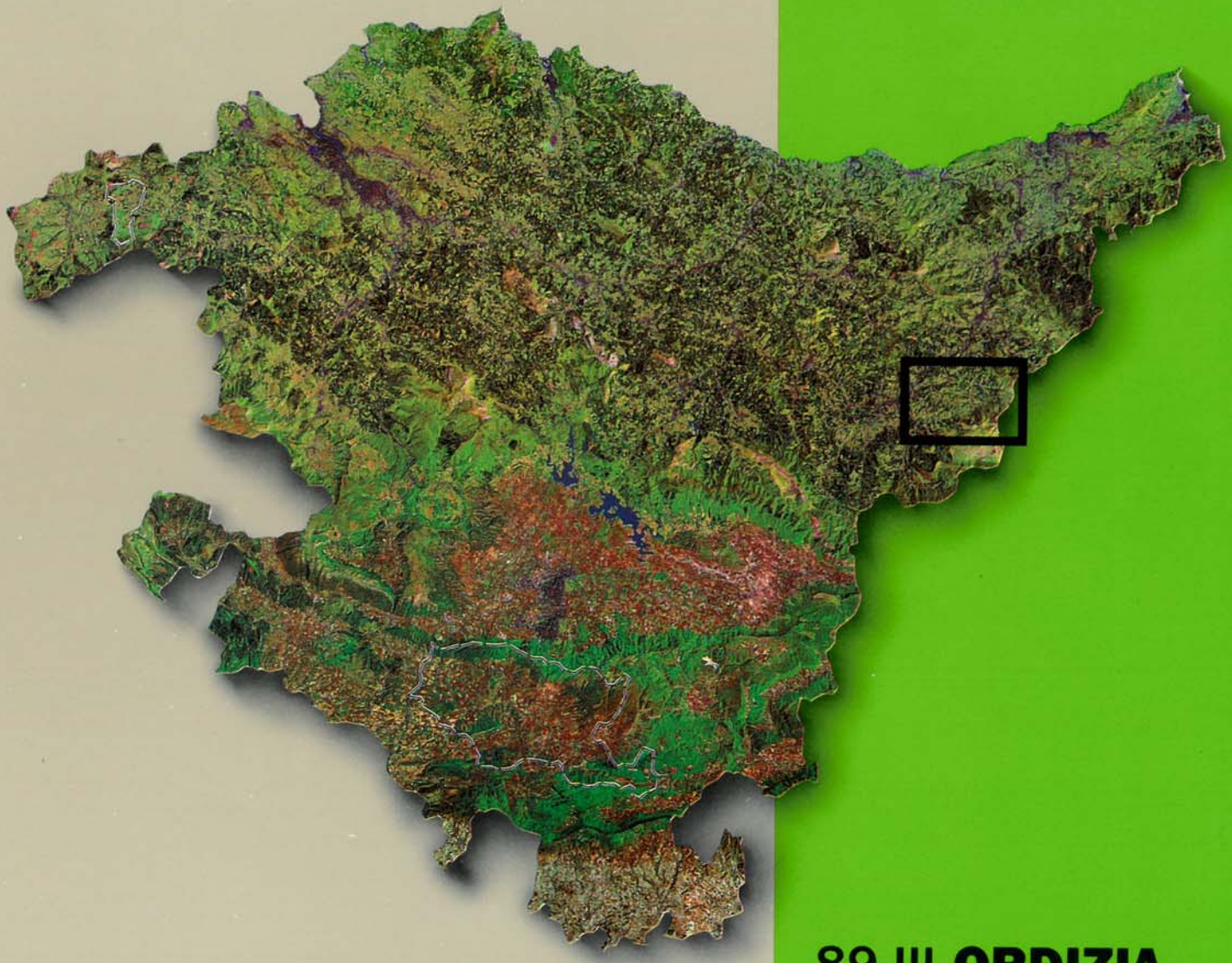
EVE

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa



89-III **ORDIZIA**

E: 1/25.000

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

89-III **ORDIZIA**

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-1166-92

I.S.B.N.: 84-88302-37-1

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

M. López-Horgue

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.

INDICE

Pàg.

1. **INTRODUCCION** 9

2. **ESTRATIGRAFIA** 11
   2.1. ***Unidad de Oiz*** 11
      2.1.1. Infralías - Lías calizo dolomítico (1) 11
      2.1.2. Lías margoso (2) 12
      2.1.3. Dogger (3 y 4) 12
      2.1.4. Malm I (5) 13
      2.1.5. Malm II (6) 14
      2.1.6. Jurásico terminal-Neocomiense (7) 14
      2.1.7. Facies de implantación urgoniana (8 a 11) 15
      2.1.8. Complejo Urgoniano (12 a 18) 15
      2.1.9. Complejo Supraurgoniano (19 a 21) 16
      2.1.10. Cenomaniense superior - Coniaciense (formación calcárea del Cretácico superior) (22 y 23) 17
   2.2. ***Unidad de Oiz. Sector de Leiza*** 18
      2.2.1. Complejo Urgoniano (24 a 26) 18
      2.2.2. Complejo Supraurgoniano (27) 18
   2.3. ***Cuaternario*** (28 a 32) 18

3. **SEDIMENTOLOGIA.** 21

4. **GEOLOGIA ESTRUCTURAL** 33

BIBLIOGRAFIA 37

1. INTRODUCCION

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

La totalidad del área se engloba en el territorio histórico de Gipuzkoa, excepto una pequeña fracción del margen sureste que corresponde a Navarra. Se incluyen como núcleos principales de población las localidades de Ordizia, Zaldibia, Amezketa, Abaltzisketa, Itsasondo, Orendain, Bedaio, Gainza, Alzama, Arama, Urdaneta y Baliarrain. Las principales cotas topográficas corresponden a los picos Txindoki (1342), Ganbo (1408), Artubi (1247), Larraone (1199), Gaztelu (906) y Troskaeta (811), incluidos todos ellos en la Sierra de Aralar, en la zona sur del área.

