorri, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación, a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante fue incipiente en el Aptiense inferiormedio (1.ª secuencia deposicional urgoniana; intercalaciones calcáreas del Albiense inferior en la Unidad de Gorbea y en la base del litosomo de Arangio), creciente entre el Aptiense medio y el Albiense basal (2.ª secuencia: calizas de Galdames y litosomos principales de Arangio, Eskubaratz, Zaraia, Aitzgorri, Aramotz, etc.) y verdaderamente espectacular entre el Albiense inferior y superior (3.ª y 4.ª secuencias, no siempre diferenciables, y correspondientes a la formación de grandes taludes en los sistemas de Zaraia, Aitzgorri, Itxina, Amboto, etc., que rodean este cuadrante).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó en la mayor parte del Arco Vasco a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos a lo largo de fallas sinsedimentarias, quizás de escaso salto, y de direcciones aproximadas N 120° y N 30° - 45° E. Esto dio lugar a la formación de incipientes paleoaltos en las sierras de Motzotegi - Santa Engracia, Elgea y Aitzgorri, entre otras, con facies carbonatadas someras en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica colonias de ostréidos, orbitolinas, etc.

En esta primera etapa, que se prolonga en algunos sectores hasta el Aptiense medio, se instala en el ángulo noreste del cuadrante una amplia zona deltaica, con mayor influencia fluvial cuanto más al noroeste y con retrabajamiento intenso por parte de las mareas y del oleaje (figuras 3.2 y 3.3). Hacia el noroeste son mayoritarios los términos lutíticos mientras que, en el sureste, dominan las areniscas con influencia clara del oleaje y de las mareas (areniscas de Tellamendi). Este pequeño sistema detrítico (situado probablemente en la desembocadura de un canal distribuidor ubicado al suroeste) pasa rápidamente hacia el norte y hacia el este a facies más finas. En las áreas que permanecen a salvo de la contaminación terrígena (hacia el suroeste en Motzotegi-Santa Engracia) comienzan a desarrollarse de forma esporádica los primeros sistemas arrecifales (carbonatos de plataforma).

Más adelante, hacia el Aptiense medio, comenzó la subsidencia diferencial, y con ella la segunda secuencia urgoniana (S2) y el crecimiento de arrecifes de rudistas y corales que formaron estructuras incipientes de rampa carbonatada, localmente con cierta morfología domal. Paralelamente, las zonas deprimidas, más arenosas, quedaron restringidas en las series terrígenas de Tellamendi, o de Arlaban y Elgeamendi, parcialmente interpenetradas respectivamente con las calizas de Arangio, o las de Zaraia, en el cuadrante contiguo del Santuario de Arantzazu. En esta fase aptiense la influencia marina es progresivamente mayor, quedando como registro de ésta una serie de parches discontínuos de calizas, como la barra calcárea situada a muro de las calizas de Eskubaratz (en el cuadrante de Elorrio). A techo de este



(con características similares a la Fm. de Ereza). Hacia el sureste un dominio deltaico con gran influencia del oleaje y de las Hacia el noroeste posible influencia fluvial y de las mareas, y tránsito hacia el norte y este, a facies más lutíticas Figura 3.2.—Etapa prearrecifal. Reconstrucción paleogeográfica muy esquematizada de la base del urgoniano (en facies generalmente detríticas). Aptiense inferior y medio.

mareas ("areniscas de Tellamendi"). Estas areniscas disminuyen rápidamente hacia el noreste.

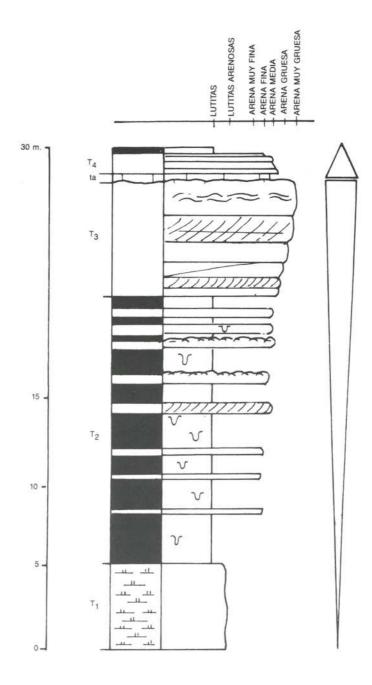


Figura 3.3.—Secuencia esquemática de las areniscas de Tellamendi.

- T1 Limolitas erosivas de base.
- T2 Tramo mixto. Son frecuentes las laminaciones cruzadas y los ''ripples'' de oleaje. Las lutitas están bioturbadas.
- T3 Tramo areniscoso. Aumenta el espesor de las capas y el tamaño de grano. Laminaciones onduladas y cruzadas. ta "Nivel de abandono", nivel carbonatado que es poco frecuente.
- T4 Secuencia positiva de techo. Areniscas en capas delgadas, laminación paralela. En conjunto se interpretan como barras mareales, muy afectadas por la acción de las olas.

episodio, de evolución general transgresiva, se produce una interrupción brusca en la sedimentación (caída rápida del nivel del mar) que trae como consecuencia el desarrollo de una discordancia intra-Aptiense. Esta tiene un carácter generalizado y se localiza en numerosos puntos de la cuenca. En el vecino cuadrante de Elorrio esta superficie de interrupción se puede observar a techo de la barra calcárea anteriormente citada apareciendo como una superficie erosiva totalmente ferruginizada.

