



Mapa Geológico del País Vasco Euskal Herriko Mapa Geologikoa

89-I TOLOSA

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-1168-92

I.S.B.N.: 84-88302-35-5

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

L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

M. Zapata Sola

A. Cerezo Arasti

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.



INDICE

				Pág.
1	INT	RODU	CCION	9
2	FSI	TRATIG	RAFIA	11
۵.			RIALES ASOCIADOS A LA FALLA DE REGIL	11
			DES DE OIZ Y SAN SEBASTIAN, INDISTINTAMENTE	13
	£.£.	2.2.1.	Triásico en facies Buntsandstein (4 y 5)	13
		2.2.2.	Triásico en facies Keuper (6 a 8)	14
		2.2.3.	Infralías-Lías calizo dolomítico (9 a 11)	14
		2.2.4.	Lías margoso (12 y 13)	15
		2.2.5.	Dogger calizo (14)	16
		2.2.6.	Malm I (15 y 16)	16
		2.2.7.	Malm II (17)	16
		2.2.8.	Jurásico terminal-Neocomiense (18 y 19)	17
		2.2.9.	Facies de implantación urgoniana (20 y 21)	17
			Urgoniano (22 al 27)	18
			Supraurgoniano (28)	19
	2.3.	UNIDA	D DE OIZ. SECTOR DE LEIZA	19
		2.3.1.	Triásico en facies Keuper (29)	19
		2.3.2.	Infralías-Lías calizo dolomítico (30)	19
		2.3.3.	Lías margoso (31)	20
		2.3.4.	Dogger calizo (32)	20
		2.3.5.	Malm I (33)	20
		2.3.6.	Malm II (34)	20
		2.3.7.	Jurásico terminal-Neocomiense (35 y 36)	20
		2.3.8.	Facies de implantación urgoniana (37)	20
		2.3.9.	Urgoniano (38)	20
		2.3.10.	Supraurgoniano (39)	21
	2.4.	CRETA	CICO SUPERIOR (40 a 47)	21
	2.5.	CUATE	ERNARIO	23
2	CEL	JIMENI	TOLOGIA	25

4.	GEOLOGIA ESTRUCTURAL	35
5	PETROLOGIA	39
	5.1. ROCAS BASICAS. OFITAS	39
	5.2. ROCAS VOLCANOCLASTICAS	40
	BIBLIOGRAFIA	41

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Tolosa a escala 1:25.000 forma parte de la Hoja n.º 89 (24-6) "Tolosa" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área pertenece al Territorio Histórico de Gipuzkoa, e incluye como principales núcleos de población a Tolosa, Ibarra, Bidegoyan, Régil, Anoeta, Irura, Alegría, Ikaztegieta, Albiztur, Belaunza y Berrobi, configurando una geografía densamente poblada. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a los montes Hernio (1.083 metros), Otsabio (801 metros) y Uzturre (688 metros).

Hidrográficamente la zona pertenece a la Cuenca Norte y los principales cauces fluviales son el río Oria y su afluente, el río Araxes. En el ámbito de la geología regional, esta zona se sitúa en la terminación occidental de los Pirineos, compartiendo incluso estructuras, como la falla de Leiza, que tiene su continuidad en la falla Nor-Pirenaica. Más concretamente se encuadra esta zona en la Cuenca Vasco-Cantábrica, en la parte meridional del Arco Vasco.

Los materiales que afloran en este cuadrante están comprendidos (si exceptuamos el Cuaternario) entre el Paleozoico (muy escasamente representado) y el Cretácico superior (Campaniense), afectados principalmente por una o varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-Eoceno), es decir, la Orogenia Alpina. Sin embargo, y como se verá más adelante, han existido deformaciones previas a la principal, la más importante de edad pre-Cenomaniense relacionada estrechamente con la falla de Leiza.

Respecto a estudios geológicos previos en el área, las primeras referencias corresponden a los trabajos de carácter general de LAMARE, desde 1920 a 1956, destacando su trabajo de 1936. Hay que citar, especialmente, la Tesis Doctoral de P. RAT (1959), que constituye un trabajo fundamental en el ámbito de la geología regional de la Cuenca. Desde el punto de vista estratigráfico cabe citar los trabajos de P. FEUILLEE (1967), y la Tesis Doctoral de RA-MIREZ DEL POZO (1971). De ese mismo año, 1971, es el "Estudio Geológico de la provincia de Guipúzcoa'', editado por el IGME, y que incluye una base geológica a escala 1:50.000. Las series jurásicas fueron estudiadas con detalle por SOLER y JOSE, 1971, 1972, etc... sobre todo en el ámbito de la Sierra de Aralar. Este mismo entorno constituye la zona de trabajo de la Tesis de DUVERNOIS, FLOQUET Y HUMBEL (1972), con una cartografía geológica detallada, a escala 1:25.000. La Tesis Doctoral de J. CAM-POS (1979) es otro de los trabajos fundamentales a mencionar. En 1986 el IGME publica las últimas hojas MAGNA que incluyen esta zona (Tolosa y Alsasua). De este mismo año, 1986,

es la Tesis de Licenciatura de J. A. ZUAZO, que estudia la zona comprendida entre Tolosa y Berastegi. La Tesis Doctoral de MARTINEZ TORRES (1989) se centra en el estudio del Manto de los Mármoles, y encuentra en esta zona su límite occidental.

Por último, y en otro orden, se pueden citar además una serie de informes inéditos realizados por organismos oficiales como EVE, DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA, así como por empresas de exploración minera o de petróleo, como EXMINESA, CIEPSA, ENPENSA, etc...

2. ESTRATIGRAFIA

La disposición de los materiales que afloran en este cuadrante ha llevado a dividirlos en tres unidades de carácter estructural:

- 1. Materiales asociados a la falla de Régil.
- 2. Unidades de Oiz y S. Sebastián, indistintamente.
 - 3. Unidad de Oiz, Sector de Leiza.

A los primeros se les ha atribuido rango de unidad por poseer entidad propia y por estar relacionados entre sí desde el punto de vista tectónico. Los materiales de la segunda unidad ocupan la mayor parte del cuadrante, y suponen la zona de "conexión" entre dos unidades (Oiz y S. Sebastián) que eran perfectamente diferenciables por encontrarse superpuestas en cuadrantes próximos (Villabona, Zarautz, etc.) (Figura 2.1.). Los materiales de la tercera unidad constituyen un sector (Sector de Leiza) diferenciado al Sur de la falla de Leiza, que posee características diferenciadas en lo que se refiere al tipo de deformación de las series, deformación de edad pre-Cenomaniense. Los materiales del Cretácico superior quedan, por tanto, fuera de este sector; este criterio, unido a la disposición geométrica que adoptan, en clara discordancia, ha conducido a describirlos de forma independiente, aún sin tener rango de unidad o sector.

2.1. MATERIALES ASOCIADOS A LA FALLA DE REGIL (1 a 3)

Afloran en una estrecha franja paralela a este accidente (ver figura 4.1.), con una relación espacial y genética muy clara. Se ha diferenciado:

—Pizarras grises y grauvacas (1). Afloran exclusivamente en el extremo noroeste del cuadrante, formando parte de un gran bloque "exótico" pellizcado en este accidente. Los puntos de observación son de pésima calidad y los materiales se presentan intensamente deformados. Las facies son muy similares a las del "Paleozoico de Cinco Villas".

—Brecha de falla, intraformacional (2). Se trata de una roca cataclástica en el sentido de SIBSON (1977), o sea, una roca con fábrica desordenada, con matriz en proporción variable y en la que la reducción del tamaño de grano se alcanza mediante procesos de fricción, es decir, mediante mecanismos de deformación frágil, lo que implica cargas litostáticas no demasiado importantes y temperaturas por debajo de 250 °C. Esta zona brechificada se sitúa siempre en un mismo nivel estratigráfico (Infralías calizo-dolomítico), separada a muro y a techo por zonas sanas, no brechificadas, de manera que puede corresponder al testimonio de un juego muy temprano de la falla de Régil,

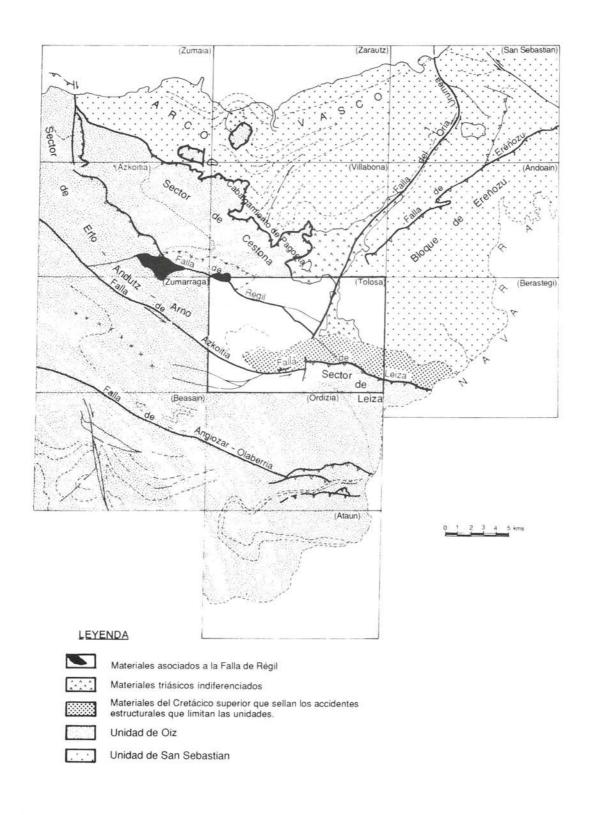


Figura 2.1.—Esquema de distribución de unidades en el Arco Vasco.

probablemente como una falla normal de muy bajo ángulo, de tipo "extensional". Los clastos son monogénicos correspondiendo siempre a los materiales en los que encaja, es decir, calizas, dolomías laminadas y fragmentos de carniolas. Los sucesivos "juegos" de la falla de Régil han aprovechado, como cabría esperar, esta zona de debilidad previa, explicando su clara relación espacial. La potencia es de unos 50 metros, lo que da una idea de la importancia del accidente.

Estos materiales están muy bien expuestos y se pueden observar a la altura del Km. 437 de la carretera nacional I, al Sur de Tolosa, y en el cruce de la carretera 6324 que va a Vidania, justo por debajo de un pequeño puente del ferrocarril.

—Brecha de falla. Cantos de pizarras, areniscas y ofitas (3). Aunque relacionada también a la falla de Régil, su génesis es muy diferente a la anterior, ya que está relacionada claramente con el juego "alpino" de la falla. Se trata de una brecha poligénica, con fragmentos de areniscas del Trías Bunt, ofitas, calizas liásicas, ofitas deformadas y Paleozoico, tanto en facies de pizarras como de conglomerados silíceos. La matriz es lutítica y suele ser abundante. Los fragmentos de ofitas suelen aparecer muy triturados, con esquistosidad y alteración hidrotermal (rellenos de cuarzo generalmente). La potencia puede llegar a ser superior a 75 metros.

Los mejores afloramientos se encuentran en la pista que va desde Urkizu a Zelentxiki y que pasa al Norte del vértice Iturrioz, y en la pista que va desde Vidania al monte Hernio, justo al Norte del caserío Beiza. En este último afloramiento la brecha engloba bloques de conglomerados paleozoicos de más de dos metros de diámetro.

2.2. UNIDADES DE OIZ Y SAN SEBASTIAN, INDISTINTAMENTE

Ocupan prácticamente la totalidad de los afloramientos de la mitad norte del cuadrante.

Las unidades de Oiz y S. Sebastián, que se encontraban superpuestas en el cuadrante de Villabona, tienen aquí una zona común de conexión en los triásicos a lo largo del río Oria, por lo que resulta complicada su división. En consecuencia, se describirán de forma conjunta.

2.2.1. Triásico en facies Buntsandstein (4 y 5)

Los afloramientos son muy irregulares en forma y tamaño, y están limitados siempre por contactos mecánicos. Aflora fundamentalmente a lo largo del río Oria, en la mitad norte del cuadrante, y en el núcleo del anticlinal de Berastegi.

—Areniscas cuarzo-feldespáticas rojizas. Intercalaciones de arcillas rojas (4). Este término está constituido por areniscas micáceas de grano medio, estratificadas, con tonos rojizos y blanco-nacarados. Los bancos, de hasta 1 metro de potencia, presentan escasas intercalaciones conglomeráticas. Intercalados con las areniscas aparecen niveles de limolitas y arcillas rojizas. Las micas se suelen concentrar en determinados niveles. Como estructuras sedimentarias se aprecian laminaciones cruzadas de alto ángulo y estratificaciones cruzadas, así como laminación paralela. Son también frecuentes las venas de cuarzo y los niveles "exhudados" de cuarzo blanco.

En otras ocasiones la litología dominante consiste básicamente en lutitas rojo vino, compactas, con una laminación poco marcada.

Petrográficamente se clasifican como areniscas silíceas y areniscas silíceo-arcillosas (grauvacas). La matriz es de sericita, y son abundantes las láminas de moscovita. Dominan los fragmentos de rocas silíceas (sílex y cuarcitas finas). Como accesorios frecuentes están el circón y las turmalinas.