La principal corriente fluvial es el río Oria, el cual atraviesa el ángulo noroeste de la hoja; como tributarios del mismo y con cabecera en Aralar, los ríos Zaldibia, Garratxa y Amezketa, son asimismo importantes.

Desde el punto de vista geológico-regional, el cuadrante se incluye en la terminación occidental de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más exactamente en el extremo sureste del Sinclinorio de Bizkaia, zona donde se produce un cambio notable de las directrices regionales, configurándose el denominado Arco Vasco.

A excepción hecha de los materiales cuaternarios, la representación estratigráfica en la hoja está comprendida entre el Lías inferior y el Cretácico superior (Turoniense), afectando a todo ello una o varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-eocena), es decir, la Orogenia Alpina.

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 hay que citar los trabajos de P. FEUILLEE (1967), y la Tesis Doctoral de RAMIREZ 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. CAMPOS (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 Berastegui. 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 GIPUZKOA, así como por empresas de exploración minera o de petróleo, como EXMINESA, CIEPSA, ENPENSA, etc...

2. ESTRATIGRAFIA

En el cuadrante de Ordizia afloran materiales con edades comprendidas entre el Lías inferior y el Cenomaniense-Turoniense. En base a la disposición estructural de los mismos, se les ha dividido en dos conjuntos de carácter propio: la Unidad de Oiz, que engloba los materiales aflorantes en la mayor parte del cuadrante, afectados por el frente cabalgante de la falla de Aralar, y el Sector de Leiza que, aunque perteneciente a la misma Unidad, posee un metamorfismo pre-Cenomaniense de grado bajo asociado a la zona de fractura de Leiza. Los materiales incluidos en este último conjunto afloran en el ángulo noreste de la hoja y presentan menos rasgos metamórficos que sus correlativos de la zona de Tolosa.

2.1. UNIDAD DE OIZ

Ocupa la casi totalidad de la hoja, exceptuando la pequeña porción noreste correspondiente al sector de Leiza. Engloba materiales cuyas edades están comprendidas entre el Lías inferior y el Cenomaniense-Turoniense.

2.1.1. Infralías-Lías calizo dolomítico (1)

Aflora en la parte sur de la hoja, constituyendo el núcleo del frente cabalgante de la Sierra de Aralar. Se encuentra plegado, limitándose al Norte por contactos mecánicos sobre series de menor edad, no observándose su parte basal y presentando frecuentemente capas invertidas.

El corte aflorante en el margen izquierdo del barranco de Arritzaga puede servir como característico para definir los distintos tramos distinguidos.

La serie comienza con dolomías de aspecto masivo, en ocasiones carniolares, con huecos de tamaño centimétrico "amigdaloides" debidos a la disolución de yeso; también se pueden observar brechas calizas, generalmente intraformacionales, originadas por colapso debido a la alta porosidad carniolar. La base de este término no llega a aflorar, pudiendo atribuirle una edad Hettangiense inferior correlacionándolo con cortes de cuadrantes próximos (Tolosa, Villabona, etc...).

A continuación se distingue un tránsito de las carniolas a dolomías con estratificación mejor definida, en bancos decimétricos a métricos. Consta de carniolas, calizas dolomíticas y dolomías con fina laminación paralela de origen algal-estromatolítico. Los fósiles, al igual que en el tramo anterior, son muy escasos o están ausentes, presentándose muy recristalizados (pequeños bivalvos y gasterópodos). En ocasiones, se pueden observar granos con envueltas oolíticas, suponiendo las primeras manifestaciones de lo que posteriormente van a ser niveles de calizas oolíticas generalmente

recristalizadas. Se presentan con tonos claros y en bancos decimétricos, alternantes con calizas tableadas azoicas y algún nivel calizo de origen algal. Asimismo están presentes finos tapices margosos, los cuales se hacen más importantes hacia techo, representando un tránsito hacia facies netamente margosas-margocalcáreas.

La disposición estructural de los afloramientos del Lías calizo dolomítico dificulta su observación y la distinción de los diferentes tramos, así como la estimación de su potencia, la cual puede ser para todo el conjunto de unos 200 metros.

El techo de la serie puede situarse en el Sinemuriense inferior, en base a su posición estratigráfica.

En conjunto, el tipo de facies indica un medio marino somero restringido, con áreas más salinas donde precipitarían las sales (yesos) y se originarían superficies algales ("algal-mats"), y áreas con mejor circulación de aguas e incluso cierto agitamiento, condiciones necesarias para la producción de oolitos.

2.1.2. **Lías margoso** (2)

Aflora al Sur de la hoja, en pleno corazón del Aralar guipuzcoano, concordantemente sobre el Lías calizo dolomítico. A pesar de ofrecer una amplia representación areal, sus afloramientos se encuentran muy cubiertos por pastizales, lo que impide una mejor observación.

Se trata de margas gris-azuladas que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas y margocalizas.

Los términos más carbonatados se disponen en niveles de orden decimétrico, ofreciendo, los tramos básicamente margosos, un aspecto esquistoso.

Su parte basal ofrece un contacto gradual con el Lías inferior, adquiriendo carácter margoso rápidamente.

En conjunto, todo el tramo representa una secuencia de descontaminación en terrígenos, adquiriendo hacia techo un carácter eminentemente calcáreo en tránsito gradual hacia las calizas del Dogger.

El contenido paleontológico es rico y variado, pudiéndose encontrar abundante fauna de ammonites, belemnites, braquiópodos, bivalvos, briozoos, crinoides y esponjas. Microscópicamente pueden clasificarse como biomicritas y biolititas. Asimismo se observa un relativamente alto contenido en microfilamentos.