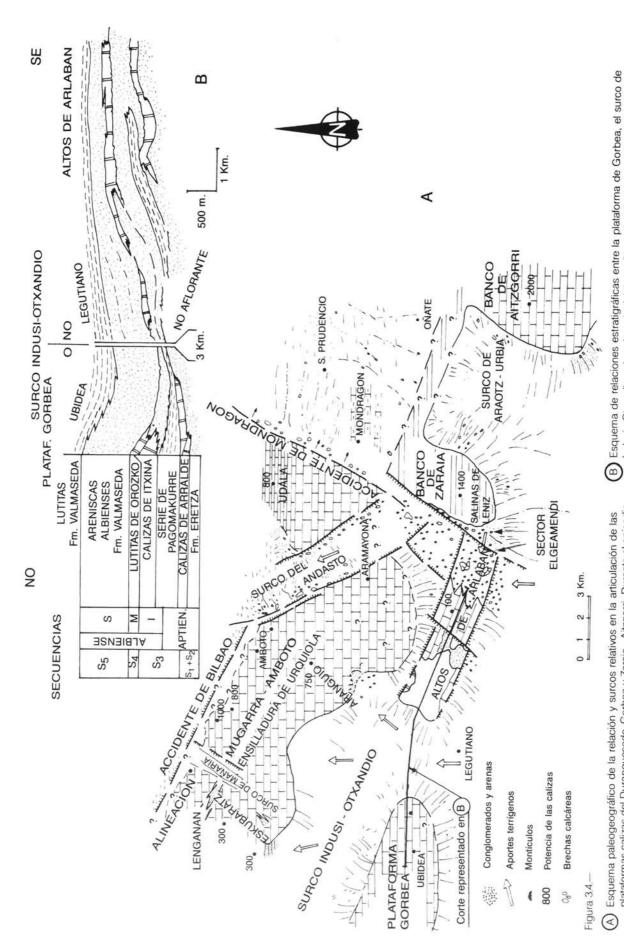
Por encima de este episodio que, en conjunto, se ha denominado Urgoniano I aparece, ya en el Albiense inferior, una potente y contínua sedimentación de carbonatos de plataforma, precedida -sólo en algunos casospor materiales lutíticos transgresivos muy poco potentes. A este segundo episodio se lo denomina Urgoniano II (etapa arrecifal). Estos carbonatos constituyen actualmente la alineación Mugarra-Amboto, la zona Eskubaratz-Lenganan, monte Arangio (todos estos en los cuadrantes de Elorrio y Otxandio), Peña Udala y la alineación de calizas del macizo del Aitzgorri. El aspecto general que presentaba el Urgoniano de este episodio (figura 3.4) era, a grandes rasgos, el de una amplia plataforma carbonatada marginal (plataformas del Duranguesado y del Aitzgorri) con una contaminación progresiva de terrígenos hacia el suroeste y un estrecho surco activo (surco del Andasto), que recibía y canalizaba tanto los terrígenos procedentes del sur, como los materiales procedentes de la destrucción de las masas arrecifales situadas al suroeste y al noreste. La plataforma era asimétrica, presentando perfiles de rampa hacia el sur, mientras que el límite noreste lo constituyó probablemente una zona de talud controlada por un accidente de zócalo activo durante la sedimentación (¿accidente de Bilbao?). Algunos accidentes de zócalo de dirección aproximada N 20° E (accidente de Mondragón), complican algo el esquema y dejan bloques elevados independientes, en los que se desarrolló una sedimentación carbonatada rodeada de materiales profundos

(bloque de Udala). La disposición actual de las brechas calcáreas, alrededor de este bloque, confirma esta hipótesis. Hacia el este y hacia el sureste sólo aparecen lutitas gris oscuro en facies de cuenca (margas de San Prudencio), pasadas de margocalizas y brechas calcáreas distales (pequeños clastos de calizas englobados en las margas de San Prudencio).

En la figura 3.4 conviene resaltar sobre todo el esquema de fracturación profunda que controla el tipo, potencia, y distribución de los materiales urgonianos. Sin embargo, como se verá más adelante, estos accidentes no solamente van a dejar una impronta en los materiales suprayacentes (en forma de relieves previos creados) sino que los van a controlar directamente, ya que algunos de ellos van a continuar activos en el tiempo (fundamentalmente el accidente de Bilbao y el de Mondragón).

Tras el depósito del último episodio Urgoniano, tanto en facies de calizas como de lutitas adyacentes, se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica (Fase Austrica) que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos que inhibió de manera brusca la sedimentación carbonatada. Así, un gran sistema terrígeno deltaico, progradante desde el sur y suroeste (formación Valmaseda) y quizá desde el este, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera de umbrales NO-SE integrada por Gorbea, altos de Arlabán, Zaraia, Aitzgorri, etc. Finalmente, hacia el Albiense medio - superior, el avance de los terrígenos rodeó los umbrales penetrando por los surcos interarrecifales y comenzó a invadir las cuencas carbonatadas de Orozko, surco de Indusi-Otxandio, Araotz-Urkilla, etc., solapando simultáneamente los márgenes de los bancos calizos o umbrales.

El cambio de la paleogeografía urgoniana a la supraurgoniana no fue un fenómeno brusco, ni siquiera rápido. Las primeras llegadas de terrígenos albocenomanienses tienen



Indusi - Otxandio, y los altos de Arlaban. Obsérvese el hiato en las lutitas de Orozko (Albiense medio)

plataformas calizas del Duranguesado, Gorbea y Zaraia - Aitzgorri. Durante el episodio relacionadas con la reactivación de fallas de zócalo, para condicionar la subsidencia

urgoniano se sumaron la tectônica de bloques y la actividad halocinética, ambas

diferencial de los diferentes compartimentos de la cuenca.

lugar al final del Albiense inferior, pero el régimen arrecifal persistió en las plataformas carbonatadas, que quedaron en buena parte a salvo de la contaminación. Sin embargo, la continuación de los aportes terrígenos determinó, primero una notable reducción del dominio carbonatado (en el Albiense medio), y posteriormente su práctica desaparición (Albiense superior). De este modo, la localización de las plataformas, bancos y umbrales urgonianos condicionó en parte la distribución de los sedimentos terrígenos supraurgonianos, tal como señalan OLIVE et al. (1984), y muy especialmente en este cuadrante.

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio-Cenomaniense inferior)

Por su parte, el Ciclo Albocenomaniense (Supraurgoniano de RAT, 1959) es el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino - somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior. En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al sur y las formaciones de Zufía y Eguino (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.5.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (ver figura 3.4B). Este es el caso de la zona de estudio a partir del Albiense medio. Así, la disposición geométrica de los niveles y facies apunta que durante este episodio la sedimentación fue muy reducida en la parte oriental de los altos de Arlabán y prácticamente inexistente, o incluso con incidencia de la erosión, en su parte occidental, o en Gorbea, Oketa-Ubidea (cuadrante de Gorbea), Zaraia y Aitzgorri (cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Zegama respectivamente), y quizá incluso en la barrera de Amboto. Sin embargo, en surcos o cubetas profundos o de subsidencia rápida y constante, como Otxandio, Léniz u Orozko, se dio un gran acúmulo de lutitas prodeltaicas del Albiense medio. En ensilladuras menos profundas que sirvieron de entrada, se produjo un "by-passing" de terrígenos finos, previo a su relleno, como en el caso de Legutiano.

De esta manera, cuando se encuentra la serie completa, la formación Valmaseda constituye una macrosecuencia negativa positiva de lutitas-areniscas y conglomerados-lutitas. En la parte central de la macrosecuencia (Albiense superior) se alcanza la máxima progradación deltaica, con secuencias típicas de barras y canales mareales, cuyos terrígenos gruesos logran rebasar los umbrales de los edificios urgonianos. Con ello, la contaminación arenosa provoca la muerte definitiva de las últimas comunidades arrecifales supervivientes al Albiense medio en zonas como los altos de Arlabán, Itxina-Gorbea o el techo de los litosomos de Zaraia y Aitzgorri. Simultáneamente se produce el relleno arenoso de depresiones lutíticas, como el surco de Indusi-Otxandio (Urkiola) o las cuencas de Orozko o Urkilla (todas estas zonas se localizan en el cuadrante o en sus contiguos). Es muy posible que la actividad de los sistemas conglomeráticos de Elgeamendi (representados en el ángulo sureste del cuadrante, y sobre todo en el de Legutiano) continuase, con algunas interrupciones quizá importantes pero no detectables, durante el Albiense medio y superior, cesando al mismo tiempo que los aportes areniscosos regionales de la formación Valmaseda. Así pues, en la parte superior de esta formación, a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos progradantesretrogradantes le sucede un episodio de prodelta con influencia marina creciente.