En la zona de cierre del anticlinal de Berastegi, intercalado en la serie arenosa, aparece un delgado nivel, de unos 5 metros de potencia, de **calizas tableadas (5)** de tonos beiges y marrones.

La potencia de todo el conjunto no se puede estimar, al no aflorar el muro. No obstante, en áreas próximas del macizo de Cinco Villas la potencia es cercana a los 400 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera que va de Alquiza a Anoeta, y en las inmediaciones de Berrobi.

2.2.2. Triásico en facies Keuper (6 a 8)

Los afloramientos más importantes se encuentran en el valle de Régil y en el sector Tolosa-Belaunza.

Se han diferenciado tres términos cartográficos: Arcillas abigarradas y yesos (7). Está formado por arcillas de colores rojizos, verdosos y ocres, que incluyen delgados niveles de limolitas micáceas versicolores. En ocasiones intercala niveles de evaporitas (yesos sobre todo) que en algunos puntos han sido objeto de explotación, como en las inmediaciones de Belaunza. En realidad la facies arcillosa casi nunca llega a aflorar, al presentar recubrimientos generalizados. Los mejores afloramientos se pueden encontrar en la carretera Leaburu-Belaunza.

Las arcillas englogan importantes masas de **rocas ofíticas (6)** que originalmente se debieron disponer en forma de lacolitos. Generalmente se encuentran muy alteradas. En corte fresco aparecen como ofitas de grano variable, fino a grueso, con aspecto masivo y con una fracturación muy importante. Son frecuentes las fracturas rellenas de epidota. La textura es granuda, holocristalina e hipidiomorfa. Abundan los cristales de piroxeno augítico, con inclusiones de plagioclasa, rodeados por cristales tabulares de plagioclasa, menas metálicas y productos de alteración. La plagioclasa es del tipo

labradorita, y entre los minerales accesorios son especialmente abundantes los opacos, probablemente magnetita y, en menor proporción, apatito y circón. La alteración ha progresado uralitizando los piroxenos, que pasan a dar anfíboles del tipo actinolita, que se transforman en cloritas. La alteración a cloritas ha permitido la explotación de éstas, como material de carga en las papeleras, hasta la década de 1950.

Las ofitas dominan arealmente a las arcillas y se pueden observar en numerosos puntos. Uno de los mejores es, sin duda, la cantera de Ibarra, junto a la carretera que va a Gaztelu.

La edad y el mecanismo de emplazamiento de las masas de ofitas suscita aún controversias. Según LAGO et al., 1988.b, en MARTINEZ TORRES, 1989: "Las masas de ofitas pueden considerarse como sills de basaltos alcalinos muy espilitizados que se han emplazado en el Keuper debido a las condiciones plásticas de los materiales triásicos". Parece coherente el modelo propuesto por WALGENBITZ (1976), aunque con una edad de emplazamiento más temprana, ya que el análisis detallado de muchos contactos indica que, al menos en parte, las series calizas del Infralías se han depositado sobre ofitas en "frío", con un contacto estratigráfico normal.

En las inmediaciones de Belaunza aparece un delgado nivel de **rocas volcanoclásticas (8)**, cuya descripción detallada se hará en el apartado de petrología. Se trata de un nivel muy delgado y mal expuesto, pero de un importante significado. Al igual que ocurre en los cuadrantes de Villabona, Andoain y S. Sebastián, donde estos materiales están mejor expuestos, este nivel indica un episodio efusivo de carácter intermedio no relacionado con las ofitas. Este material pudo alcanzar el fondo marino a través de fracturas tardi-hercínicas.

2.2.3. Infralías-Lías calizo dolomítico (9 a 11)

Aflora a lo largo de una franja que, desde el extremo noroeste del cuadrante, pasa por las localidades de Tolosa, Belaunza y continúa hacia el Este, en ambos flancos del anticlinal de Berastegi. Otros afloramientos se encuentran al Norte de Tolosa, paralelos al río Oria. Se han diferenciado tres términos:

—Carniolas. Brechas intraformacionales (9). Este término incluye niveles brechoides pulverulentos de tonos grises y rosados, con huecos centimétricos, amigdaloides, debido a la disolución de yeso (carniolas); brechas calcáreas y brechas intraformacionales, con fragmentos de formas irregulares de arcillas verdosas. La base de este término es siempre un contacto mecanizado. Se le atribuye una edad Hettangiense inferior.

Los mejores puntos de observación se encuentran en las inmediaciones de Régil, en la subida al cementerio de Irura (desde la carretera Alquiza-Anoeta) y en la carretera Leaburu-Belaunza.

—Calizas grises, calizas dolomíticas y pasadas de carniolas (10). Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas tanto de carniolas como de dolomías laminadas. Se pueden observar, asimismo, en la subida al alto de Larre, en la carretera Leaburu-Belaunza, en la cantera de Beotibar, etc.

—**Dolomías blancas laminadas (11).** De potencia y extensión muy variables, presentan cambios laterales rápidos a facies de calizas. Se trata de las típicas dolomías "rubanées", con una laminación milimétrica de carácter algal. En la cartografía se han diferenciado siempre que presentan una potencia superior a los 5 metros. La potencia máxima medida es de 24 metros, en la pista del alto de Larre, junto al borde norte del cuadrante.

Por la posición que ocupa el conjunto (9, 10 y 11) se le atribuye una edad Infralías-Lías inferior.

La potencia máxima medida es del orden de los 200 metros.

2.2.4. Lías margoso (12 y 13)

Los afloramientos más importantes se encuentran al Norte y al Noroeste de Tolosa, en las inmediaciones de Hernialde. Este tramo suele producir una zona relativamente deprimida por encima del Lías calizo. Domina el término constituido por margas y margocalizas grises (12). Se trata de la facies típica de margas, de color gris azulado, que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas.

Localmente se ha diferenciado un término más resaltante por su dureza relativa, consistente en calizas margosas y margocalizas estratificadas (13).

Estos materiales se encuentran frecuentemente alterados, presentando entonces un aspecto arcilloso con tonalidades pardoamarillentas e incluso rojizas. En los bancos duros son frecuentes los ammonites, belemnites y pectínidos.

Los niveles calcáreos se clasifican como biomicritas y, en parte, biolititas. Al microscopio presentan fragmentos abundantes de crinoides, microfilamentos, espículas, braquiópodos, briozoos y esponjas. La pirita diseminada suele ser abundante.

Este término suele presentar abundante micro y macrofauna. Entre está última dominan los ammonites, belemnites, lamelibranquios y braquiópodos. La fauna clasificada indica una edad Sinemuriense-Toarciense superior.

Estos materiales fueron depositados probablemente en un medio de plataforma marina, abierta y de escasa energía.

Las potencias medias son variables y oscilan entre 150 y 250 metros. Los mejores

puntos de observación se encuentran en la carretera de subida a Hernialde y en la pista que sube al alto de Larre.

2.2.5. Dogger calizo (14)

Sus afloramientos rodean y "dibujan" los sinclinales del Hernio, del Uzturre y de Gaztelu.

Se trata de un tramo fundamentalmente calcáreo ("Dogger calizo") que presenta algunas intercalaciones margosas, sobre todo a muro. Se le ha denominado como calizas bioclásticas y calizas nodulosas con sílex (14).

El tramo comienza con calizas micríticas gris oscuro a negras, tableadas, en ocasiones nodulosas, con poca o sin macrofauna, en las que son frecuentes los nódulos de sílex. A techo aparece una mayor variedad litológica: calizas oolíticas, calizas bioclásticas con fragmentos de corales, briozoos, filamentos, etc. Generalmente están estratificadas en bancos poco potentes, y se clasifican como biogravelmicritas. Se encuentran fragmentos de crinoides y microfilamentos, así como gravels orgánicos correspondientes a organismos incrustantes: esponjas, algas, etc...

Entre la microfauna clasificada se encuentran microfilamentos, espículas, radiolarios, Eothrix alpina LOMB., Lenticulina sp., Spirillina sp., Epistomina sp., Astacolus sp., Protoglobigerina sp., Trocholina sp., Reinholdella sp., Pseudocyclammina sp., que datan al Dogger (hasta el Calloviense).

La potencia media de este término es del orden de los 90 metros y desde un punto de vista sedimentológico, corresponde a una somerización con respecto a los términos anteriores.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista del alto de Larre y en la subida desde Belaunza hasta Gaztelumendi.

2.2.6. Malm I (15 y 16)

La distribución de los afloramientos es muy similar al término anterior, es decir, orlando los sinclinales del Hernio, Uzturre y Gaztelu, más el núcleo del anticlinal de Urkizu. Suele producir una zona relativamente blanda por encima del tramo anterior. La litología dominante está constituida por margas arenosas y lutitas calcáreas negras (15). Las margas arenosas son de color gris oscuro a negras, micáceas y masivas con pasadas escasas de calizas arenosas y de limolitas rojo vino. Estos materiales generalmente se encuentran alterados y descalcificados, dando tonos pardo-amarillentos, de aspecto arcilloso. En ocasiones existen pasadas pizarrosas negras, con pirita diseminada, y huellas escasas de belemnites y ammonites.

En áreas localizadas dominan las **arenis**cas y limolitas micáceas (16), dando tonos de alteración típicos rojo vino.

La microfauna es escasa y sólo se ha identificado *Lenticulina aff. münsteri* (ROEMER). La potencia máxima medida del Malm I es de unos 170 metros en el perfil del alto de Larre.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista del alto de Larre y en la pista que discurre por la ladera sur del Uzturre, que va desde Ibarra al Santuario de Izaskun y desde aquí al caserío Goicoechea.

2.2.7. Malm II (17)

Sus afloramientos se encuentran rodeando completamente la estructura del Uzturre y en el flanco sur del sinclinal del Hernio. Este término se ha denominado calizas bioclásticas estratificadas ("Encrinitas"); a techo calizas micríticas (17).

La serie más completa es la del alto de Larre, junto al borde norte del cuadrante. En la parte más baja de la sucesión aparecen calizas gris oscuro, bioclásticas ('grainstones'), estratificadas en bancos centi-decimétricos. Son muy abundantes los fragmentos de crinoides (artejos de *Pentacrinus*), lamelibranquios y briozoos. También aparecen calizas oolíticas y, a techo, calizas arenosas, micáceas. En ocasiones se observan laminaciones cruzadas. Corresponden a "grainstones" y "packstones" bioclásticos, muy recristalizados.

A techo de este nivel bioclástico aparece (en la sección del alto de Larre) un paquete de calizas micríticas negras, generalmente azoicas, que hacia el techo incluyen fragmentos de serpúlidos. Pueden aparecer tableadas o estratificadas en bancos delgados.

La macrofauna es muy abundante en el tramo inferior y está compuesta típicamente por crinoides, radiolas de equínidos, corales, braquiópodos, lamelibranquios, etc. La microfauna (también abundante) permite asignar a este tramo una edad Kimmeridgiense.

La potencia de este término es variable y oscila entre los 100 metros en el alto de Larre y 15 - 50 metros en la ladera sur del Hernio, donde solamente aflora el término inferior de calcarenitas bioclásticas.

Desde el punto de vista del ambiente sedimentario, se trata de facies de alta energía (bajíos, barras, etc.) en un ambiente de plataforma carbonatada. Como ya se ha indicado para términos anteriores, el mejor punto de observación se encuentra en la pista que sube al alto de Larre y el monte Loatzo.

2.2.8. Jurásico terminal-Neocomiense (18 y 19)

Bajo este epígrafe se incluye una serie de materiales de tendencia regresiva que se sitúan a techo del Jurásico marino y que preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana" que ya marcan el comienzo de una transgresión generalizada. Algunos autores denominan a este conjunto como "Complejo

Purbeck-Weald', que como término referente a facies es incorrecto puesto que la sedimentación, aunque restringida, es marina.

Se definen dos términos litológicos:

—**Lutitas micáceas versicolores (18).** Se trata de limolitas y arcillas laminadas, con tonos ocres, pardos, blancos y rojizos. Es un término poco potente, que no siempre está representado. Por posición estratigráfica se le puede asignar una edad Portlandiense.

—Calizas negras estratificadas ("Calizas de sérpulas") (19). Este término constituye un excelente nivel guía, ya que las calizas son fácilmente reconocibles en el campo y se apoyan de manera brusca sobre diferentes términos del jurásico. Se trata de calizas gris oscuro a negras, laminadas (laminaciones algales en ocasiones), estratificadas en bancos de 20 a 70 centímetros. La fauna más abundante y característica la constituyen serpúlidos de pequeño tamaño, aunque también incluye típicamente lumaquelas de gasterópodos y bivalvos de concha fina, ostrácodos, etc. Las calizas están por lo general bien estratificadas, incluyendo intercalaciones lutítico-margosas.

En el sector del alto de Urraki (al Noroeste de Vidania) la serie alcanza 150 metros de potencia e incluye numerosos niveles de "grainstones" y lumaquelas de gasterópodos que presentan un típico y característico color de alteración morado-violáceo. En otras ocasiones son frecuentes los niveles de brechas de cantos planos.

La potencia es variable, oscilando entre 90 y 150 metros.

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera que sube a Urkizu y en la carretera del alto de Urraki, al Noroeste de Vidania.