La edad, en base a biozonaciones de ammonites, puede definirse como Sinemuriense-Toarciense superior (BULARD *et al.*, 1979).

La potencia observada oscila entre los 250-260 metros.

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

El mejor punto de observación se localiza en los márgenes del barranco de Arritzaga.

2.1.3. **Dogger** (3 y 4)

Está ampliamente representado en los afloramientos de la zona sur de la hoja, "rodeando" concordantemente los tramos infrayacentes. Aflora también en una pequeña escama del frente cabalgante, así como en parte del autóctono relativo.

Está constituido esencialmente por calizas en niveles de orden decimétrico a métrico, muy continuos lateralmente, con intercalaciones finas o de orden centimétrico de margas y margocalizas **(3).** Los contactos entre las distintas li-

tologías pueden ser graduales a netos, pudiéndose observar incluso variaciones laterales entre términos calcáreos más o menos contaminados en terrígenos.

A nivel de microscopio corresponden a litologías "mudstone"-"wackestone" ricas en fósiles de ammonites, belemnites, braquiópodos, bivalvos, etc., muy representativas en la parte centro-occidental de Aralar. En la zona oriental aparecen también "grainstones" de tamaño de grano medio, muy ricos en fracción bioclástica y con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, destacando la presencia de fragmentos de equínidos. Hacia techo en la serie se observa la presencia de contenido terrígeno limoso, en ocasiones arenoso, el cual va siendo cada vez más importante, pudiendo llegar a generarse niveles de areniscas calcáreas **(4)** y más localmente conglomerados, ambos con estructuras canaliformes incipientes y acuñamientos laterales rápidos.

Asociadas a estas capas aparecen dolomitizaciones que nunca sobrepasan el metro de potencia, presentando una morfología estratoligada; también se observan en la zona oriental, donde no aparece, sin embargo, material siliciclástico. También se encuentran silicificaciones irregulares dispersas hacia techo de toda la unidad.

En conjunto se puede hablar de un medio de plataforma somera abierta que experimenta una somerización en la zona oriental y la influencia de un dispositivo siliciclástico incipiente en un área de surco relativo (zona centro-occidental). La dolomitización, generada en una altura estratigráfica determinada y asociada a ciertas litologías, pudo haberse formado por un mecanismo de mezcla de aguas.

La potencia máxima observada oscila alrededor de los 250 metros, pudiendo llegar a ser algo menor hacia el Este.

En toda la Sierra de Aralar se observan buenos afloramientos, siendo los más ilustrativos los del barranco de Arritzaga y prados de Arrubi.

La edad definida para este episodio se sitúa entre el Bajociense medio y el Calloviense medio (BULARD *et al.*, 1979).

2.1.4. **Malm I** (5)

Aflora como una banda de dirección suroeste-noreste en la zona central sur de la hoja, dispuesta como suprayacente de las calizas del Dogger.

Consta de litologías variadas, oscilando entre términos puramente terrígenos, tales como areniscas calcáreas y margas arenosas, y términos carbonatados, como calizas arenosas, calizas conglomeráticas y calizas arcillosas **(5).**

La serie comienza con areniscas calcáreas de grano medio alternantes con calizas arenosas, en bancos de orden decimétrico; a veces se observan laminaciones cruzadas. A continuación se observa un aumento del tamaño de grano de los terrígenos y un incremento de la fracción carbonatada, originándose así litologías mixtas como calizas arenosas (ricas en micas) y calizas conglomeráticas (cantos generalmente de cuarzo, de hasta 5-10 centímetros de diámetro). En cuanto a microfacies, se distinguen texturas oolíticas y cementaciones en medios freáticos o vadosos. La serie termina con calizas arenosas y areniscas sucias, observándose globalmente una tendencia vertical a la descontaminación en terrígenos.

En conjunto se aprecia un acuñamiento de la serie hacia el Este, desapareciendo en la zona del frente cabalgante, pudiéndose observar oscilaciones de potencia entre los 150 metros y unos 90-100 metros como máximo en el afloramiento más oriental.

Ambientalmente corresponden a un medio marino somero de plataforma mixta terrígeno-carbonatada donde se pudieron generar ciclos de somerización relativa. Se conservaría el carácter de surco relativo iniciado en el Dogger.

Se puede atribuir a este término una edad Oxfordiense-Kimmeridgiense, en base a criterios estratigráficos y de facies.

El mejor punto de observación se localiza en el paraje de Arranzao.

2.1.5. **Malm II** (6)

Aflora concordantemente sobre el Malm I, en la zona sur central del área de estudio. Suele definir resaltes topográficos en relación con los materiales circundantes.

Está representado este tramo por calizas de tonos claros que de muro a techo evolucionan hacia términos cada vez más micríticos, pudiéndose distinguir calizas algo arenosas a muro, calizas esparíticas ("grainstone", bioclastos, oolitos) y calizas micríticas **(6),** en bancos generalmente de orden métrico y aspecto masivo hacia techo. Hacia muro se pueden distinguir abundantes restos de crinoides y bivalvos, siendo muy escasos hacia techo. El tramo se encuentra bastante recristalizado, sobre todo en la mitad superior.

El techo de este tramo está afectado por la discordancia kimmérica, pudiendo faltar algo de serie sobre la total máxima observada de unos 40 metros, lo que hace que no aparezca en la zona oriental de Aralar, donde debió producirse una erosión total o no depósito.

La edad atribuida es, por tanto, Kimmeridgiense.

El medio de depósito deducido es el de una plataforma marina somera carbonatada en la que se dan ciclos de somerización y desarrollo de facies energéticas, dentro de una tendencia de descontaminación en terrígenos.

El mejor punto de observación se sitúa en las inmediaciones del paraje de Arranzao.