Por otro lado los materiales distales de la formación Valmaseda llegan a una zona de

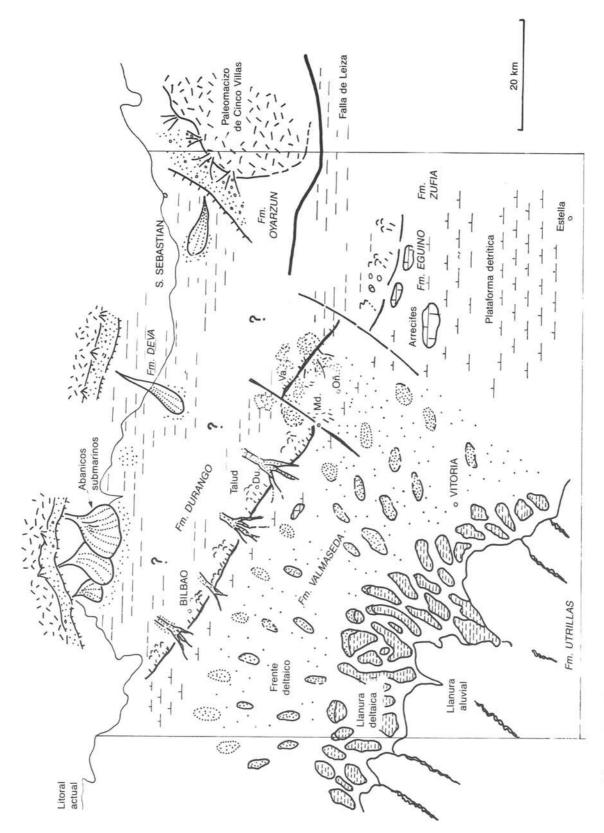


Figura 3.5.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del área estudiada para el Albiense superior -Cenomaniense inferior ("Supraurgoniano"). Según PUJALTE, 1986.

talud deposicional, por el cual se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings" y eventualmente canales que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes del zócalo se produce, además, la entrada de material volcánico a la cuenca, representado por alguno de los "sills" básicos reflejados en la cartografía. Al conjunto de estos materiales de talud se lo denomina formación Durango, y están escasamente representados en el cuadrante.

Las variaciones de subsidencia que se producen en el transcurso de la sedimentación albiense y cenomaniense fueron el resultado de movimientos verticales conocidos por los autores como "fase antecenomaniense" o "fase áustrica". En esta época se rejuvenecieron los relieves emergidos y se produjo una gran movilidad en el fondo marino con creación de nuevos altos y surcos, o acentuación de los ya existentes. Todo el sistema sedimentario del Cretácico inferior se basa en la subsidencia diferencial y en la capacidad de crecimiento de las comunidades arrecifales para contrarrestar los movimientos verticales del sustrato, así como en la dirección y velocidad de sedimentación de los aportes terrígenos que entran a formar parte del sistema.

Paleogeográficamente, el esquema evolutivo general resultante durante el Cretácico inferior es el de una serie de plataformas relativamente estables a lo largo del tiempo. En su entorno se formaron taludes constructivos o destructivos, en diversas épocas y lugares, y se establecieron cuencas carbonatadas y ejes terrígenos mareales y/o deltaicos que aislaban entre sí las plataformas calcáreas principales y los bancos ''off-shore'' de diversa entidad que se fueron individualizando. La tectónica sinsedimentaria parece atravesar por cuatro etapas, algunas de ellas relacionadas con las secuencias deposicionales mencionadas:

- Subsidencia lenta, uniforme y generalizada. Actividad halocinética incipiente (Neocomiense-Aptiense inferior). Depósitos wealdenses y de la formación Ereza, muy monótonos. Aparición de parches arrecifales aislados.
- 2.— Subsidencia más acelerada, con actividad halocinética creciente: desarrollo de rampas carbonatadas (Bedouliense superior). Fracturación sinsedimentaria en pequeños bloques y fraccionamiento de las calizas aptienses en microsistemas sedimentarios (Gargasiense).
- 3.— Subsidencia muy rápida, generalizada. Fracturación en bloques principales sobre los cuales la influencia de la halocinesis parece ser moderada (Albiense). Individualización de plataformas y bancos "off-shore" sobre las rampas preexistentes. Mantenimiento de la compartimentación en grandes bloques hasta el Albiense medio con fuerte progradación de las plataformas y bancos arrecifales; acumulación de facies de talud destructivo. Llegada del prodelta de la formación Valmaseda. Subsidencia generalizada salvo en umbrales muy localizados.
- 4.— Ligera actuación de umbrales localizados, entre Albiense superior y Cenomaniense inferior. Creación local de arrecifes y facies destructivas. Nuevo predominio local de la halocinesis (caliza arrecifal de Eguino) sobre la tectónica de bloques.

Finalmente, el enorme acúmulo de sedimentos que representa el episodio de la formación Valmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos, característicos del Cretácico superior, en los surcos de Salvatierra y Vitoria.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Analizando el cuadrante de Otxandio dentro de un contexto más amplio (ver figura 4.1), puede observarse que los principales elementos estructurales siguen las directrices generales NO-SE (principalmente en la mitad suroccidental del cuadrante) concordantes con las dominantes en el resto de la cuenca. En la otra mitad, sin embargo, las directrices sufren importantes variaciones ocasionadas por las deformaciones de la fase F₃.

4.1. ESTRUCTURAS DUCTILES

Las principales estructuras de plegamiento de la zona, de noreste a suroeste son (figura 4.2):

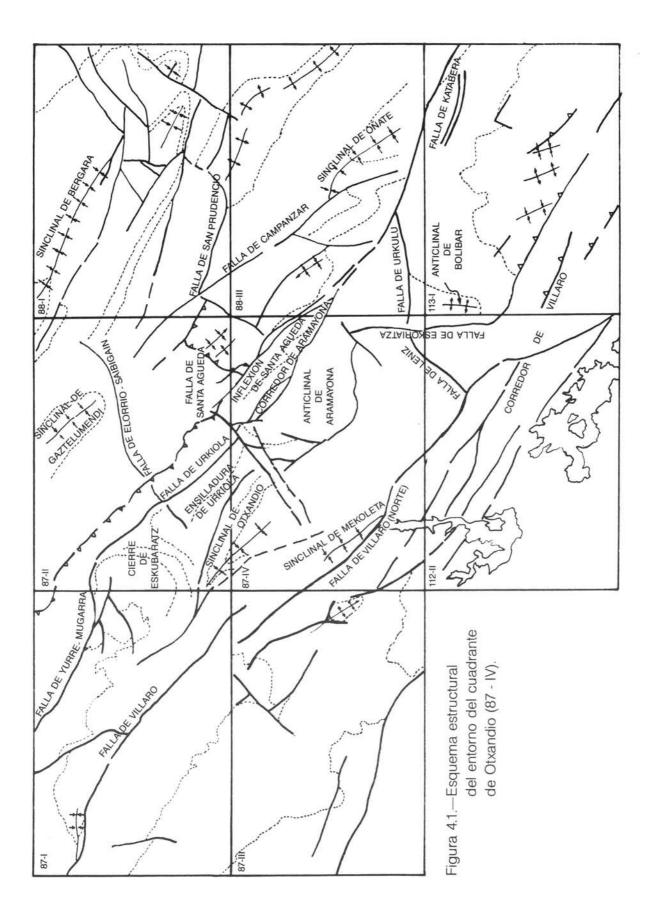
- Inflexión de Santa Agueda.
- Anticlinal de Aramayona.
- Ensilladura de Urkiola.
- Sinclinal de Otxandio.
- Sinclinal de Mekoleta.
- Sinclinal de Jarinto.