2.2.9. Facies de implantación urgoniana (20 y 21)

Con este nombre se define un conjunto de materiales, generalmente terrígenos de grano fino, de potencia variable y diacrónicos que preceden a la instalación definitiva de calizas de plataforma (calizas urgonianas) y que se sitúan en la mayoría de los casos por encima de las calizas de sérpulas. En ocasiones constituyen el paso lateral de las calizas urgonianas inferiores.

La litología dominante consiste en **piza- rras negras (20)** con intercalaciones de margas arenosas y lutitas calcáreas, muy
bioturbadas y con frecuentes niveles de orbitolinas. En ocasiones dominan las **areniscas (21)**,
calcáreas, micáceas, de tonos amarillentos y tableadas.

La potencia del término es variable y disminuye de Oeste a Este y de Sur a Norte, oscilando entre 300 metros y menos de 50 metros en la ladera sur del Hernio.

Los mejores puntos de observación se encuentran en las inmediaciones de Vidania y al Noroeste de Urkizu.

2.2.10. Urgoniano (22 a 27)

Está muy bien representado en el área de estudio constituyendo los relieves de los montes Hernio, Uzturre, Iturrioz y Gaztelumendi. En este término se incluye el conjunto de carbonatos de plataforma de edad Aptiense-Albiense inferior, así como sus equivalentes laterales de carácter mixto terrígeno-carbonatado, que se intercalan a distintas alturas en la serie.

Se han diferenciado los siguientes términos:

—Calizas micríticas con rudistas y corales, masivas o con estratificación difusa (22). Son calizas bioclásticas con proporción variable de bioclastos ("wackestones" a "packstones"), con fauna de rudistas, corales, lamelibranquios, etc. Hacia el muro de la sucesión puede aparecer fauna de serpúlidos y pequeños ostreidos.

—Calizas estratificadas en bancos potentes (23). Representadas únicamente en el flanco sur del sinclinal del Hernio. Supone una alternancia de niveles similares a los anteriores con niveles lutíticos métricos, lo que produce una estratificación métrica a decamétrica muy visible en la fotografía aérea.

—Calizas bioclásticas y calcareníticas (24). Son niveles decamétricos de "packstones"-"grainstones", intercalados en una serie mixta terrígeno-carbonatada que aflora únicamente en el extremo suroeste, en las proximidades de Legorreta.

—Calcarenitas bioclásticas estratificadas, intercalaciones margosas (25). Suponen un cambio lateral del término 22, cambio que se produce al Sur y al Oeste de Albiztur. Son "grainstones" bioclásticos, que presentan por lo general laminación y estratificación paralela, y en menor medida laminaciones y estratificaciones cruzadas, de surco y bipolares. Esta serie se altera fácilmente, dando un aspecto de serie terrígena que puede llevar a confusión en afloramientos de escasa calidad. En las calcarenitas son frecuentes los niveles silicificados, parte de los cuales se han generado mediante procesos hidrotermales.

—Limolitas calcáreas, micáceas, gris oscuro (26). Aparecen intercaladas en la serie calcarenítica, exhibiendo una esquistosidad muy penetrativa.

—Margas arenosas y areniscas silíceas muy micáceas (27). Afloran únicamente en el sector de Legorreta y presentan una gran similitud de facies con el Supraurgoniano, con el que puede llegar a confundirse. Supone un tránsito lateral del término 26.

La potencia que exhibe el conjunto es muy variable. Así, por ejemplo, en el flanco sur del Hernio la potencia es de más de 500 metros, pasando hacia el Norte a unos 100 metros, evidenciando un paleoalto muy acusado que

dibuja de forma inequívoca la cartografía (los materiales del Barremiense llegan a solapar a los del Lías margoso).

La potencia del tramo calcarenítico (25) alcanza los 700 metros, acuñándose hacia el Este y el Oeste (en el cuadrante de Zumárraga), transitando hacia el Sur a facies terrígenas.

Las calizas urgonianas suelen estar muy bien expuestas, lo que unido a la amplitud de sus afloramientos haría demasiado extensa la enumeración de los mismos. No obstante, se puede citar, por facilidad de acceso, las inmediaciones a Albiztur.

2.2.11. Supraurgoniano (28)

Se ha diferenciado un único término, denominado como alternancia de areniscas silíceas y lutitas negras ("Flysch Negro") (28).

Aflora en el núcleo del sinclinal del Hernio y, al Sur y Este de Santa Marina. Se trata de una alternancia flyschoide de areniscas silíceas de grano fino a medio, de tonos ocres y pardos, con frecuentes removilizaciones de cuarzo, que alternan con lutitas negras, finamente laminadas. Los niveles areniscosos exhiben claras secuencias turbidíticas, por lo que se atribuye esta sucesión al denominado "Flysch Negro", que tendría en este sector sus afloramientos más meridionales. Entre las areniscas se encuentran también litarenitas y litarenitas arcósicas. Los términos lutíticos tienen abundantes micas.

La potencia máxima residual, bajo la discordancia del Cenomaniense superior, es de unos 600 metros, llegando a desaparecer totalmente bajo ésta al Sur de Urkizu.

La edad de los materiales aflorantes es Albiense superior, en base a su posición estratigráfica. Los mejores puntos de observación se encuentran en las pistas que van de Santa Marina a Legorreta y en las pistas forestales del monte Iketegain.

2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE LEIZA

Está representada en el ángulo sureste del cuadrante, implicando a un conjunto de materiales limitados al Norte por la falla de Leiza, que tienen como característica común una deformación pre-Cenomaniense, ligada a este accidente y tanto más acusada cuanto más hacia el Este. La edad de la deformación hace que se considere a los materiales del Cretácico superior fuera del sector. Dado que las series implicadas son muy similares a las descritas anteriormente, se las definirá de forma somera, observando que en la mayor parte de los casos la única característica diferenciadora es el grado de deformación (metamorfismo). Este decrece hacia el Oeste y hacia el Sur, llegando a ser similar al de las series anteriormente descritas.

2.3.1. Triásico en facies Keuper (29)

Está representado únicamente por las ofitas (29) del sector de Alzo y por los afloramientos que jalonan el frente de la falla de Leiza. Son similares a las descritas en el punto 2.2.2. y sus características petrológicas se describirán conjuntamente en el apartado 5.

Suelen presentarse muy alteradas; no obstante, pueden observarse en corte fresco en la carretera que une Alzo de Arriba con Alzo de Abajo, junto a la mina Kaolin-Eder.

2.3.2. Infralías-Lías calizo dolomítico (30)

Está muy escasamente representado. Son calizas grises y calizas dolomíticas (30), laminadas, generalmente muy recristalizadas, llegando a ser auténticos mármoles, como se puede ver en el bloque aislado que corta la carretera que sube de Alegría a Alzo de Arriba.

2.3.3. Lías margoso (31)

Aflora muy mal. Son las típicas facies de margas y margocalizas grises (31) en corte fresco, y con tonos ocres y amarillentos de alteración. En los bancos más duros es frecuente la presencia de belemnites.

Su potencia media es de 200 metros.

2.3.4. Dogger calizo (32)

Constituido por un paquete de calizas bioclásticas y calizas nodulosas con sílex (32). Los bancos del muro suelen ser micríticos de color negro y con fauna de belemnites y ammonites. El mejor punto de observación se encuentra en la pista que va de Alzo de Arriba a la subestación eléctrica, al Sureste de Alzo de Arriba.

Su potencia media es de 120 metros.

2.3.5. Malm I (33)

Aflora muy mal. Está constituido por margas arenosas y lutitas negras (33), y, en ocasiones, limolitas arenosas con una típica alteración rojo-vino y versicolor. El mejor afloramiento se encuentra en la misma pista mencionada para el término anterior.

La potencia media es de 150 metros.

2.3.6. Malm II (34)

Constituye un paquete carbonatado que dibuja la estructura de anticlinal volcado del Otsabio. Son calizas bioclásticas estratificadas (34), con fragmentos abundantes de artejos de crinoides. Se pueden observar en la pista que parte hacia el Sur desde Alzo de Arriba.

Presenta una potencia aproximada de 100 metros.

2.3.7. Jurásico terminal-Neocomiense (35 y 36)

Se han diferenciado dos términos que afloran únicamente al Sur de Alzo de Arriba. El primero está constituido por **limolitas micáceas**, en ocasiones versicolores (35), y el segundo por calizas negras estratificadas (36) con fauna muy escasa de serpúlidos. Estos términos se pueden ver (especialmente las calizas) en la carretera que va de Alegría a la cantera de Artarreka, a unos 600 metros del cruce de la carretera que va a Amezketa.

La potencia media es de 250 metros.

2.3.8. Facies de implantación urgoniana (37)

Constituye un tramo "blando" por debajo de las calizas urgonianas, con las que se interdigita en su parte inferior. Está constituido por **lutitas calcáreas, limolitas y areniscas (37).** En ocasiones dominan claramente las areniscas muy micáceas, dando tonos de alteración rojizos y versicolores. Se pueden observar en la pista que parte de la cantera de Artarreka y que llega hasta Alzo de Arriba.

2.3.9. Urgoniano (38)

Aflora en el ángulo sureste del cuadrante. La litología dominante está constituida por calizas bioclásticas ("wackestones"-"floatstones"), grises, masivas o con estratificación difusa (38). La fauna más típica consiste en rudistas y fragmentos de corales ramosos y tabulares de gran tamaño. Son las calizas que se explotan en la cantera de Artarreka, en cuyas inmediaciones se encuentran los mejores afloramientos.

Hacia el Norte y hacia el Este, hacia Lizarza, estas calizas presentan un metamorfismo de grado muy bajo (epizona), adquiriendo un aspecto sacaroideo, marmóreo, con una laminación grosera en la que alternan zonas de textura gruesa, muy recristalizadas, con otras menos

deformadas. En la zona estudiada no se han observado minerales de neoformación.

El techo del Urgoniano, junto al borde sur de la hoja, es una superficie irregular, netamente erosiva, en la que se ha desarrollado un paleosuelo (arcilla de descalcificación típica), sobre un paleokarst de tipo lapiaz que alcanza más de un metro de profundidad y que está fosilizado por los materiales suprayacentes del Supraurgoniano.

Presenta una potencia global de 400 metros.

2.3.10. Supraurgoniano (39)

Está muy escasamente representado, junto al límite sur de la hoja, donde reposa discordantemente sobre el Urgoniano (discordancia erosiva), y en el núcleo del sinclinal volcado de Lizarza, en el ángulo sureste del cuadrante.

Se ha diferenciado un único término, definido como **lutitas calcáreas con intercalaciones de areniscas silíceas (39).** La litología dominante consiste en lutitas calcáreas negras, algo esquistosas, con pirita diseminada, que intercalan en proporción variable areniscas silíceas de grano medio, estratificadas en bancos de 30-50 centímetros, y en las que las estructuras dominantes consisten en laminaciones paralelas, cruzadas planares de bajo ángulo y, en menor medida, "mud flasers" y laminación ondulada, definida por una fina alternancia de lechos areniscosos y lutitas negras.

La potencia parcial medida es de 250 metros.

En resumen, los materiales del sector de Leiza constituyen una sucesión estratigráfica normal, que va desde el Triásico hasta el Albiense superior, limitada al Norte por la falla de Leiza y afectada por una deformación (metamorfismo) pre-Cenomaniense. El metamorfismo es en cualquier caso de grado muy bajo (epizona-anquizona), está ligado a una banda paralela a la falla de Leiza y es tanto más intenso cuanto más próximo a ella y cuanto más hacia el Este. Al Norte de la falla no existe este metamorfismo y hacia el Sur disminuye de forma gradual.

2.4. CRETACICO SUPERIOR (40 a 47)

La disposición geométrica de los materiales del Cretácico superior, en clara discordancia sobre cualquier término anterior, y el hecho de que "sellen" deformaciones previas y no estén afectados por el metamorfismo ligado a la falla de Leiza (pre-Cenomaniense), ha inducido a describirlos de forma independiente, aún sin tener rango de unidad o sector. El Cretácico superior está bien representado en el cuadrante. Por una parte, ocupa una banda de 1,5 - 2 kilómetros de anchura entre las localidades de Aldaba-Aundi e Ikaztegieta, que se extiende primero hacia el Noreste y luego paralela al río Araxes, hasta el borde este del cuadrante. Otro conjunto de afloramientos, no menos importante, se extiende al Sur de la falla de Leiza y su continuación en la de Legorreta, hasta el borde sur del cuadrante.

Se trata de un potente conjunto de materiales, cuyo techo no llega a aflorar, de edad Cenomaniense superior a Campaniense y que se apoya indistintamente sobre:

- —El Supraurgoniano en la zona de Aldaba-Aundi.
- —El Urgoniano (Albiense) en la zona de Aldaba-Txiki.
- —El Urgoniano (Aptiense) en la zona de Gaztelu.
- —Sobre el resto de los términos, desde el Neocomiense hasta el Trías Keuper, al Suroeste y al Sur de Tolosa, así como al Sur de Alzo.
- —Además fosiliza tanto la falla de Régil como la del Oria-Urumea.