2.1.6. **Jurásico terminal-Neocomiense** (7)

Aflora en la zona central sur de la hoja. Constituye un episodio sedimentario representado por materiales de tendencia regresiva que se sitúan a techo del Jurásico marino y que preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana".

Se dispone suprayacentemente a la discordancia kimmérica, comenzando en la zona con la deposición de conglomerados silíceos y areniscas microconglomeráticas que incluyen cantos carbonatados, producto de la erosión del infrayacente. Su potencia no sobrepasa los 15 metros.

Posteriormente se desarrolla una serie, de unos 250 metros de potencia máxima, de calizas de tonos negruzcos bien estratificadas en bancos de hasta 1 metro de potencia, ricas en serpúlidos y bivalvos, alternando con margas negras y lutitas y algún nivel de brechas calizas intraformacionales. Son asimismo frecuentes pequeños niveles centimétricos de lumaquelas de bivalvos.

En la zona suroriental de la hoja se disponen directamente sobre los materiales calizos del Dogger, faltando los términos del Malm; no se llega a verificar perfectamente la discordancia kimmérica, aunque sí se observa un acuñamiento en sentido este, observándose potencias de menos de 100 metros en total.

El medio sedimentario sugerido podría ser el de áreas continentales con influencia marina, dentro de un sistema generalizado de transición.

El techo de este episodio podría datarse como Barremiense.

Un corte significativo se puede observar en el camino que sube de Gaztelu a Arranzao.

2.1.7. **Facies de implantación urgoniana** (8 a 11)

Se incluye bajo este término una serie de materiales que preceden a la instalación de calizas de facies arrecifal y/o pararrecifal, y que se sitúan por encima de las calizas negruzcas ricas en serpúlidos. No obstante, litologías asimiladas al intervalo Neocomiense pueden desarrollarse en este grupo litológico pre-urgoniano, observándose además un tránsito gradual entre ambos.

En la base son frecuentes las areniscas **(9),** de grano fino a medio, micáceas y versicolores (tonos rojizos), que suelen alternar con lutitas y limos. Definen lentes que se acuñan en tránsito a lutitas y margas. Estas areniscas hacia techo van adquiriendo carácter más marino, presentando fósiles de equínidos y bivalvos. También pueden equivaler lateralmente a calizas con ostreidos **(10),** generalmente arcillosas, en bancos de orden decimétrico, agrupadas en secuencias de descontaminación en terrígenos, sobre todo hacia techo de la unidad. Estas litologías se relacionan a su vez lateralmente con margas arenosas y areniscas sucias **(8),** materiales predominantes en todo el intervalo, y que suelen presentarse muy alterados y con una esquistosidad muy desarrollada. Su contenido fósil es relativamente rico, siendo muy frecuentes los equínidos y los ammonites del género *Deshayesites* (RAT, 1959). No se observa claramente la estratificación.

En el sector sur y hacia techo del tramo, se desarrolla un pequeño parche de calizas con rudistas **(11),** con variaciones laterales y en la vertical a margas y calizas arcillosas; supone el primer episodio de implantación de facies arrecifales en el área.

La potencia total del intervalo varía de Este a Oeste, siendo el área occidental la que acoge mayores espesores (variaciones de 700 a 150 metros). Se le atribuye una edad Barremiense-Aptiense inferior en base a criterios estratigráficos y de facies.

El medio sedimentario general atribuido es el de una plataforma restringida de transición que evoluciona a una plataforma marina somera influenciada por aportes siliciclásticos y de carácter abierto.

El punto de observación más característico se sitúa en las inmediaciones del pico Gaztelu.

2.1.8. **Complejo Urgoniano** (12 a 18)

Bajo este epígrafe se incluye una serie de litologías cuyo componente más característico lo constituyen las calizas micríticas de plataforma con rudistas y corales (RAT, 1959; G.ª MONDEJAR, 1979). El Urgoniano engloba diversos ambientes sedimentarios, desde sistemas deltaicos a cuencas intraplataforma, que se desarrollaron en una edad comprendida entre el Aptiense inferior y el Albiense medio y superior.

En la hoja de Ordizia, en el Aptiense inferior (parte alta) se desarrolló una amplia plataforma carbonatada compuesta básicamente por facies micríticas con rudistas y corales **(12),** en bancos de orden métrico o masivos. La implantación tuvo lugar mediante una descontaminación en terrígenos generalizada, pero diacrónica, y una ganancia en carbonato cálcico progresiva. No obstante, hubo zonas con desarrollo de facies arenosas y margosas **(14)** generadas en áreas de interrupción de la plataforma carbonatada en tránsito lateral a la misma ("pasillos de canalización" de aportes terrígenos), y pequeñas zonas de cuenca intraplataforma, con desarrollo de margas y calcarenitas (niveles de orden decimétrico en ambos casos).

Un hundimiento generalizado de la plataforma provocó la inhibición de las facies con rudistas en el sector occidental, siguiendo un desarrollo más o menos continuo de las calizas de plataforma en el sector oriental. Esto condujo a la génesis de un modelo de plataforma-cuenca con desarrollo de un margen arrecifal. En plataforma continuaba la producción de facies micríticas **(13),** mientras que en cuenca se depositaban margas y margocalizas **(15),** o bien margocalizas y calizas margosas **(16),** en un medio relativamente más subsidente.

Hacia techo se localizan, bien en el margen de plataforma **(18)** o en zonas distales **(17),** episodios de resedimentación carbonatada compuestos por ortobrechas, parabrechas y calcarenitas, en bancos de 1 metro de potencia máxima. El tamaño de los cantos oscila entre 2 mm y 1,5 cm y la matriz es fundamentalmente lutítica.