En este cuadrante se han observado tres fases de deformación. La primera fase de deformación, F₁, es la responsable de las estructuras NO-SE, muy patentes sobre todo

en la mitad suroeste del cuadrante. Es vergente al norte como puede observarse en las facies Weald de Aramayona y como lo confirma el flanco norte invertido del anticlinal del mismo nombre. Sin embargo hacia el noroeste, este flanco va verticalizándose y por tanto disminuye la vergencia en dicha dirección. La fase 2 (F₂), coaxial con la primera, sólo se observa en el anticlinal de Aramayona. Es más vertical que la F₁ y la interferencia de ambas da lugar a pliegues en rodilla con charnelas angulares y superficies axiales no paralelas. La fase F3 obedece a una compresión subperpendicular a las dos primeras, asociada a fallas de desgarre y da lugar a la ensilladura de Urkiola y al cabalgamiento de Udala.

La inflexión de Santa Agueda es el resultado de la interferencia de las fases primera y tercera. Los esfuerzos de compresión de esta última afectaron a la alineación Andasto-Murugain (flanco norte invertido del anticlinal de Aramayona) dando lugar a dicha estructura (ver figuras 4.2 y 4.3).

El **anticlinal de Aramayona** tiene en planta una forma casi circular de tipo domo, formado principalmente por la interferencia de las fases de plegamiento primera y tercera. No se descarta sin embargo una preformación sinsedimentaria en relación con un posible diapirismo. Los buzamientos hacia el oeste de las calizas de Arangio indican que el eje de



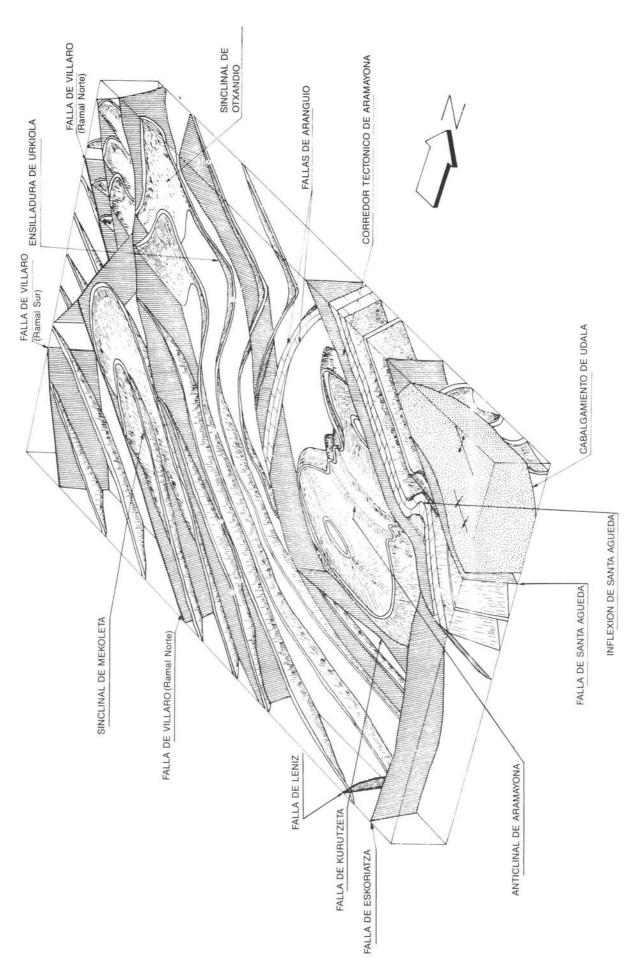


Figura 4.2.—Bloque diagrama interpretativo de la estructura del cuadrante de Otxandio.

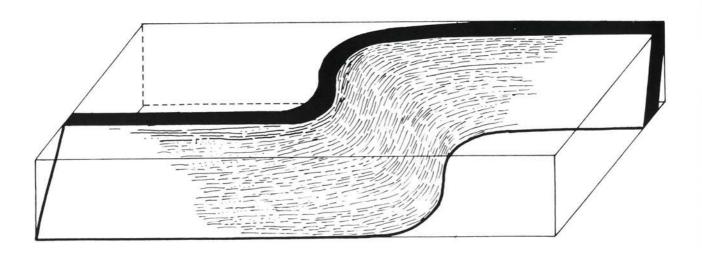


Figura 4.3.—Aspecto geométrico de la inflexión de Sta. Agueda.

esta estructura se hunde en dicha dirección unos 55°.

Las facies weald del núcleo, están formadas por pizarras negras con intercalaciones de calizas y areniscas, siendo por tanto un "multilayer" que reúne condiciones idóneas para evidenciar los procesos de deformación. Gracias a ello se ha podido establecer la presencia de la segunda fase de deformación que, como va se ha dicho, sólo se observa en estos materiales. En el corte de la circunvalación de Ibarra (Aramaio) pueden verse los pliegues de la primera fase, cuyas superficies axiales tienen una dirección N 100° E y una fuerte vergencia al norte, afectadas por una segunda fase de dirección N 120° E y con planos axiales más verticales (ver figura 4.4). La primera fase origina pliegues asimétricos de charnelas redondeadas y escala deca-hectométrica, que va acompañada de una esquistosidad poco penetrativa en los lechos menos competentes de los flancos inversos. Como consecuencia de la superposición de la segunda fase, se obtiene una geometría característica definida por pliegues en rodilla con charnelas angulares y planos axiales no paralelos. En la figura 4.4 se muestran algunos ejemplos en los que estas características son muy evidentes. La figura 4.5, por su parte, muestra el modelo teórico de esta superposición.

En el diagrama de polos "So" de la figura 4.6 puede apreciarse una distribución de los mismos alrededor de un círculo máximo difuso que correspondería a la presencia de las dos familias de pliegues. Asimismo, se encuentran medidas anómalas ocasionadas por la superposición de la tercera fase. Aparte de esto, aparecen numerosas fracturas rellenas de carbonatos y sulfuros, que se disponen perpendicularmente a la "So" y responden a un estiramiento en los flancos de los pliegues.