Se han diferenciado ocho términos cartográficos que, de muro a techo, son:

—Margas gris oscuro esquistosas (40). Es el denominado "Flysch calcáreo" que ocupa la base de la sucesión. La litología dominante consiste en margas algo limosas, gris oscuro y azuladas, muy esquistosas, con algo de pirita diseminada. Ocasionalmente intercalan bancos delgados de calizas micríticas gris oscuro, típicamente blancas en superficie de alteración v que corresponden a material hemipelagítico. Hacia el techo son cada vez más frecuentes los bancos de calizas arenosas que exhiben secuencias de turbiditas distales. La potencia del tramo oscila entre los 250 y los 400 metros. Los mejores puntos de observación se encuentran junto a la papelera de Arzabalza, en la pista que une Aldaba-Aundi con el caserío Lopetegui y en la carretera que va de Gaztelu a Tolosa.

— Megabrecha poligénica (41). Aflora a la altura del p.k. 437 de la carretera nacional I, junto al acceso a la papelera de Arzabalza. Consiste en un depósito sedimentario caótico, con bloques por lo general métricos de distinta procedencia: calizas urgonianas y jurásicas, ofitas, etc., flotando en una matriz brechoide más fina. Constituyen derrubios generados por un paleoescarpe pronunciado.

—Rocas volcanoclásticas (42). Constituyen un cuerpo lenticular, de 30 - 40 metros de potencia y unos 700 metros de longitud, intercalado en el "Flysch calcáreo" y que se corta en el barrio de Aldaba-Txiki. Se trata de una mezcla de material volcánico (lavas epiclásticas). El tamaño de grano es variable y, cuando éste es muy grosero, se podrían clasificar como conglomerados poligénicos volcánicos.

—Alternancia de margas y calizas arenosas (43). Constituye el denominado "Flysch detrítico-calcáreo", muy bien representado en la hoja. Está constituido por margas y lutitas calcáreas, limosas, gris oscuro, que alternan en proporción variable con calizas arenosas de grano fino, estratificadas en bancos de 20 - 40 centímetros. Ocasionalmente intercalan también niveles centi-decimétricos de calizas micríticas. que corresponden a material hemipelagítico. Los niveles de calizas arenosas muestran, por lo general, secuencias atribuibles a turbiditas distales, en las que son especialmente frecuentes las estructuras debidas a escapes de agua (deformaciones hidroplásticas). En los bancos de calizas arenosas abundan las segregaciones de materia orgánica, muy satinada, y los rellenos de calcita. Las paleocorrientes medidas indican un sentido predominante N 250° E, es decir, de procedencia "pirenaica". La potencia máxima medida es del orden de 850 metros y los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera nacional I, entre la papelera de Arzabalza e Ikaztegieta, en el talud oeste de la carretera.

—Alternancia de calizas arenosas, areniscas y margas (44). Suponen un claro dominio de los términos calizo-arenosos sobre los margosos. Los bancos son más potentes, alcanzando una media de 50 centímetros. Se agrupan en paquetes decamétricos que resaltan en el terreno, como es observable en el vértice Ollaun, junto al repetidor de televisión.

—**Megaturbidita (45).** Se trata de un nivel de unos 5 metros de potencia de material resedimentado y "eslumpizado". Los clastos dominantes son margosos (cantos "blandos") y calizo-arenosos. Este nivel puede verse al comienzo de la carretera que sube al barrio de Aldaba-Aundi.

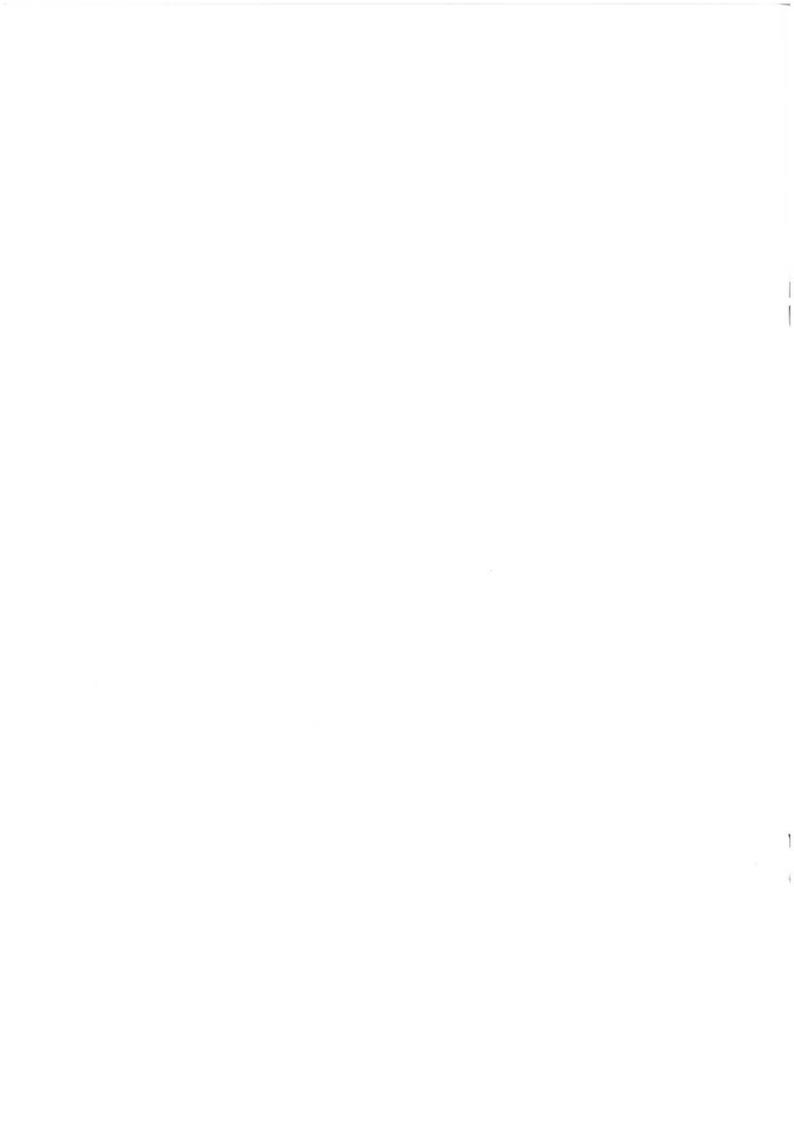
El espesor del conjunto del Cretácico superior (cuyo techo no aflora), medido al Norte de la falla de Leiza, es del orden de 1.200 metros.

Al Sur de la falla de Leiza y su continuación en la falla de Legorreta, la serie se vuelve más monótona y comparte características comunes con los términos 40 y 43. Está constituida por margas grises esquistosas, con intercalaciones de calizas arenosas, margocalizas y calizas (46). Los niveles "duros" no suelen sobrepasar los 30 centímetros de potencia. En ocasiones aumentan los términos calizoarenosos, constituyendo una alternancia de margas y calizas arenosas (47).

En ocasiones y especialmente en la zona de Legorreta, la serie está afectada por una esquistosidad muy penetrativa, siendo ésta la superficie más evidente. Los mejores afloramientos se encuentran en la zona de Legorreta, en los taludes de la autovía.

2.5. CUATERNARIO

De escasa representación e importancia. Se han diferenciado por un lado los **depósitos aluviales (48)** del río Oria y, por otro, los **rellenos de depresiones kársticas (49)** como las de Vidania, Albiztur y Santutxo.



3. SEDIMENTOLOGIA.

El propósito de este apartado es ofrecer una visión simple y resumida del "aspecto" que ofrecía este sector concreto de la Cuenca Vasco-Cantábrica, para el intervalo de tiempo del que existe registro sedimentario, prestando especial atención al marco geodinámico en el que se desarrolló la sedimentación y a los principales hitos en su historia.

Los materiales más antiguos bien representados corresponden a las series detríticas del Buntsandstein. Hacia el final del Paleozoico se produjo una emersión con la creación de fuertes relieves que se erosionaron y suavizaron durante el Pérmico y el Trías inferior, generándose las series detríticas del Buntsandstein. Estas series, de carácter continental y de transición, representan abanicos aluviales costeros y sistemas fluviales muy distales, en el área de estudio.

Sobre estos materiales del Bunt, más distales cuanto más a techo, se depositan las arcillas del Keuper, a las que se les atribuye un medio sedimentario típico de mares epicontinentales (formados en una etapa de distensión generalizada), con abundantes llanuras litorales y un clima global bastante árido, que permitió la formación de evaporitas. Hacia el final de este episodio se producen emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto deben recordarse tanto las ofitas, muy abundantes, como las rocas volcanoclásticas

(término 8), que hacen pensar que parte del material ígneo alcanzó el fondo marino, redepositándose posteriormente, ligado también a importantes fracturas. Aunque algunos autores, como BIXEL, 1987, citan cinco episodios volcánicos entre el Estefaniense y el Pérmico en los Pirineos, se le supone a este episodio una edad Infra-Rethiense por su posición estratigráfica. Por otra parte, MARTINEZ TORRES, 1989, cita episodios de "Vulcanitas Jurásicas" a techo de las carniolas (¿Rethiense?), de manera que el tránsito Triásico-Jurásico se configura como un episodio distensivo, en el que importantes fracturas del zócalo alcanzaron el fondo marino.

A techo de este episodio epicontinental, somero, una transgresión generalizada trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina, que se describe a continuación bajo la denominación de Jurásico marino.

A grandes rasgos, el **Jurásico marino** se organiza en dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo, hasta el Dogger, y otro superior de tendencia básicamente regresiva, que culminará en el techo del Jurásico y el Neocomiense. Más en detalle, estos materiales han sido divididos (de acuerdo con las ideas de SOLER y JOSE, 1972) en cinco términos con un significado litológico y de facies sedimentaria. Estos son, de muro a techo:

- 1. Infralías-Lías calizo dolomítico. Cuyo depósito corresponde a un medio intersupramareal (carniolas generadas por disolución de evaporitas, laminaciones algales frecuentes, lechos de tormenta, brechas de cantos planos, etc.). Son frecuentes las secuencias de somerización.
- 2. Lías margoso. Netamente transgresivo con respecto al anterior, depositado en condiciones de plataforma marina abierta (ammonites, belemnites y escasa fauna bentónica).

Si se exceptúan las variaciones en la potencia, se puede decir que estos dos términos mantienen unas características muy homogéneas a escala regional.

Al Norte del sinclinal del Hernio estos materiales son los más altos del Jurásico, debido al barrido erosivo bajo la discordancia Neokimmérica en una zona de alto fondo (umbral) muy acusado.

3. Dogger. Corresponde al primer episodio de somerización en el Jurásico. De hecho, hacia el techo de este término se ha localizado un "horizonte" con oolitos y corales (fauna recifal en general), en el perfil del alto de Larre-Loatzo.

Durante el Dogger se rompe la monotonía de la plataforma jurásica y aparecen las primeras variaciones laterales importantes, de modo que en la orla del paleomacizo de Cinco Villas, en el vecino cuadrante de Andoain (paleoalto estructural), los niveles generalmente calizos someros del Dogger dan paso a una serie detrítica, con areniscas silíceas e incluso conglomerados silíceos.

Hacia la sierra de Aralar la somerización también es patente, con frecuentes estratificaciones cruzadas planares de media escala, que corresponden a progradaciones de barras y 'shoals'.

- 4. Malm I. Es regresivo con respecto al Dogger, y algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre estos dos términos. Corresponde a ambientes someros, euxínicos, con bastante influencia detrítica. Efectivamente, esta ruptura sedimentaria, que pasa desapercibida en las zonas de surcos o cubetas, se pone de manifiesto en los paleoaltos, como es el caso de los jurásicos de la orla del macizo en el vecino cuadrante de Andoain.
- 5. Malm II. Corresponde al techo del ciclo del Jurásico, con facies bioclásticas y oolíticas de alta energía ("encrinitas"), encontrándose facies arrecifales y paraarrecifales.

El Malm II refleja cambios de potencia, observándose un gran desarrollo en la zona del alto de Larre y escaso al otro lado del río Oria, en el flanco sur del Hernio. Hacia el techo, las facies de plataforma se vuelven cada vez más pobres en oxígeno, encontrándose calizas negras, azoicas, en el alto de Larre-Loatzo.

En resumen, el Jurásico inferior y medio se caracteriza por una escasa o nula actividad orogénica y débil subsidencia, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas. A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culminará, al final del Jurásico, con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense. Los últimos términos asimilables al Jurásico marino corresponden al Malm II.

Estos términos descritos se han diferenciado por sistema en la cartografía, con objeto de poder visualizar su evolución lateral y sus relaciones geométricas, imprescindibles para la definición de secuencias deposicionales.

Como ya se ha indicado, a partir del Dogger se inicia un megarritmo regresivo. Es en esta época cuando se configura un dispositivo paleogeográfico estructurado en altos fondos y cubetas, controlado por accidentes de zócalo. Las cubetas, más o menos interconectadas, contienen las series más completas y no aparecen interrupciones en la sedimentación. En los altos fondos o umbrales aparecen series más reducidas y superficies de condensación. Cerca de los paleoaltos más importantes (Cinco Villas) aparecen, además, series "anómalas" con una fuerte influencia terrígena.

El megarritmo regresivo culmina con el máximo de somerización/regresión durante el Kimmeridgiense, y no se descarta la existencia de emersiones locales (sector de Zizurkil - en el cuadrante de Villabona -, en la orla de Cinco Villas, etc.). Esto pudo verse acentuado, más que por movimientos de gran radio debido a una fase orogénica, por basculamientos locales de bloques a favor de fallas lístricas (ver apartado de geología estructural).