En cuanto a microfacies, las facies de plataforma presentan términos "wackestone" a "packstone" ricos en rudistas, corales, orbitolínidos, miliólidos, algas calcáreas, gasterópodos, ostreidos y equínidos; las areniscas asociadas en tránsito lateral son generalmente grauvacas; las facies de cuenca presentan texturas generalmente fangosoportadas con corales o restos de microfauna bentónica, a excepción hecha de los episodios de resedimentación, donde abundan los "grainstones" bioclásticos.

La potencia total del episodio urgoniano es de unos 1500 metros experimentando una ligera disminución de la misma hacia la zona oriental (plataforma).

Los mejores afloramientos se localizan en los cortes de la pista de Zaldibia a Gaztelu (facies de cuenca), en el camino de Larraitz a Txindoki (facies de margen de plataforma y tránsito) y en la senda de Iparno a Buruntzusin (plataforma).

2.1.9. **Complejo Supraurgoniano** (19 a 21)

Aflora en la parte centro-occidental de la hoja en las inmediaciones de la localidad de Lazkao. Se han diferenciado tres términos cartográficos:

— Limolitas micáceas negras (a techo calcáreas) con intercalaciones de arenisca **(20).** Se trata del término que más ampliamente aflora, sufriendo una significativa variación de Sur a Norte. Así en el sector norte la litología dominante está constituida por limolitas calcáreas y margas limosas gris oscuro a negras, masivas o con una típica disyunción en nódulos compactos. Intercalados en esta serie margo-limosa aparecen niveles delgados de areniscas con cemento calcáreo y con estructuras internas referibles a episodios de tormentas. Estas facies son atribuibles a los términos de la formación Zufía del vecino cuadrante de Beasain (88-IV). En determinados niveles son frecuentes las acumulaciones de septarias y nódulos sideritizados, y llegan a constituir un nivel de referencia hacia la base del tramo (término **21).**

— Hacia el Sur, de forma gradual, las lutitas negras tienen más componente limoso y arenoso (cuarzo, feldespato y moscovita principalmente). Normalmente son bastante masivas, aunque también pueden presentar una fina laminación discontinua. Presentan intercalaciones esporádicas de areniscas de grano muy fino. También son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según la S_0, así como una alteración supergénica denominada "disyunción en capas de cebolla". Asimismo es frecuente encontrar areniscas silíceas estratificadas en bancos potentes **(19)** que alternan con pasadas finas de lutitas negras y se agrupan en paquetes de 15-20 metros de potencia. Constan de niveles de orden decimétrico a métrico, en los que destaca la presencia de abundante fracción micácea. Son también frecuentes los restos vegetales y cantos blandos en la base. Como estructuras sedimentarias más abundantes aparecen laminaciones paralela y

cruzada de surco, y a techo de secuencias de carácter negativo, "ripples" de oleaje.

Estos afloramientos situados al Sur son asimilables a la formación Balmaseda, presentando un tránsito gradual hacia techo a la formación Zufía.

El medio de depósito sugerido en conjunto para los materiales del Supraurgoniano es el de una plataforma siliciclástica, alimentada por aportes deltáicos, que evoluciona a una somerización relativa (plataforma con interdistribuidores).

Los mejores puntos de observación se localizan en las pistas forestales de los alrededores de Lazkao y en el río Agauntza.

Se le atribuye una edad Albiense superior-Cenomaniense inferior en base a criterios estratigráficos y de facies.

La potencia total de Supraurgoniano, teniendo en cuenta que no se observa el techo por contacto mecánico, puede estimarse en unos 2.000 metros.

2.1.10. **Cenomaniense superior-Coniaciense (formación calcárea del Cretácico superior)** (22 y 23)

Aflora ampliamente en la mitad norte del cuadrante.

Se trata de un conjunto de margas y margocalizas **(22)** gris azuladas (blanquecinas en color de alteración) con aspecto astilloso, masivas o mal estratificadas, que intercalan esporádicos niveles (localmente más frecuentes) de calizas arenosas, calizas y en ocasiones brechas en bancos centi-decimétricos.

En el extremo noroeste del cuadrante se ha cartografiado dentro de estos materiales un cuerpo ígneo, de naturaleza básica **(23).** Se trata de una roca microgranuda de color gris verdoso, con abundantes minerales melanocráticos (biotita, piroxenos y anfíboles principalmente) y feldespato y plagioclasas como leucocratos. Presenta una potencia reducida (inferior a 10 metros) y se dispone paralelo a la estratificación ("sill").

En el sector este, el conjunto margoso se apoya, en ocasiones de forma discordante, sobre los materiales supraurgonianos. En los sectores suroeste y sureste contacta de forma mecánica con los materiales del Supraurgoniano mediante las fallas de Anguiozar-Olaberría y la falla inversa de Aralar, respectivamente.

Los niveles de calizas arenosas intercalados en la serie exhiben secuencias de turbiditas distales.

En estudios realizados en estos mismos materiales (cuadrante de Zumárraga, 88-II) se ha observado la siguiente fauna: *Orbitolina (O.) concava* (LAM.), *Orbitolina (O.) cf. conica* (d'ARCH.), *Praorhapydionina, Tritaxia* y *Ophthalmidium,* lo que indica una edad Cenomaniense. En las muestras más altas se han reconocido *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana (M.)* aff. *coronata* (BOLLI), *Minouxia, Tritaxia, Spiroplectammina, Marssonella, Haplophragmoides, Glomospira, Ophthalmidium, Lenticulina (Robulus), Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Accordiella conica* (FARINACCI), restos de equinodermos y briozoos. Esta asociación indica una edad Coniaciense que en algún caso podría llegar al Santoniense.

La potencia de estos materiales es muy difícil de precisar, ya que no aflora el techo de los mismos. No obstante, por datos cartográficos, se puede deducir que ésta es superior a los 1.500 metros.