Los materiales del Supraurgoniano de la **ensilladura de Urkiola** sufren una adaptación a la configuración estructural marcada por las calizas urgonianas, complicada normalmente

por una deformación interna en ocasiones muy importante.

El sinclinal de Otxandio, de dirección N 140° E, se reconoce al noroeste del cuadrante pudiendo constituir la prolongación del sinclinal de Indusi. No parece presentar vergencias, si bien es cierto que la mala calidad de los afloramientos no permite ver sus características con claridad. Presenta un flanco sur poco definido, debido en gran parte a las fallas longitudinales que lo afectan, que dificultan su seguimiento. Su flanco norte está limitado por una falla supuesta que pone en contacto materiales correspondientes al Complejo Urgoniano con otros del Complejo Supraurgoniano situados al norte y localmente invertidos.

La continuidad del sinclinal de Otxandio hacia el sureste es problemática, debido fundamentalmente a que está afectado por la ensilladura de Urkiola. Al sureste del área de interferencia, entre las localidades de Eskoriatza y Salinas de Léniz, aparece una potente serie monoclinal constituida por materiales de los Complejos Urgoniano y Albocenomaniense en la que las únicas estructuras que se distinguen, sobre todo a muro de la serie, son pliegues menores de vergencia norte y fallas subverticales, subparalelas a las capas.

El **sinclinal de Mekoleta** es una estructura, de dirección N 140° E, que describen los materiales del Complejo Supraurgoniano entre las localidades de Mekoleta y Otxandio. Presenta un flanco norte apenas deformado y un flanco sur muy tectonizado y limitado por una falla de importancia regional conocida como ramal norte de la falla de Villaro.

Al igual que el anterior, el **sinclinal de Jarinto** es también una estructura muy apretada de dirección N 130° - 140° E que describen los materiales supuestamente atribuibles al Complejo Urgoniano. Sus flancos aparecen muy tectonizados y verticalizados, al estar limitados por un conjunto de fallas subparalelas a la estructura.

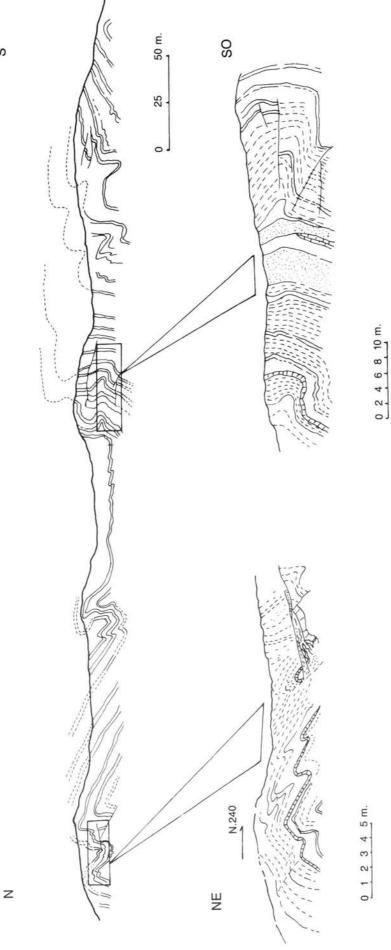


Figura 4.4.—Corte de la circunvalación de Ibarra (Aramayona) mostrando pliegues de Fase 1 afectados por pliegues de Fase 2.

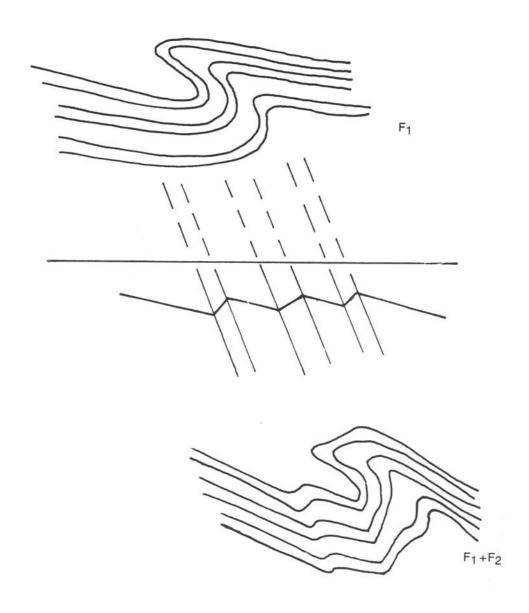


Figura 4.5.—Modelo teórico de superposición de las fases $F_1 + F_2$



Figura 4.6.—Diagrama de polos de "So" del corte de la circunvalación de Ibarra

Al conjunto de estructuras de plegamiento descritas, se debe añadir por último el anticlinal de Ubidea, de orientación próxima a N 150° E, cuyo cierre periclinal y flanco norte aparecen limitadamente en el borde suroeste del cuadrante, afectados por el ramal sur de la falla de Villaro.

4.2. PRINCIPALES FRACTURAS

Las estructuras de deformación frágil más destacadas del cuadrante son, de noreste a suroeste:

- Cabalgamiento de Udala.
- Falla de Santa Agueda.
- Falla de Urkiola Corredor tectónico de Aramayona.
- Falla de Kurutzeta.
- Fallas de Arangio.
- Falla de Villaro (ramales norte y sur).
- Falla de Léniz.
- Falla de Eskoriatza.

El **cabalgamiento de Udala** superpone estructuralmente materiales urgonianos, del sector de Udala (Unidad de Yurre), sobre materiales supraurgonianos correspondientes al Sector Durango (Unidad de Oiz). Como se expone en el capítulo de geología estructural de la hoja de Elorrio, es el resultado de las fases de deformación F₁ y F₃. La primera de ellas produce un cabalgamiento hacia el NNE, en tanto que la segunda da lugar a la falla de desgarre de Santa Agueda y al cabalgamiento del Sector de Udala hacia el noroeste. Aunque la unidad de Udala es muy compleja, en el cuadrante tan sólo aparece parte del flanco sur de un anticlinal, así como el sinclinal de Santa Agueda. El

flanco del mencionado anticlinal tiene una dirección aproximada N 150° E buzando unos 40° ó 50° al SO; mientras que el sinclinal de Santa Agueda no aparece bien definido en el cuadrante, pero al menos su flanco sur está invertido, buzando unos 75° al sur. Dicho flanco aparece laminado al sur por la falla de Santa Agueda, que sirve de límite entre los dos sectores (Udala y Amboto) de la Unidad de Yurre.

La falla de Urkiola y el corredor tectónico de Aramayona separan el sector de
Amboto, de la Unidad de Yurre. Son en realidad el mismo accidente, que en el segundo
caso corresponde a una amplia zona de deformación con límites mal definidos. Esta serie de
fracturas constituye una falla mixta con componente normal y de desgarre, relacionada con
la formación de la ensilladura de Urkiola.