A partir de ese momento se suceden un grupo de facies mixto marino-costero, con frecuentes indentaciones. Las antiguas morfologías (cubetas y altos fondos) se acentúan durante este período, llegando a producirse emersiones en los umbrales más acentuados.

Las calizas de sérpulas (término 19) "fosilizan" las morfologías previas del fondo, "denunciando" los surcos y los umbrales, muy claros en esta hoja. Obsérvese:

—Zona de máximo umbral en el flanco norte del sinclinal del Hernio (ver corte I-I'), con series aumentando paulatinamente hacia el Suroeste.

—Zona de máximo surco al otro lado del Oria, en el alto de Larre-Loatzo.

Resulta muy interesante el "desfase" que existe entre ambas paleoestructuras y su posible interpretación (ver apartado 4).

Las calizas de sérpulas muestran asociaciones de facies inter-submareales (laminaciones algales/estromatolitos, lumaquelas de lamelibranquios, superficies de condensaciónrubefacción, etc.), y son frecuentes las secuencias de somerización de escalas decimétricas.

La distribución areal de las calizas de sérpulas está condicionada también por la morfología previa de surcos y umbrales, de manera que en algunos puntos concretos no llegan a depositarse, como en el sector del umbral de Hernio donde existe un hiato sedimentario muy importante. Esto ocurre también en Zizurkil, en la vecina hoja de Villabona, en donde además, por encima de las calizas de sérpulas se encuentra una delgada serie detrítica versicolor con cierta afinidad continental ("Wealdense"). Esta serie detrítica versicolor marca el final del ciclo regresivo, iniciándose de nuevo un cambio de tendencia evolutiva.

Este esquema sedimentario, con escasa y a veces nula velocidad de sedimentación (potencia máxima de 150 metros), se mantiene durante el final del Jurásico y durante el **Neocomiense.** Al final de éste, termina este megarritmo regresivo y comienza una transgresión generalizada. Sin embargo, este esquema sedimentario de altos y surcos va a condicionar la historia y medio sedimentario de los materiales suprayacentes, especialmente de los urgonianos.

Con la denominación de "Urgoniano" se va a incluir el conjunto de materiales comprendidos entre los "regresivos" neocomienses (para no utilizar, a propósito, el término "Weald") y los materiales supraurgonianos. Abarca, por tanto, facies de carbonatos de plataforma, sus equivalentes laterales y las facies terrígenas previas, denominadas "facies de implantación urgoniana".

Como introducción general, se puede decir que el **Complejo Urgoniano** de la Cuenca Vasco-Cantábrica está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales), compartimentadas por un sistema de fracturas que controlaban la subsidencia diferencial, con-

dicionando la presencia de bancos de carbonatos insulares, y/o de "off-shore", y la presencia de facies de talud y cuenca relativa, asociadas a los bordes de estas plataformas. Estos sistemas carbonatados se instalaban sobre bloques basculantes, limitados por fallas lístricas, en una corteza continental en extensión, en el extremo norte de la Placa Ibérica (aunque este último punto suscita aún controversias, al menos para los sistemas septentrionales). Durante la sedimentación del Complejo Urgoniano permanecieron activas numerosas fallas normales y desgarres "sin-rift", que hacían en el detalle sumamente complejo el "panorama sedimentario".

De una forma premeditadamente simple, se puede decir que a nivel regional el Urgoniano se estructura en dos grandes episodios (secuencias deposicionales), denominados
Urgoniano I (hasta el Aptiense medio-superior,
aproximadamente) y Urgoniano II (hasta el Albiense medio-superior), limitados a muro y a techo por rupturas sedimentarias de carácter
regional. Para cada uno de estos episodios existen facies de plataforma carbonatada y/o sus terrígenos equivalentes.

La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa) durante el Barremiense y el Aptiense, trae como consecuencia que sobre las "facies de implantación urgoniana" (que corresponden a plataformas siliciclásticas -probablemente amplios estuarios-) se instalen amplias plataformas carbonatadas. Así, el mar urgoniano paulatinamente va ganando terreno a los macizos, probablemente emergidos, situados al Este y Sureste, retrasando cada vez más los aportes detríticos procedentes de éstos y permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma. Las facies de calizas son, por lo tanto, más modernas cuanto más hacia el Este y Sureste. En una estrecha franja paralela a la costa pudieron llegar a desarrollarse facies carbonosas, que previamente se desarrollaron en el actual sector de Hernani, en la hoja de Villabona.

En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense, el área es ocupada por amplias y a veces potentes plataformas carbonatadas (calizas del monte Hernio), que solapan de forma "expansiva" las series infrayacentes. Las morfologías previas de surcos y cubetas suponen una "herencia", de modo que en los altos más acentuados el **Urgoniano I** llega a reposar sobre el Malm I, al Norte de Gaztelu.

En las plataformas del Urgoniano I dominaba claramente el modelo de rampa carbonatada, con pasos laterales a facies de cuenca relativa, muy graduales, generalmente no destructivos. Hacia el Oeste, el cambio lateral a las calcarenitas (término 25) supone, probablemente, una amplia zona de paso mareal dentro de la plataforma, en el que se han medido paleocorrientes bipolares en estratificaciones cruzadas hacia el Noroeste y hacia el Sureste. Es decir, las corrientes y las mareas transitaban por esta zona concreta de la plataforma urgoniana. Hacia el Suroeste, en la zona de Legorreta, las facies de plataforma adquieren elementos terrígenos, con menor desarrollo de calizas, pasando en esta zona a plataforma más interna, con influencia terrígena que proviene de las áreas más someras (al Suroeste) de plataforma siliciclástica.

El techo del Urgoniano I supone una caída relativa del nivel del mar y una regeneración posterior de las plataformas. En esta hoja, esta interrupción viene marcada por "crustificaciones" locales, pero no llega a interrumpirse de forma clara la sedimentación de carbonatos (que llega hasta el Albiense medio), impidiendo por tanto la separación en la cartografía del **Urgoniano II.**

En conjunto, estas dos secuencias no son isócronas (tectosecuencias), y así las calizas urgonianas son más modernas cuanto más hacia el Este, hacia el "continente", y, aunque no se puede afirmar de manera concluyente, puede suponerse que al Este de la falla del Oria-

Urumea, al Norte de esta hoja, no existen ya carbonatos urgonianos de edad Aptiense, siendo reemplazados gradualmente por una serie detrítica de orla del macizo, fuertemente diacrónica y que corresponde a medios más someros.

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de calizas como de lutitas advacentes, 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, la cual, en adelante, sólo se volvería a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitieran, en pequeños umbrales a salvo de la contaminación terrígena. La configuración paleogeográfica cambia totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, afectados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et. al., 1984) como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Comienza así el depósito de una nueva secuencia deposicional, cuyo muro y techo son, en esta hoja, discordancias erosivas. Así, en el borde sur de la hoja, el contacto Urgoniano-Supraurgoniano (estrictamente Urgoniano II-Supraurgoniano) es una discordancia erosiva, con desarrollo de un paleokarst en el techo de las calizas, con un horizonte de ''lateritas'' (arcillas de descalcificación) albienses, de más de 1 metro de potencia. La discordancia de techo, angular, con el término 40, está suficientemente clara en la cartografía, con lo que la secuencia deposicional queda definida.

La sedimentación del **Complejo Supraurgoniano**, a escala regional y durante el Albiense superior, quedaba configurada aproximadamente como sigue (ver figura 3.1.):

1. En el Suroeste de la cuenca se deposita la **formación Arenas de Utrillas**, de carácter fluvial y fluvio-deltáico, en una zona de escasa subsidencia.

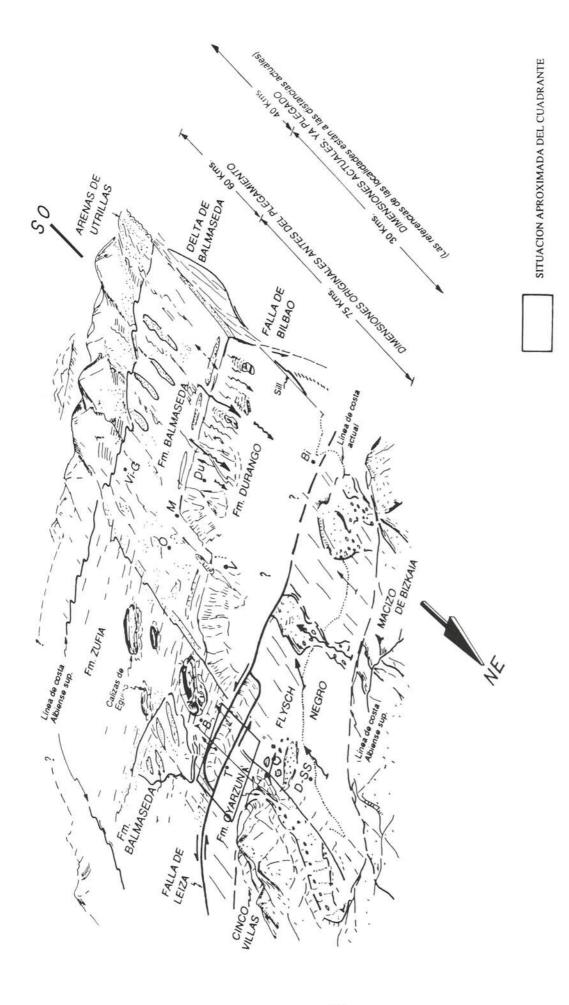
2. Hacia el Noreste se pasa a una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4.000 metros). Estos materiales constituyen en conjunto el denominado "Delta de Balmaseda". La **formación Balmaseda** (deltáica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma (formación Zufía) y a materiales arrecifales (calizas de Eguino).

Los equivalentes distales de la formación Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el Noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "falla de Bilbao". Esto hace que al Suroeste de este talud aparezcan facies someras, mientras que al Noreste se trate de facies de aguas relativamente más profundas. Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al Noreste y Suroeste de la alineación de las calizas del Duranguesado.

3. Los materiales distales, de carácter somero, de la formación Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por el que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings", y por el que discurren canales que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes del zócalo se produce, además, la intrusión de material subvolcánico a la cuenca ("sills"). Al conjunto de estos materiales de talud se le denomina formación Durango.

Todos estos sistemas deposicionales son "meridionales".

4. Al mismo tiempo, al Norte del litoral actual, existía una activa y cercana fuente de aporte (macizo de Bizkaia), que generaba un sistema



Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B - Beasain; Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate (Explicación en el texto). Figura 3.1.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.

deposicional "septentrional": es el denominado **Flysch Negro**, en el que se incluyen (aunque estrictamente sea una incorrección) de más somero a más profundo (es decir, de Noreste a Suroeste), facies de abanicos costeros, abanicos submarinos "profundos" y facies de turbiditas distales (Flysch Negro en sentido estricto).

Efectivamente, el análisis de secuencias y paleocorrientes de las facies groseras del Flysch Negro indica sin lugar a dudas una activa y cercana fuente de aporte situada al Norte de la costa actual, por lo que esta formación no forma parte del cinturón de sistemas deposicionales meridionales. Este área fuente fue mencionada en primer lugar por VOORT, 1964, quien la denominó "macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico pudo estar conectado, según algunos autores, con Cinco Villas. Fallas de zócalo muy activas debieron crear grandes escarpes en estos macizos por los que se canalizaba material grosero procedente del desmantelamiento de los relieves. El material llega a la cuenca en forma de abanicos submarinos profundos de "baja eficacia de transporte"; es decir, gran parte del material se quedaba retenido en los propios canales. Estos materiales están actualmente representados cerca del litoral actual (Arminza, Saturrarán, monte Andatza-Irisasi).

Sólo un comentario más a la vista de la figura. Si bien ésta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para ver esta cuenca en sus dimensiones originales hay que "desplegar" las distancias que se observan actualmente, del orden de x 2,5 al Norte del accidente de Bilbao; x 3 en la zona del Arco Vasco (donde la tectónica tangencial es muy importante), y x 1,5 al Sur del accidente de Bilbao, donde las series están menos acortadas.

El Flysch Negro se depositó en un marco geodinámico correspondiente a una etapa transformante que permitió, mediante desgarres sinistrales, la apertura del golfo de Bizkaia, originando cuencas tipo "pull-apart" (fosas romboidales) de decenas a centenares de kilómetros y otras satélites de menor envergadura. Las fallas de Leiza y Régil formaban parte de un mismo sistema transformante sinistral activo durante la sedimentación, coincidiendo con una zona de anomalía térmica que llegó a desarrollar un metamorfismo de grado muy bajo en las series albienses (zona de Régil y del "Manto de los Mármoles").

Uno de los problemas clásicos que se suscitan actualmente es: ¿Cómo y dónde se realiza la conexión entre los sistemas deposicionales meridionales y los septentrionales?. Este problema no está aún bien resuelto debido a la ausencia generalizada de afloramientos en la teórica zona de unión, ocupada actualmente por el sinclinorio de Bizkaia. Además existe otro problema a plantear: si el sistema transformante Leiza-Régil funcionó durante el Albiense superior, ¿dónde se encuentran los equivalentes a uno y otro lado de éste?.