Son muchos los puntos en los que se puede observar estos materiales en el cuadrante. No obstante, los mejores se encuentran en los taludes de las carreteras que dan acceso a

los barrios de Baliarrain y Alzagárate. También presentan buenos afloramientos algunos cortes de las carreteras Alegría de Oria-Amezketa y N-I.

12.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE LEIZA

Está representada en el extremo noreste del cuadrante. Este sector se ha diferenciado de la Unidad de Oiz propiamente dicha, debido a que en el cuadrante de Tolosa (89-I) los materiales situados al Sur de la falla de Leiza tienen como característica común una deformación pre-cenomaniense, ligada al accidente anteriormente citado. Esta decrece paulatinamente hacia el Sur y Oeste, llegando a no diferenciarse en este cuadrante de la deformación sufrida por los materiales post-cenomanienses. No obstante y debido a la edad de la deformación, se ha considerado el límite sur de este sector en el contacto entre los materiales del Supraurgoniano y la formación calcárea del Cretácico superior.

2.2.1. **Complejo Urgoniano** (24 a 26)

Aflora en el extremo noreste del cuadrante.

El término más representativo está constituido por un conjunto de calizas micríticas de color gris, bioclásticas, masivas o mal estratificadas **(24).**

Entre la fauna observada "de visu" destacan los rudistas, los corales (ramosos y tabulares) y las orbitolinas.

A techo y en cambio lateral aparece un conjunto de limolitas calcáreas y margas **(25)**, masivas o mal estratificadas, que en ocasiones intercalan pequeñas barras de calizas micríticas estratificadas **(26).**

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la pista que va de Bedaio al paraje de Pauluze.

2.2.2. **Complejo Supraurgoniano** (27)

Aflora al Noreste del cuadrante. Está constituido por un conjunto de lutitas y limolitas calcáreas negras, esquistosadas y con abundante moscovita, que intercalan en proporción variable niveles de areniscas silíceas de grano medio, en ocasiones grueso a muy grueso, estratificadas en bancos de 20 a 60 centímetros. Estos materiales presentan características similares a la denominada formación Zufía.

Los niveles de areniscas presentan, como estructuras más abundantes, granoclasificación, "ripples", laminación paralela y ondulada, así como laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Estas estructuras corresponden a facies más someras.

A muro, estos materiales se apoyan indistintamente sobre las calizas o sobre las limolitas calcáreas y margas del Urgoniano. En el primero de los casos el contacto es discordante, fosilizando un paleokarst. En el segundo, el contacto es gradual y difícil de definir.

A techo, el contacto con la formación margosa del Cretácico superior es difícil de precisar. Como criterio cartográfico se ha tomado las primeras apariciones de areniscas con las estructuras anteriormente citadas como factor diagnóstico de las facies supraurgonianas.

La potencia varía fuertemente del Norte, donde no supera los cincuenta metros, al Este donde alcanza varios centenares de metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la pista que parte de Bedaio al paraje de Pauluze.

2.3. **CUATERNARIO** (28 a 32)

Recubriendo discordantemente diversas zonas del área aparece una variada representación de depósitos post-orogénicos de edad cuaternaria.

Se han distinguido los siguientes términos:

— Morrenas **(28).** Se trata de un depósito residual originado en glaciaciones antiguas. Está formado en conjunto por facies con textura "mud-supported". Son parabrechas polimícticas (cantos calizos y areniscosos principalmente) y heterométricas (hasta tamaño bloque), con matriz de limos y arcillas, en parte arenosas. No se observan estructuras internas. Se les atribuye una edad pleistocena (glaciación Würmiense) y se disponen sobre materiales del Barremiense-Aptiense, en el margen derecho del arroyo de Arritzaga, cerca del paraje de Buruntzusin.

— Bloques deslizados **(29).** Son depósitos constituidos por bloques de caliza urgoniana de hasta casi 1 kilómetro de dimensión máxima, localizados al Norte de la falla inversa de Aralar en zonas de fuertes pendientes y asociados a coluviones calcáreos (parte centro-oriental de la hoja), generados por deslizamiento gravitacional. La mejor zona de observación se encuentra en las inmediaciones de la localidad de Bedaio.

— Depósitos aluviales **(30).** Están compuestos por gravas y arenas de naturaleza variada, con cierta fracción arcillosa. Se localizan en los márgenes de los principales cursos fluviales, tales como los ríos Agauntza, Zaldibia y Oria, y presentan espesores que oscilan entre unos centímetros y 6-7 metros.

— Terrazas colgadas **(31).** Son materiales de origen fluvial de naturaleza similar a los anteriores, localizados en cotas de antigua acción fluvial, formando dos pequeñas masas confinadas en los alrededores de la localidad de Lazkao.

— Coluviales **(32).** Se trata de depósitos originados por el desmantelamiento de los fuertes relieves de calizas urgonianas, generados en la zona de fallamiento inverso del área nororiental de la Sierra de Aralar; también se localizan en otros puntos de menor relieve, pero con menor entidad. Están compuestos por cantos angulosos de caliza de carácter heterométrico, con apenas matriz arcillosa (textura "clast-supported"). En algunos puntos poseen un cemento de calcita "drusy" rodeando los cantos y de muy escaso grosor. Pueden constituir depósitos de hasta 25 metros de espesor. Un buen punto de observación se localiza en los alrededores de la localidad de Bedaio, donde se encuentran asociados a bloques deslizados.

3. SEDIMENTOLOGIA

En este apartado se trata de ofrecer una visión sencilla y resumida de la evolución que ofrecieron los distintos sistemas sedimentarios desarrollados en este cuadrante, tanto arealmente como a lo largo de un período de tiempo comprendido entre el Lías inferior y el Cenomaniense-Turoniense, y teniendo en cuenta los diversos factores estructurales y sedimentológicos acaecidos en la zona de estudio.