La falla de Kurutzeta es una fractura de trazado curvo y dirección variable N 135º a E-O, probablemente normal y de fuerte buzamiento al sur (70°-75°). Hacia el este pone en contacto materiales de facies Weald del domo de Aramayona con una serie plegada constituida por materiales más altos en la serie, correspondientes probablemente al Complejo Urgoniano. Hacia el oeste, separa esta misma serie plegada, del litosomo calizo de Arangio, limitando a su vez un par de cabalgamientos de dirección N-S, N 20° E y vergencia oeste (fallas de Arangio), que afectan a estas calizas y laminan el flanco oeste del domo de Aramayona. Hacia el sur, se reconoce otro accidente, de trazado curvo subparalelo a la falla de Kurutzeta. Se trata de una falla subvertical. probablemente inversa de vergencia sur, que pone en contacto la serie plegada urgoniana con una potente serie monoclinal, constituida en su base por materiales urgonianos presumiblemente más altos en la serie, plegados y fracturados en las proximidades de la falla.

La **falla de Villaro** es un accidente de gran importancia regional que limita por el sur

la Unidad de Yurre y la separa de la Unidad de Gorbea. Esta estructura presenta un neto trazado a lo largo de su recorrido. Sin embargo, en el cuadrante contiguo de Gorbea, su continuidad es más problemática al desdoblarse en dos accidentes denominados ramal norte y ramal sur. El ramal norte, probable reflejo de un accidente tardihercínico de orientación NO-SE, es una estructura con una actividad dilatada y compleja. Este paleoaccidente, durante la etapa extensional, separaba una cuenca subsidente al norte, donde se acumulaban enormes potencias de sedimentos, de una zona de umbral al sur, contra la cual estos sedimentos se acuñaban o no se depositaban. A este respecto, es muy significativa la interpretación que hacen algunos autores (SERRANO et al., 1988) de un perfil sísmico que cruza por el área (figura 4.7). Durante la Orogenia Alpina esta estructura se reactivaría, actuando como una falla inversa de vergencia norte o como una falla de desgarre, individualizando bloques con movimientos relativos entre sí. Esta estructura, de salto difícil de cuantificar dadas sus características. presenta en el cuadrante de Otxandio una marcada orientación NO-SE y un buzamiento subvertical. Al noroeste pone en contacto una serie de presumible edad Aptiense con materiales supraurgonianos del sinclinal de Otxandio. Al sur de Mekoleta y en las cercanías del Panta no de Urrúnaga pone en contacto materiales del Complejo Purbeck-Weald con otros supraurgonianos correspondientes al sinclinal de Mekoleta. En su prolongación hacia el sur, jalona el flanco norte del sinclinal de Jarinto, haciendo cabalgar los materiales urgonianos que integran el sinclinal con la serie monoclinal de Eskoriatza-Salinas de Léniz. El **ramal sur** se reconoce limitadamente en el ángulo suroeste del cuadrante, laminando el flanco norte del anticlinal de Ubidea, con un salto inverso mucho más limitado. Los dos ramales de la falla de Villaro definen un corredor tectónico de fallas subparalelas, alguna de las cuales parece presentar vergencia sur.

La falla de Léniz se reconoce en el ángulo sureste del cuadrante. Esta estructura de orientación NE-SO, ortogonal a la falla de Villaro, es probable que haya tenido un funcionamiento similar, actuando durante la etapa extensional como límite este de la cuenca subsidente o borde activo, que la separaba de la zona de umbral de Elgeamendi.

La falla de Eskoriatza se sitúa también en el ángulo sureste del cuadrante. Es una estructura de orientación N-S y buzamiento subvertical, que pone en contacto materiales correspondientes al Complejo Purbeck-Weald, con la serie comprensiva de Elgeamendi de edad Aptiense-Albiense superior. Aunque no se conoce con exactitud, es bastante probable que se trate de una falla inversa de vergencia oeste.

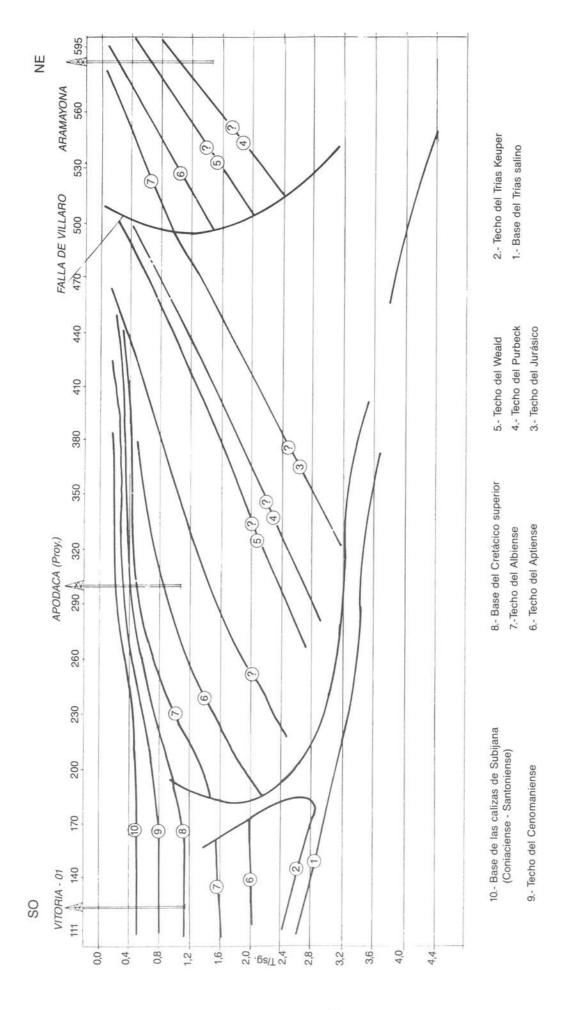
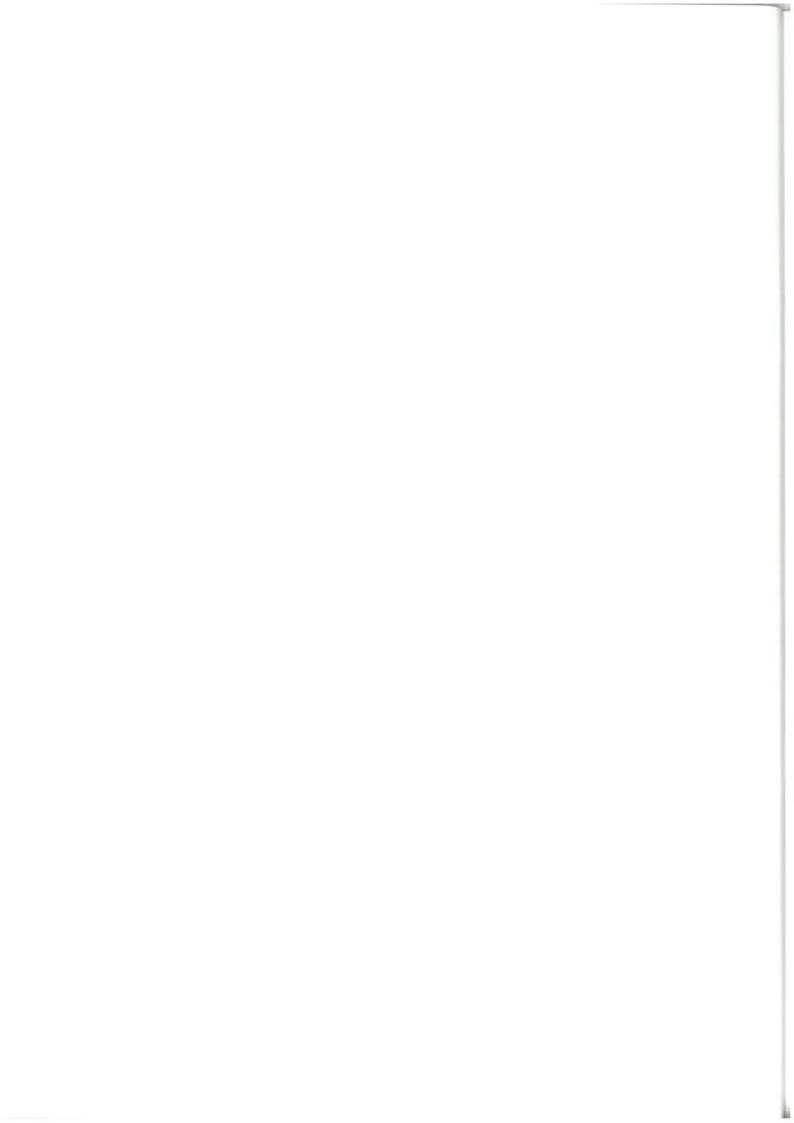