En esta hoja únicamente están bien representados materiales atribuibles al Flysch Negro, en facies de turbiditas distales. Al Sur de la falla de Leiza, junto al borde sur de la hoja, las características apuntan sin embargo a un medio más somero, quizás de plataforma muy distal, que ha de pertenecer, por fuerza, al cinturón de facies meridional. Esto es especialmente interesante (ver figura 3.1.) si se piensa que el sistema de fallas de Leiza-Régil formaba un "pull-apart" activo, que generaba una fosa romboidal hacia el Norte y dejaba al Sur facies más someras, de bloque elevado. Se explicaría así la reducción de potencias en el borde sur de la hoja, y la discordancia erosiva con el Urgoniano II. Se estaría, además, "conectando" los sistemas septentrionales con los meridionales. De esto último existiría una representación testimonial junto al borde sur de la hoja (figura 3.2.).

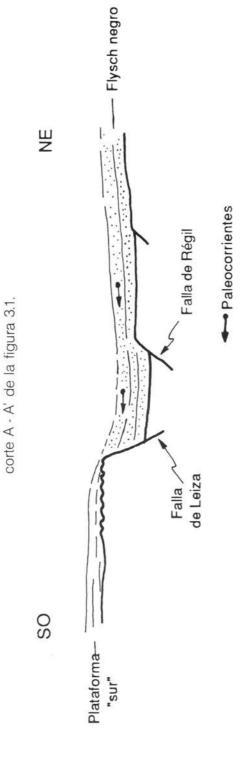
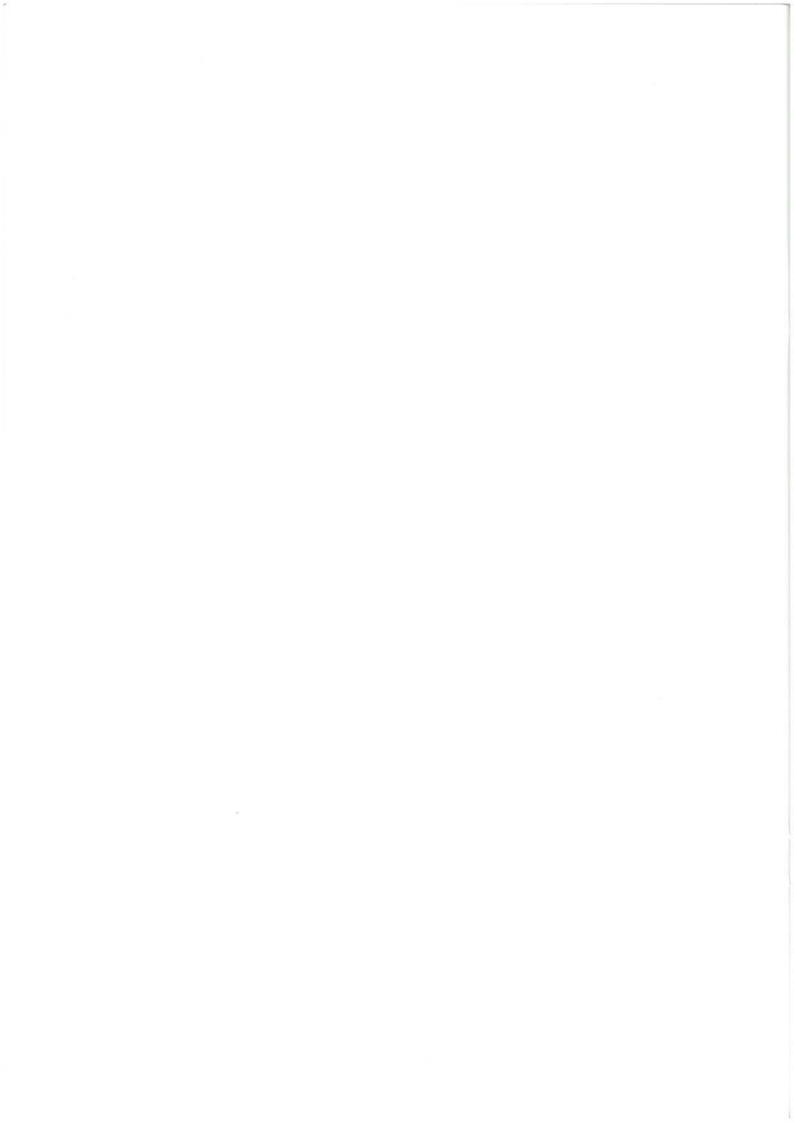


Figura 3.2.—"Conexión" entre los extremos meridionales y septentrionales. (Explicación en el texto).

Los materiales suprayacentes, del Flysch del Cretácico superior, son claramente transgresivos, discordantes, y con ellos se inicia una macrosecuencia deposicional que incluirá al resto del Cretácico superior. Se trata del típico "Flysch Norpirenaico", que fosiliza aquí, de forma inequívoca, paleoestructuras y deformaciones previas, incluido un metamorfismo pre-Cenomaniense ligado a las fallas de Leiza y Régil (ver apartado 4.). Cuando las morfologías a "sellar" son excesivamente escarpadas se generan megabrechas de pie de escarpe, como la representada por el término 41, y las de la localidad de Orexa, en el vecino cuadrante de Berastegi, que se ubican, no casualmente, junto a los accidentes más importantes (fallas de Oria, Leiza y Régil). Cuando se han compensado las irregularidades más importantes, se ge-'nera, a lo largo del Senoniense, el relleno en un surco subparalelo a las directrices actuales, que

se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material turbidítico. El relleno de este surco seguramente tenía procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales. Las paleocorrientes medidas junto al borde este de la hoja indican mayoritariamente una procedencia del Este-Noreste.

El tipo de relleno de este surco estuvo condicionado fundamentalmente por la evolución del nivel del mar durante el Senoniense, como factor dominante, y a lo largo de su historia las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas: dominantemente las plataformas "pirenaicas", además de un sistema de plataforma y talud meridional, que únicamente parece influir en áreas situadas mucho más al Sur que ésta.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La historia de las deformaciones que han afectado a este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica es muy compleja. Sin embargo, puede aventurarse que este cuadrante concreto tiene la clave, más que ningún otro de la cuenca, de la edad y tipo de esas deformaciones. En efecto, ciñéndose al análisis de este cuadrante y de algunos datos del entorno más inmediato, se deduce claramente la cronología de las deformaciones y su efecto-tipo en las series. Claro está, a la vista de la cartografía, que las deformaciones hercínicas se resisten aquí a su análisis, puesto que los materiales más antiguos representados de forma importante corresponden al Triásico.

Las fases de deformación observadas son:

1.—Después del ciclo hercínico se produce una fracturación tensional con dos sistemas predominantes, N 20° E y N 110° E, produciendo un primer adelgazamiento de corteza continental. Tanto la falla de Leiza como su continuación en la de Régil y la falla del Oria tienen este origen tardi-hercínico. Testimonio de esta fase de adelgazamiento de corteza son los niveles de rocas volcanoclásticas (término 8) que jalonan la falla del Oria-Urumea en este cuadrante y en los de Villabona, Andoain y S. Sebastián. Otro testimonio no menos importante lo constituye la brecha tectónica intraformacional, de edad aproximada Hettangiense (término 2), de más de 50 metros de potencia, cuya

geometría apunta a una falla normal de muy bajo ángulo. La característica diferenciadora de las fallas de Leiza y Régil consiste en que se encuentran sobre intumescencias del zócalo y corteza inferior, lo que permitiría un flujo térmico anómalo en el Mesozoico y el emplazamiento posterior de peridotitas y granulitas durante la fase compresiva. Estas rocas de origen profundo no están representadas en esta hoja, sino más al Este (MARTINEZ TORRES, 1989), mientras que hacia el Noroeste, en la zona de Régil, llegan a aparecer granitoides. En estas intumescencias estaría también la clave para interpretar correctamente la falla Norpirenaica, continuación "pirenaica" de la de Leiza (MEGIAS, 1988).

Estos accidentes tardi-hercínicos van a ser en adelante "marcadores" de las deformaciones posteriores ya que constituyen zonas de debilidad. Así, según MEGIAS, 1988: "Cuando el proceso se invirtiera (acortamiento), el camino inverso quedaría prefijado (principio de la economía tectónica)".

2.—Una segunda etapa de "rifting" durante el Jurásico superior compartimentará la cuenca en altos fondos y cubetas, compartimentación que se articulará a través del rejuego de las fallas tardi-hercínicas y de otras nuevas (antitéticas y sintéticas). Esto generará discordancias locales de los materiales suprayacentes (post-kimméricos), es decir, de las calizas de

sérpulas, como se observa en las zonas del Hernio y del Uzturre. El origen de estas discordancias estaría ligado únicamente al basculamiento de bloques (tectónica distensiva) y no a una fase compresiva.

3.—Hacia el Valanginiense el Atlántico comienza a abrirse. Se crea una zona transformante que da lugar a una red de fallas con clara componente sinistral, que condicionan la existencia de fosas romboidales (tipo "pull-apart"). Son desgarres sinistrales N 110° - 120° E, en los que las fallas de Leiza y de Régil forman parte del mismo sistema. La figura cartográfica de estas dos fallas (figuras 2.1. y 4.1.) es evidente y aún hoy se puede apreciar su traza "fósil". Al tiempo, la posición elevada del manto superior provoca un gradiente térmico anómalo (hipertermia), provocando un metamorfismo mesozoico (pre-Cenomaniense), que en la hoja se puede observar en dos bandas paralelas a las fallas de Leiza y de Régil. Hacia el Cenomaniense remite el flujo térmico, y así sus materiales "sellan" la banda de metamorfismo y las fallas existentes (testigo de lo cual es la discordancia al Sur de Tolosa). Resultado también de esta fase de desgarre son los pliegues pre-Cenomanienses en "echelon" de la zona de Aulestia-Markina, en el territorio histórico de Bizkaia (IGME, 1988; MARTINEZ TORRES, 1988).

4.—El inicio de las condiciones compresivas durante el Paleógeno conlleva un acortamiento generalizado de dirección aproximada Norte-Sur. Las fallas previas se "reutilizan". Así, los sistemas de desgarres de Leiza y Régil adquieren el carácter de fallas inversas, superponiéndose a su cobertera post-cenomaniense, excepto en casos muy éxcepcionales, en los que ésta se deforma y se adapta (como ocurre al Sur de Tolosa).

Las fallas N 20° E, que interconectaban los desgarres N 110° - 120° E (causantes de los ''pull-apart'') y que actuaban como fallas normales, adquieren (con una dirección de esfuerzos principales Norte-Sur) el carácter de desga-

rres sinistrales, con la formación de pliegues en "echelon" N 75° E, de edad paleocena, documentados en la vecina hoja de San Sebastián (PUJALTE *et al.*, 1989; EVE, 1990).

En esta edad y de acuerdo con este juego sinistral puede estar la explicación del desplazamiento (desfase) de las paleoestructuras a uno y otro lado del río Oria. Es decir, el umbral del Hernio coincide actualmente con el surco de Uzturre (están alineados). En realidad, la continuación del umbral del Hernio habría que buscarla al otro lado (oriental) del río Oria, más al Norte, en la vecina hoja de Villabona.

La deformación prosigue según un acortamiento generalizado Norte-Sur: es la fase principal de plegamiento, post-eocena. Consiste en una tectónica compresiva que origina grandes pliegues vergentes al Norte y que, en ocasiones, son isoclinales. Asociados a esta fase de plegamiento se originan, asimismo, fallas inversas y cabalgamientos también vergentes al Norte. El resultado de esta fase compresiva es el empilamiento de unidades alóctonas. Como ejemplo más claro se pueden citar los materiales del sector de Cestona que cabalgan a los de la unidad de San Sebastián, en el cuadrante de Villabona, implicando desplazamientos importantes, superiores a los 8 kilómetros.

Como cabría esperar, en la hoja la mayor parte de las estructuras observadas son de la fase principal. Las fallas de Leiza y Régil se hacen cada vez más vergentes, cabalgando hacia el Norte el resto de las series, y generando estructuras congruentes con ello:

- —Anticlinal de Urkizu falla de Régil sinclinal del Hernio y su réplica en:
- —Anticlinal del Otsabio falla de Leiza sinclinal de Lizarza.

Dentro del cuadrante aparece un desarrollo de esquistosidad de plano axial, congruente con las deformaciones de la fase principal.

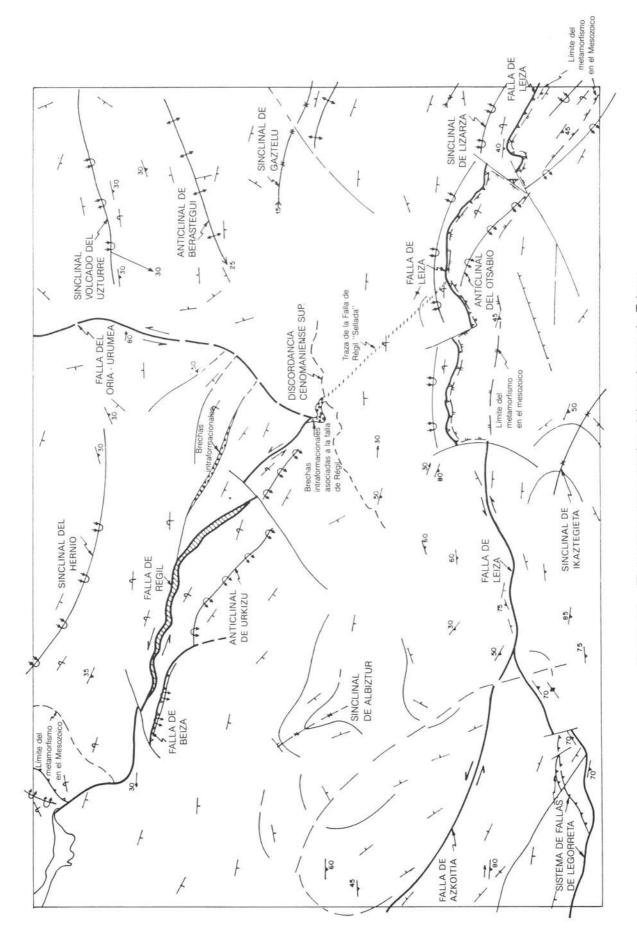


Figura 4.1.—Elementos estructurales del cuadrante de Tolosa.