Los materiales más antiguos representados en la hoja son los correspondientes al episodio del **Jurásico marino.** Estos materiales se han dividido (de acuerdo con las ideas de SOLER y JOSE, 1972) en cinco términos con significados litológico y de facies propios. Estos son, de muro a techo:

1.— Infralías-Lías calizo dolomítico. El depósito de estos materiales corresponde a un medio inter-supramareal (carniolas generadas por disolución de evaporitas, laminaciones algales, lechos de tormenta, brechas de cantos planos, niveles oolíticos, etc.) o de plataforma muy somera. Son frecuentes los ciclos de somerización, aunque de modo global ofrece una secuencia de profundización relativa.

2.— Lías margoso. Supone la culminación del episodio transgresivo iniciado a techo del tramo anterior. Se definen claramente condiciones de plataforma marina abierta (abundancia de fauna nectónica, como belemnites y ammonites).

Ambos episodios, de potencias relativamente similares, no ofrecen variaciones laterales acusadas de las mismas, ni tampoco cambios en las facies, presentándose como episodios expansivos y generalizados.

3.— Dogger. Se mantienen casi totalmente las condiciones de plataforma marina abierta, pero se empiezan a generar hacia techo depósitos siliciclásticos, dolomitizaciones estratoligadas y facies carbonatadas bioclásticas con estratificaciones cruzadas, indicativo todo ello de una somerización relativa y de una incipiente influencia continental.

Las estratificaciones cruzadas planares a media escala (atribuidas a progradaciones de barras y "shoals") son más frecuentes en la zona este de la Sierra de Aralar, vislumbrándose ya una zona de alto relativo.

4.— Malm I. Representa una etapa regresiva ya preludiada en el Dogger. Algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre estos dos términos, la cual pasa desapercibida en la cubeta recién generada del área oeste de Aralar, zona donde se encuentra un mayor desarrollo de este

tramo, el cual llega a acuñarse hacia la zona este, donde ya se definía un posible umbral en el episodio anterior. Es por tanto un episodio definido en una paleogeografía de surcos y altos relativos, aunque dentro de un contexto de plataforma somera con influencias continentales siliciclásticas.

5.— Malm II. Corresponde al desarrollo de facies calizas de plataforma somera en la que se pierde progresivamente la influencia siliciclástica y se llega al máximo del ciclo de somerización antes iniciado (barras oolíticas a techo). No presenta variaciones de espesor importantes, si bien no aparece en el sector oriental de Aralar, aunque esto puede ser debido a la erosión sufrida en su parte superior, debido a los efectos producidos por la fase Kimmérica de la Orogenia Alpina.

En resumen, el Jurásico inferior y medio (Jurásico marino) se caracteriza por una escasa actividad orogénica y subsidencia débil, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas.

A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culmina al final del Kimmeridgiense con la emersión de ciertos sectores.

Se configura asimismo un dispositivo paleogeográfico estructurado en altos relativos y cubetas subsidentes, controlado por accidentes de zócalo y, probablemente, diapirismo. Las cubetas contienen las series más completas y no presentan interrupción sedimentaria aparente. En los altos o umbrales aparecen series más reducidas o ausencia de ciertos términos (acentuaciones de la morfología y posible emersión; ver figura 3.1).

En el sector oeste de Aralar se localizan importantes series terrígenas (zonas de cubetas o surcos), cuya área fuente pudo situarse hacia partes más occidentales, pues hacia el Este no aparecen las facies más groseras.

Asimismo, los máximos espesores se encuentran en el área occidental de la Sierra de Aralar, corroborando la existencia de un surco relativo subsidente.

En Aralar, los movimientos kimméricos posibilitan la erosión de parte del Jurásico marino y la creación de una discordancia de validez regional, la cual a pequeña escala llega a ser una paraconformidad. Así posteriormente a ella, se generan facies resedimentadas de carácter mixto detrítico-carbonatado, las cuales se disponen sobre términos del Malm marino, suponiendo su acuñamiento en sentido este y por tanto, el mantenimiento residual de la cubeta de la zona occidental. Posteriormente, un conjunto expansivo de facies inter-submareales llega a generarse bien sobre el episodio anterior o sobre la discordancia kimmérica. Se trata de un tramo de características de transición continental-marina (laminaciones algales, lumaquelas de lamelibranquios, brechas intraformacionales, superficies de condensación,...) donde son frecuentes las secuencias de somerización (así la litología dominante llega a ser la caliza de serpúlidos). Este episodio se puede decir que "fosiliza" las morfologías previas, aunque llega a tener variaciones laterales de espesor de cierta importancia (275 metros al Oeste y 170 metros al Este) que indican la continuación de la subsidencia diferencial comenzada en episodios anteriores (cubeta de Aralar, parte occidental). Se le atribuye una edad **Jurásico terminal-Neocomiense.**

Posteriormente, un episodio terrígeno de notable importancia se genera sobre las calizas de sérpulas indicando un claro cambio de condiciones. Este episodio, que pudo dar comienzo en el **Neocomiense alto-Barremiense inferior,** hace su aparición con el depósito de una serie areniscoso-lutítica de tonos rojizos y versicolores que representa una regresión ge-