Figura 4.7.—Esquema de perfil sísmico. SERRANO et al., 1988



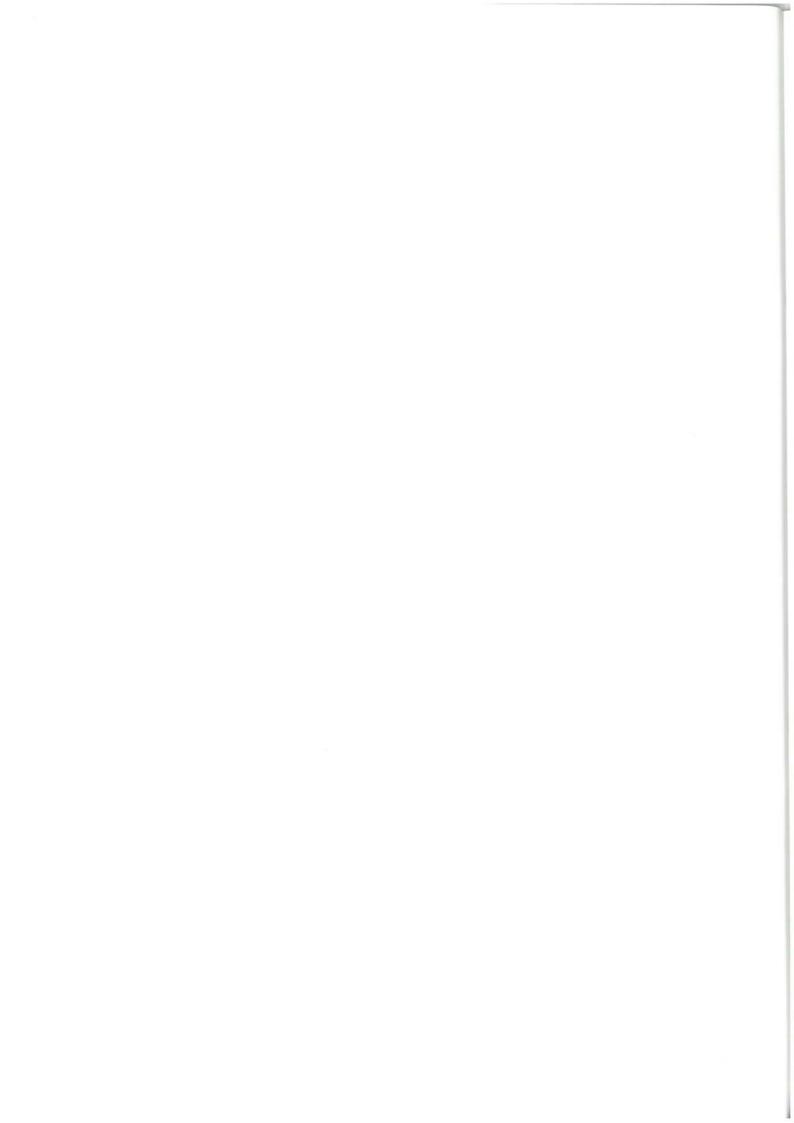
5. PETROLOGIA IGNEA

Todas las manifestaciones ígneas de la hoja de Otxandio, diferenciadas en cartografía como término 0, son cuerpos de pequeñas dimensiones que encajan en la facies Weald del anticlinal de Aramayona. Son subconcordantes y están asociadas claramente con fracturas tardías. Esto es especialmente evidente en el caso de la falla de Urkiola-corredor tectónico de Aramayona, donde están alineados tres cuerpos ígneos de la misma naturaleza (dos en la hoja de Otxandio y uno en la de Elorrio).

Sobre el terreno aparecen como rocas granudas de grano fino a medio, de color verdoso, subconcordantes, que a veces producen alteraciones por contacto en las rocas encajantes. Este fenómeno puede verse con facilidad en el cuerpo ígneo que aflora en las inmediaciones del barrio de Suña (Aramayona), donde estos efectos llegan hasta 4 ó 5 metros del contacto. En los estudios petrográficos de las

rocas encajantes situadas junto al citado afloramiento se observan pequeños cristales de óxidos de hierro, en agregados lenticulares o en nódulos, localmente en grandes cristales idiomorfos, situados en o relacionados con fracturas con cloritas y micas.