Esta esquistosidad se desarrolla preferentemente en los términos más finos de la serie, en los que llega a ser, con mucho, la superficie más evidente (términos 40 y 46). Esto es especialmente patente en la zona de Legorreta, donde llegan a desarrollarse "boudines" parcialmente aislados (eje b: 30° / N 60° E).

Como consecuencia de esta importante fase compresiva, es más que probable que se produjera un despegue y migración de los materiales plásticos del Trías, originando estructuras diapíricas (asomos, intumescencias, extrusiones, etc.).

Hacia el Norte (hojas de Villabona y Zarautz), donde la tectónica ha sido más tangencial, tanto la superficie axial de los pliegues como los planos de cabalgamiento aparecen plegados según la misma dirección (deformación monofásica progresiva).

La incurvación de todas estas estructuras vergentes genera la figura cartográfica conocida como Arco Vasco, en cuyo extremo sur se encuentra el área de estudio. Su génesis se puede explicar mediante la hipótesis de RIAZA (1984), según la cual el Arco se generó por el arrastre producido por una falla o sistema de fallas de zócalo, N 20° E, de carácter sinistral, generadas como rejuego de otras previas formadas durante la etapa transformante.

5.—Por último, una fase tardía, muy erguida, o ligeramente "retro", provoca algunas figuras de interferencia y la verticalización de los planos previos. Esta fase no se pone de manifiesto de forma generalizada, sino en puntos concretos. En la hoja, pueden observarse pliegues tardíos en la carretera nacional I, al Norte de Alegría; en esta misma localidad la falla de Leiza se presenta verticalizada o buzando al Norte, con una esquistosidad asociada que da vergencia sur, pero con un carácter muy local. Asimismo en la zona de Legorreta aparece localmente una S₂ de fractura, con un espaciado centimétrico, que buza al Norte y que corta la esquistosidad de la fase principal, aunque mantiene una dirección subparalela a ésta.

5. PETROLOGIA

5.1. ROCAS BASICAS. OFITAS

Las ofitas triásicas están bien representadas en la hoja. Presentan generalmente formas subcirculares o arrosariadas. La edad y el mecanismo de emplazamiento de estas masas son aún objeto de polémica. En lo esencial, existen dos hipótesis:

- 1.—Estas rocas corresponden a material subvolcánico, coetáneo con la sedimentación de los materiales del Triásico superior, que ascendió por fracturas del zócalo, en una época de distensión de la corteza.
- 2.—Estas rocas se han emplazado posteriormente como "sills" y "lacolitos", alojados en las arcillas triásicas por el efecto de "colchón" y amortiguación que éstas tienen, y que han impedido su ascenso en este nivel estratigráfico.

Cada una de ellas presenta problemas. En el primer caso cabría esperar la aparición de material efusivo, que alcanzaría el fondo marino (1), e incluso subaéreo, y en el segundo caso lo lógico sería que, al menos en parte, las ofitas "rompieran" y penetraran en la base del Jurásico, generando además una aureola de contacto en las calizas liásicas. Probablemente la realidad sea una mezcla de ambas hipótesis y el proceso de intrusión-emisión (emplazamiento) comenzó de forma coetánea

con el depósito del Trías superior y terminó cuando parte de las series carbonatadas del Lías estaban ya depositadas y consolidadas. Desde luego, en el área de estudio, las calizas liásicas se depositaron sobre ofitas ya "enfriadas", mediante un contacto estratigráfico normal, y sin aureola de contacto.

Las ofitas de esta hoja se pueden agrupar en tres facies, no diferenciadas en la cartografía: "facies de núcleo o centrales", "facies de borde" y "facies deformadas-hidrotermalizadas".

Las "facies centrales" presentan texturas más gruesas, e incluso glomeroporfídicas, con clinopiroxenos y plagioclasas y, en menor proporción, apatito, cuarzo y opacos. Como producto de alteración típico aparecen los anfíboles uralitizados, epidota, sericita y clorita.

Las "facies de borde", de grano más fino, presentan texturas subofíticas, con piroxenos y plagioclasa como minerales principales, y con los mismos productos de alteración que las facies centrales.

La distribución de ambas facies es irregular, ya que la disposición que se aprecia actualmente no es la original, pudiendo corresponder a fragmentos de un cuerpo único, muy mezclados, desordenados por procesos posteriores.

⁽¹⁾ Con los datos actuales no puede relacionarse el material volcanoclástico Triásico-Jurásico (término 8) con el emplazamiento de las ofitas, ya que tienen alinidades diferentes, ya además, entre el material volcanoclástico, esencialmente más ácido, no aparecen fragmentos de rocas ofiticas.

Las "facies deformadas e hidrotermalizadas" aparecen ligadas a las fallas de Leiza y de Régil. En los afloramientos suelen aparecer como rocas esquistosas, de colores verdosos, que alternan con "bandas" en las que la textura original (microgranuda) se ha preservado mejor. Al microscopio se reconocen texturas lepidoblásticas (granolepidoblásticas).

Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y abundante clorita. Como accesorios se observan calcita, óxidos, epidota, esfena y opacos.

Aunque a veces es difícil reconocer la naturaleza original de la roca, parece probable que se trate de rocas básicas (ofitas) fracturadas y rellenadas por cuarzo, y posterior o sincrónicamente deformadas (fracturadas) en condiciones metamórficas de grado bajo. De esta manera, parte de la clorita podría proceder de la transformación de ferromagnesianos originales.

En conjunto, estas rocas deformadas muestran una orientación marcada por la clorita y la disposición bandeada del cuarzo. Localmente se pueden reconocer formas sub-redondeadas de cuarzo granoblástico.

En casos extremos es una roca compuesta casi exclusivamente por anfíbol verde-claro (ferroactinolita), epidota (pistacita) y opacos. Esta roca se interpreta como producto de un proceso hidrotermal. Dada su mineralogía habría que llamarla ''anfibolita con epidota'', aunque no en el sentido de anfibolita metamórfica. La segunda facies, la más frecuente, la constituyen las ofitas ''típicas''. Son rocas de textura ofítica, con plagioclasa y clinopiroxeno como minerales principales, y con sericita, epidota, anfíbol acti-

nolítico, albita y clorita entre los minerales secundarios. Contienen rellenos granulares de epidota y más escasamente de cristales de albita maclada, claramente de origen hidrotermal.

5.2. ROCAS VOLCANOCLASTICAS

Afloran en dos contextos diferentes: en el techo del Trías Keuper - muro del Lías calizo dolomítico (término 8), y en el Flysch calcáreo (término 42).

En ambos casos se trata de rocas brechoides formadas por fragmentos de rocas volcánicas afaníticas, material sedimentario y material ferruginoso, que es mucho más abundante en las triásicas.

Al microscopio se reconocen texturas clásticas (volcanoclásticas), brechoides y microlíticas.

Entre los minerales principales se pueden citar: plagioclasa, anfíbol fibroso, material vítreo, feldespato, clorita, sericita, óxidos y opacos. Como secundarios aparecen la calcita, la clorita y los óxidos de hierro. Los accesorios más frecuentes son los opacos y el apatito.

La roca, por su aspecto textural, parece ser el resultado de una brechificación 'in situ'', ya que buena parte de los fragmentos forman un ''puzzle'' con posibilidades de encaje.

Estas brechas son de origen volcanoclástico y según la clasificación de FISHER (1961), teniendo en cuenta el tamaño de los fragmentos, corresponderían a un "conglomerado volcánico". Estas rocas pueden clasificarse asimismo como "conglomerados poligénicos volcánicos" y rocas "traquitoides" brechificadas.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M. J. (1965).— "Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". Dep. de Pub. del Instituto "Lucas Mallada". Vol. XXXI, n.º 1 2, Madrid, 213 pp.
- ALBAREDE, F. y MICHARD-VITRAC, A. (1978).—"Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ³⁹Ar ⁴⁰Ar et ⁸⁷Rb ⁸⁵Sr. Ses relations avec les péridotites associées". *Bull. Soc. Géol. de France, 7,* Vol. XX (5), pp. 681 687.
- AROSTEGUI, J.; RAMON-LLUCH, R.; MARTINEZ-TORRES, L.M. y EGUILUZ, L. (1987).—"Contribución de los minerales de la arcilla a la diferenciación de las placas ibérica y europea en el Pirineo Vasco". *Geogaceta*, 2, pp. 34 36.
- AZAMBRE, B y ROSSY, M. (1976).—''Le magmatisme alcalin d'age Crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique''. *Bull. Soc. Géol. de France, 7,* Vol. XVIII, 6, pp. 1725 1728.
- BERTRAND, L. (1911).—"Sur la structure géologique des Pyrénées Occidentales et leurs relations avec les Pyrénées". *Bull. Soc. Géol. de France*, 11, pp. 122 153.

- BIXEL, F. y LUCAS, C. (1983).—"Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées Occidentales". Rev. de Géog. Phys. et de Géol. Dyn., 24, 4, pp. 329 342.
- BIXEL, F. (1987).—"Le volcanisme stéphanopermien des Pyrénées". Petrographie, Mineralogie, Géochimie. *Cuad. Geol. Ib.*, Vol. II, pp. 41 - 55.
- BOILLOT, G. (1981).—"De la subduction à la collision: l'éxample des Pyrénées". Bull. BRGM. I, n.º 2, 1980/1981 pp. 93 101, 12 figs.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988).—"The North and North-West Spanish Continental Margin: A review". *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 205 316.
- CAMARA, P. (1988).—"La terminación estructural occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica". En: Libro homenaje a R. Soler. Asoc. de Geol. y Geof. Esp. de Petróleo.
- CAMPOS, J. (1979).—''Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa''. Tes. Doc. *Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi* n.º 1 2, pp. 3 139.
- CHOUKROUNE, P. (1972).—"Relations entre tectonique et métamorphisme dans les

- terrains secondaires de la zone nordpyrénéenne centrale et orientale''. *Bull. Soc. Géol. de France,* 7, Vol. XIV, pp. 3 - 11.
- DAIGNIERES, M. (1978).—''Géophysique et Faille nord-pyrénéenne''. *Bul. Soc. Géol. de France*, 7, Vol. XX, 5, pp. 677 680.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—"Structure géologique du Golfe de Gascogne". *Bull. du B.R.G.M.*, 2, I, 3, pp. 149 178.
- DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA (DFG) (1986).—"Proyecto de construcción de la presa de Arriarán". *GAIN*. Inéd.
- DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA (DFG) (1987).—"Estudio hidrogeológico del área Tolosa occidental". *INGEMISA*. Inéd.
- DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA (DFG) (1987).—"Estudio hidrogeológico del área Tolosa oriental". EUROESTUDIOS. Inéd.
- DURAND-DELGA, M. (19827.—"Evolution récente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées". Inéd.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M.; HUMBEL, B. (1972).—"La Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques Espagnoles). Stratigraphie, Structure." *Thèse Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon*, pp. 1 292.
- ECORS-PYRENEES PROFIL TEAM (1988).—
 "The Ecors deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature*, 333, pp. 508 510.
- EGUILUZ, L.; MARTINEZ-TORRES, L.M.; RAMON-LLUCH, R. y ZUAZO, J.A. (1988).—"Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca Vasca)". Bol. Geol. y Min., Vol. XCIX-I, pp. 59 64).

- ENGESER, T. y SCHWENTKE, J. (1986).—
 "Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, pp. 233 242.
- EVE (1985).—"Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el cuadrante suroriental de la de Durango". Inéd.
- EVE (1986).—"Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NO y SO)". Inéd.
- EVE (1987).—"Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/50.000 de Vergara (cuadrante NO y SO) y San Sebastián (cuadrante NO y SO)". Inéd.
- EVE (1987).—"Cartografía geológica 1:10.000 de Aralar (Guipúzcoa)". GIGSA. INGEMISA. Inéd.
- EVE (1988).—"Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 de las zonas de Irún, San Sebastián y Vera de Bidasoa". Inéd.
- EVE (1988).—"Cartografía 1:10.000 Régil-Tolosa". GIGSA. Inéd.
- EVE (1989).—"Regulación recursos hídricos unidad Albistur". Inéd.
- EVE-DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA (DFG) (1989).—"Estudio hidrogeológico de la unidad sierra de Aralar (Guipúzcoa)". *GIGSA*. Inéd.
- EVE (1989).—''Cartografía geológica a escala 1:5.000 en la zona de Gatzume-Hernio (Guipúzcoa)''. CGS. Inéd.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques'. In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Ed. Technkip., 48 pp.

- FEUILLEE, P. y MATHEY, B. (1972).—''Le matériel des bréches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Intérét Paléogéographique''. *C.R. Acad. Soc. Paris*, Vol. CCLXCIV serie D (274), pp. 2419 2444.
- FEUILLEE, P. y MATHEY, B. (1976).—"The interestratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees; submarine outflow of diapiric mass-some comments". Sed. Geology, Vol. 16, pp. 85 87.
- FISHER, R.V. (1961).—"Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks". Geological Society of America Bulletin. Vol. 72, pp. 1409 - 1414.
- 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.
- HAQ. B.U. (1989).—"Sequence stratigraphy and sea level changes: A global model". XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao. Volumen de Conferencias y Simposios.
- HEDDEBAUT, C. (1973).—"Etudes géologiques dans les massifs paléozoiques basques". Thèse, Univ. Sc. Techn. Lille, 263 pp.
- IGME-EVE (1986).—"Cartografía 1:10.000 del sector de Cestona (Guipúzcoa)". Inéd.
- IGME (1986).—"Cartografía geológica 1:50.000 de la hoja de TOLOSA (89)", memoria explicativa. *MAGNA*.
- IGME (1987).—"Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España". Ed. I.G.M.E., 465 pp.

- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, ED (1983).—"Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon. Vol. 9 DIJON, 191 pp.
- ITGE (1989).—"Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja n.º 12 (BILBAO)". Mapa y memoria explicativa.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).—"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa. *Mem. IGME* n.º 79, 130 pp.
- LAGO, M.; POCOVI, A.; BASTIDA, J.; ZACH-MANN, D. y VAQUER, R. (1988).—
 "Petrological, geochemical and emplacement features of the alkaline magmatism, Trias-lower Lias, of the Iberian Chain".

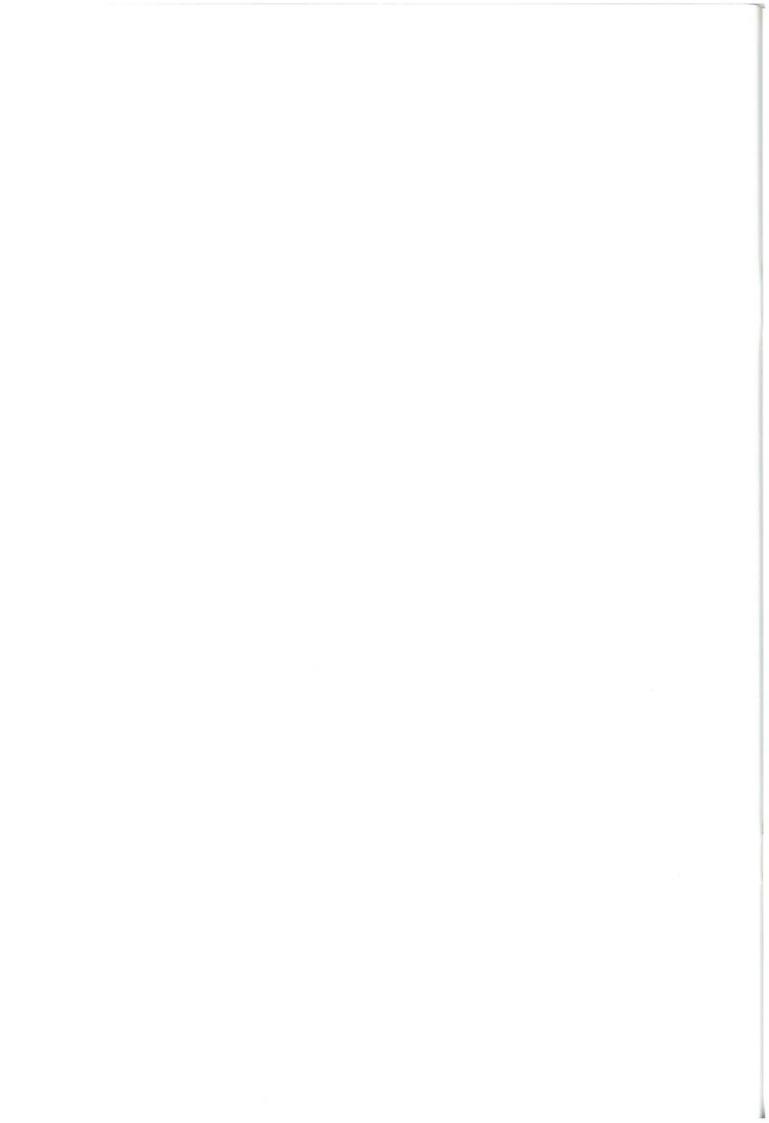
 X Reun. Geol. Oeste Peninsular, Bragança, Contribución Española, vol., com., 25.
- LAMARE, P. (1934).—"Carte géologique des Pyrénées Basques d'Espagne 1:200.000". Publ. en París.
- LAMARE, P. (1936).—"Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mém. Soc. Géol. de France, Vol. XII, 1 - 4, 463 pp.
- LAMARE, P. (1941).—''Remarques sur la structure du Pays Basque''. *Bull. Soc. Géol. de France*, 5, Vol. XI, pp. 97 112.
- LAMARE, P. (1952).—"La structure géologique des Pyrénées Basques". *Actas I Cong. Int. Est. Pirenaicos*, San Sebastián, I, pp. 18 - 44.
- LLANOS, H. (1980).—"Estudio geológico del borde sur del macizo de Cinco Villas. Transversal Huizi-Leiza (Navarra)". *Tesis de Licenciatura, Univ. de Bilbao,* 175 pp.

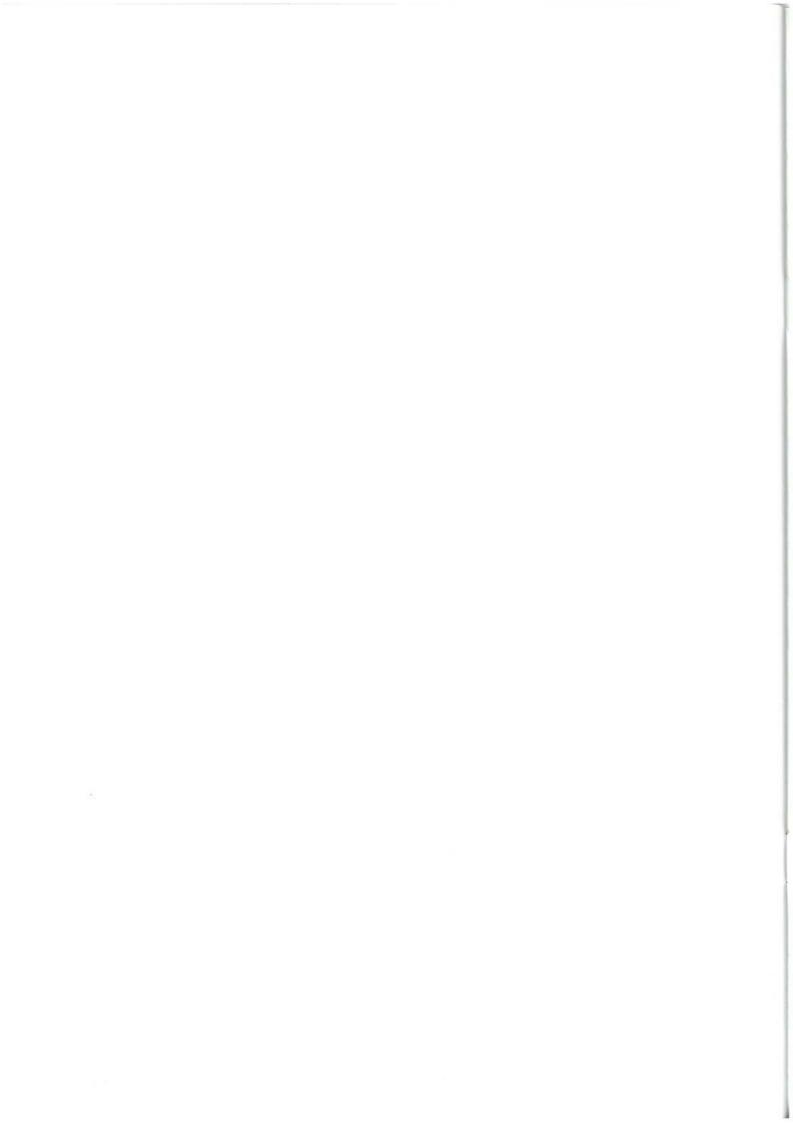
- LOSANTOS, M.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988).—
 ''Corte geológico cortical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la cordillera pirenaica''. *II Cong. Geol. de España (Granada)*, vol. simp., pp. 7 16.
- LUCAS, C. (1982).—"Estratigrafía y datos morfoestructurales sobre el Pérmico y Triásico de las fosas norte-pirenaicas. *Cuad. Geol. Es.* Vol. II, pp. 25 - 40.
- MARTINEZ-TORRES, L.M.; EGUILUZ, L.; RAMON-LLUCH, R.; LLANOS ACEBO, H. (1984).—''Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco''. I Congreso Español de Geología. Vol. III, pp. 207 217.
- MARTINEZ-TORRES, L.M.; CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L. y RAMON-LLUCH, R. (1988).—"Las vulcanitas jurásicas del Manto de los Mármoles (Pirineo Occidental)". III Coloquio Estrat. y Paleoestrat. Jurásico de España, Logroño, Vol. comun., pp. 66 68.
- MARTINEZ-TORRES, L.M.; MORALES, T.; RAMON-LLUCH, R. e IBARRA, V. (1988).—''Interferencia de plegamientos alpinos en el tercio occidental del Arco Vasco (Cuenca Vasca)''. *Geogaceta*, 5, pp. 5 6.
- MARTINEZ-TORRES, L.M. (1989).—"El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental): Geología estructural y evolución geodinámica". *Tesis doctoral Facultad Ciencias Univ. País Vasco*, 294 pp. Inéd.
- MATHEY, B. (1986).—"Les Flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques". *Tesis doctoral*. Univ. de Bourgogne, 403 pp.
- MEGIAS, A.G. (1988).—"La tectónica Pirenaica en relación con la evolución alpina del margen noribérico". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 3 4, pp. 365 372.

- MENDIA, M. (1987).—"Estudio petrológico de las rocas metamórficas prealpinas asociadas a la falla de Leiza (Navarra)". *Tesis de licenciatura, Univ. País Vasco,* 92 pp.
- MONTADERT, L. y WINNOCK, E. (1971).—
 "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". En "Hist. Struct. du Golfe de Gascogne". Ed. Technip. Paris, (VI. 14-1 VI. 14-18).
- 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 C. Cantábrica". I Congreso Español de Geología. Vol. I, pp. 53 65.
- PUJALTE, V.; MONGE, C. (1985).—"A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-Lower Cenomanian, Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain". 6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida.
- PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; ZAPATA, M. y GARCIA PORTERO, J. (1989).—"Influencia del eustatismo y la tectónica en la génesis de secuencias y macrosecuencias deposicionales del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca". XII Congreso Español de Sedimentología, Simposios.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Tesis doctoral*, Ed. CIEPSA, Madrid, 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, Vol. XVIII, 525 pp.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—"De la importancia de las fallas N 20 en la creación del golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del

- Arco Santanderino''. *I Congreso Español de Geología*. Vol. III, pp. 265 278.
- SEGURET, M.; DAIGNIERES, M. y EQUIPE PROFIL ECORS PYRENEES (1985).— "Coupes balancées d'échélle crustale des Pyrénnées". C.R. Acad. Sc. de Paris, 301, II, 5, pp. 341 346.
- SEGURET, M. y DAIGNIERES, M. (1986).—
 ''Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees, discussion''. *Techtonophysics*, 129, pp. 303 318.
- SIBSON, R.H. (1977).—"Fault rocks and fault mechanism". *J. Geol. Soc. London*, 133, pp. 191 213.
- SOLER Y JOSE, R. (1971).—"El Jurásico marino de la sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". Cuad. Geol. Ibérica, n.º 2, pp. 509 532.
- ---- (1972).—"Estudio geológico de la sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". *Bol. Geol. Min.* Vol. 82, pp. 406 - 428.
- ---- (1972).—"El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica

- oriental)". Bol. Geol. y Min. Vol. LXXXIII-IV. Año 1972, pp. 582 -594.
- SOLER, R.; LOPEZ VILCHES, J. y RIAZA, C. (1981).—"Petroleum Geology of the Bay of Biscay". En "Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe", Inst. of *Petroleum*, *Londres*, pp. 474 482.
- SOULA, J.C. y BESSIERE, G. (1980).—"Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees". *J. Struc. Geol.*, 2, 1 2, pp. 69 74.
- VOORT, H.B. (1964).—"Zun Flysch problem im den west pyrenäen". *Geol. Rundsch, 53*, pp. 220 233.
- WALGENWITZ, F. (1976).— "Etude pétrographique des roches intrusives triasiques, des écailles de socle profond et des gîtes de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre, Espagnole)". Thèse, Univ. Besançon, 172 pp.
- ZUAZO OSINAGA, J.A. (1986).—"Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berástegui". *Tesis de Licenciatura U.P.V.-E.H.U.* Inéd.





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