Desde el punto de vista petrográfico, todos estos cuerpos son muy similares, tratándose de diabasas formadas por plagioclasa (andesina), anfíboles y piroxenos como minerales principales; y esfena, magnetita, ilmenita y otros ópacos como accesorios. La alteración de la roca es tan intensa que no ha permitido la determinación de los máficos. Los procesos de epidotización y cloritización, probablemente de origen supergénico, dan lugar a la formación de epidota, clorita, sericita, óxidos de hierro, carbonatos, cuarzo, opacos, etc. La textura más frecuente es la intersertal de grano fino a medio.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1967).—"Estudio petrográfico del Albiense de la Cuenca Cantábrica". CEPSA (Inédito).
- --- (1971).—"Correlaciones por ciclos de aporte en el Albiense de la Cuenca Cantábrica".
 Acta Geológica Hispánica T. 6, n.º 4, pp. 92-96.
- - (1971).—"Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Est. Geol. V. 27, n.º 2, pp. 325-334.
- --- (1971).—"Estudio petrográfico del weáldico de la Cuenca Cantábrica (paleogeografía, sedimentación y posibilidades de almacén)" Inédita.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1975).—"Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica".
- ANTIGÜEDAD, I.; CRUZ SANJULIAN, J.; FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).— "Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)". Bol. IGME.
- EVE (1986).—"Investigación geológico-minera a 1:25.000 de las hojas 1:50.000 de

- Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NO y SO)". Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. (1982).—
 "Estudio geológico del Anticlinorio de
 Bilbao en el sector del Duranguesado".
 Universidad del País Vasco-Tesis de
 Licenciatura. Facultad de Ciencias-Dpto.
 Geología. Lejona, 160 pp.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. (1986).—"El complejo urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao". *Tesis, Univ. País Vasco, 421 pp.*
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. A. y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).—"Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya)." X Congreso Nacional de Sedimentología Mahón-Menorca, Sept.-Oct. 1983.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR, J. (1983).—"Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao en el sector del Duranguesado". *Kobie.* Vol. 13, pp. 299-324.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR, J. (1985).—"Rasgos generales estratigráficos y evolución sedimentaria del Urgoniano de Aitzgorri (Guipúzcoa,

- Región Vasco-Cantábrica oriental)''. Kobie (Serie Ciencias Naturales). Vol. XV, pp. 7-14.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR, J. (1989).—"Organización estratigráfica del Aptiense-Albiense en el sector tectosedimentario de Gorbea (región Vasco-Cantábrica oriental)". Boletín Geológico y Minero, 100(4), pp. 610-622.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MON-DEJAR (1990).—"Mid-Cretaceous palaeogeographical evolution of central Basque-Cantabrian basin (Northern Spain)". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 81, pp. 115-126.
- FEUILLÉE, P. (1971).—"Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien pyrénéo-cantabriques: problemes d'environnement sédimentaire". Palaeogeogra. Palaeoecol. Vol. 9, N4, pp. 277-311, 3 pl., 15 figs., Amsterdam.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).— "Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques". En: "Histoire structurale du golfe de Gascogne", Tomo 2, V.I-1 a V.I-48.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1972).—"Le matériel des bréches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Interét Paléogéographique". C.R. Acad. Sc. París, T. CCLXIV, serie D (274), pp. 2.419-2.444.
- GARCIA GARMILLA, F. (1987).—"Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria). Estratigrafía y Sedimentación". Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco. 340 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982a).—"Tectónica sinsedimentaria en el Aptiense y Albiense de la región Vasco-Cantábrica occidental". Cuad. Geol. Ibérica T. 8, pp. 23-26.

- GARCIA MONDEJAR, J. (1982b).—''Aptiense y Albiense''. El Cretácico de España, Univ. Complutense. Madrid. 680 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1989).—"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the bay of Biscay". The American Association of Petroleum Geologists. Memoir 46, pp. 395-409.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1990).— "The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution". En: Carbonate Platforms. IAS Special Publication n.º 9, pp. 257-291.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—''Región Vasco Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general''. En: El Cretácico de España, Univ. Complutense. Madrid, pp. 145-160.
- HAZERA, J. (1962).—"Les cónes d'éboulis calcaires emboités de l'Aitzlluitz et la chronologie du Quaternaire en Biscaye". Actes du IV Congrés International d'Etudes Pyrénéennes en Pau, Lourdes, 1962, pp. 7-17.
- IGME (1973).—"Estudio geológico de la provincia de Alava". T. 83.
- IGME (1978).—"Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 87-Elorrio".
- IGME (1980).—"Información Geológica. Alava".
- IGME (1985).—"Estudio geológico del Sector de Mañaria".
- ITGE (1989).—Mapa y memoria explicativa de las hojas geológicas a escala 1:200.000 de Bilbao y Bermeo.

- JAMES, N.P. (1979).—"Reefs", En: "Facies Models" (Walker, R.G., Editor). Geoscience Canader, Repr. Ser. 1, pp. 121-133.
- MITCHUM, J.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S. (1977).—"The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". In: Payton C.E. (ed) Seismic stratigraphyapplication to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26, pp. 53-62.
- OECHSLE, E. (1983).—''Geologische Studiem im Raume Bilbao, Llodio, Durango'', E: 1:50.000. Informe interno de *CIEPSA* (Inédito).
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; 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*. Tomo I, pp. 53-65.
- PASCAL, A. (1976).—"Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des platesformes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne". *Bull. Soc. Géol. France*, V. 7, tomo XVIII, N. 4, pp. 1.005-1.008.
- PASCAL, A. (1980).—"Importance du facteur tectonique dans la répartition et la morphologie des dispositifs sédimentaires urgoniens basco-cantabriques (Espagne)" 8 Réunion Annuelle Sciences de la Terre Marseille, Février, 1980 S.G.F., 267 pp.
- PASCAL, A. (1982).—"Prepondérance des coupes sédimentaires dans le dispositif urgonien basco-cantabrique". 9 Réunion Annuelle Sciences Terre. Paris. S.G.F. 294 pp.
- PASCAL, A. (1982).—"Variations biosédimentaires dans les systémes urgoniens basco-

- cantabriques''. Cretaceous Research, 3, 3 figs. pp. 83-89.
- PASCAL, A. (1982).—"Les systémes biosédimentaires aptiens et albiens de la marge cantabrique (Espagne)". Journées de la R.C.P., 510, Marseille, 19-21 avril 1982. A l'impression in *Géologie méditerranéenne*. 4.
- PASCAL, A. (1983).—"L'Urgonien, Systémes biosédimentaires et tectogenése". Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, tomo 9 "Vue sur le Crétacé bascocantabrique et nord-ibérique", pp. 45-72.
- PASCAL, A. y SALOMON, J. (1978).—"Controle structural des aires de sédimentation au cours de la période Barrémien-Albien dans la chaíne cantabrique (Espagne du Nord)", 6 reunion annuelle des sciensens de la Terre, Orsay, 1978.
- PUJALTE, V. (1977).—"El Complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y Sedimentación". *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco.* 202 pp.
- PUJALTE, V. (1981).—"Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled bassin: the "Wealden" of the Santander area, Northern Spain". Sedimentary Geology, vol. 28, pp. 293-325.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—''Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)''. *Tesis Doctoral*, Ed. CIEPSA, Madrid, Memorias IGME, T. 78, 3 vols.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—"Síntesis geológica de la Provincia de Alava". *Ob. Cult. C.A.M. de Vitoria*, 66 pp., 20 figs. 34 láms.

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1976).—"Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA". CIEPSA (Inédito).
- RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)" *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, XVIII, 525 pp.
- SERRANO, A.; MARTINEZ DEL OLMO, W. y CAMARA, P. (1988).—"Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro". Libro homenaje a Rafael Soler. AGGEP, Madrid.
- 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.
- WRIGHT, V.P. (1985).—"Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal". En: Palaeoalgology (THOMEY, D.F.; NITECKI, M.H.; editores); pp. 330-341.

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