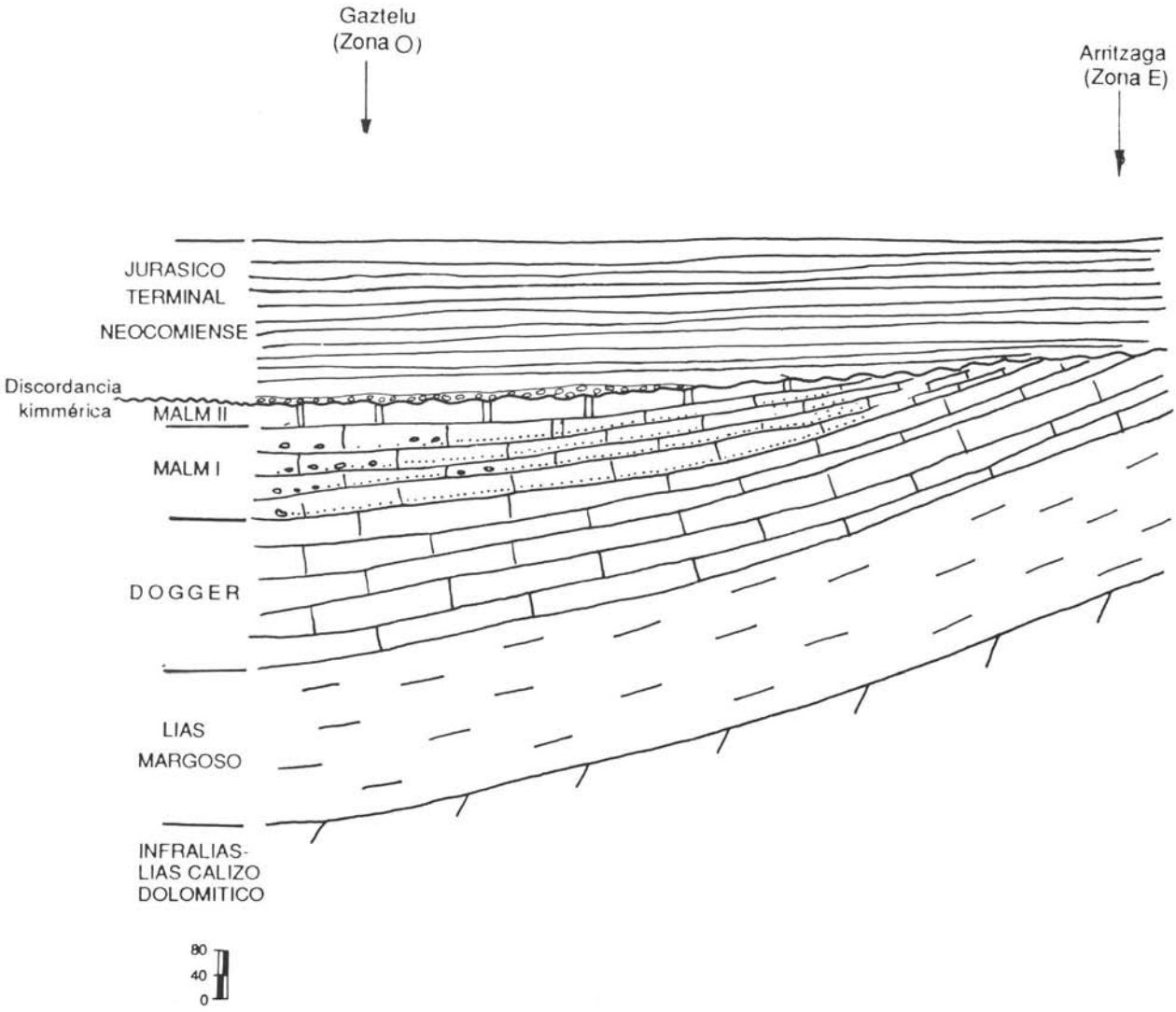


Figura 3.1.—Panel de distribución de facies para el Jurásico marino-Neocomiense del Norte de Aralar. Nótese la variación de potencias (creación de la cubeta subsidente en el Dogger y la zona oriental del paleoalto) y la falta de ciertos tramos por la erosión kimmérica. Sin escala horizontal.

neralizada sobre el área con cambio a condiciones netamente continentales. Este episodio ofrece mayores espesores en la zona oeste, allí donde queda definida una mayor subsidencia, no llegando a desaparecer en el sector nororiental de Aralar.

Paulatinamente se van instaurando condiciones que indican una mayor influencia marina, comenzando así una transgresión generalizada en el área. La influencia terrígena es casi absoluta hasta el Aptiense inferior-medio, definiéndose un medio de plataforma marina somera abierta (presencia de fauna nectónica), con zonas quizás más restringidas o sin apenas corrientes (con o sin carga de terrígenos) donde se podrían generar pequeños episodios de calizas ricas en ostreidos y otros lamelibranquios, los cuales son más importantes hacia techo, definiendo un tránsito relativamente gradual a facies carbonatadas bioconstruidas.

En general, este tramo terrígeno comenzado en el Neocomiense alto representa un ciclo transgresivo en un área donde se define ya una zona con gran subsidencia al Oeste y un paleoalto relativo al Este, manteniéndose, pero de manera más acusada, el esquema paleogeográfico definido en el Jurásico medio.

Este esquema sedimentario de altos y surcos va a condicionar la historia evolutiva de los materiales calcáreos urgonianos. Como introducción general para este episodio, se puede decir que el **Complejo Urgoniano** de la Cuenca Vasco-Cantábrica (RAT, 1959, Gª MONDEJAR, 1979), está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales) compartimentadas por un juego de fracturas que controlaban la subsidencia diferencial, condicionando la presencia de bancos de carbonatos insulares y/o de "off-shore", y 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 extremo suscita aún controversias, al menos, para los sistemas septentrionales). Durante la sedimentación del episodio urgoniano permanecieron activas numerosas fallas normales y desgarres "sin-rift" que harían, en el detalle, sumamente complejo el "esquema sedimentario".

De manera simplista, el Complejo Urgoniano se puede dividir en dos grandes episodios, denominados Urgoniano I (Aptiense inferior a medio-superior) y Urgoniano II (hasta el Albiense medio-superior), limitados a muro y a techo por rupturas sedimentarias de carácter regional.

La subida relativa del nivel del mar, denotada en las facies terrígenas inferiores (facies de implantación urgoniana) durante el Barremiense-Aptiense, trae como consecuencia la instalación de lo que es el primer episodio carbonatado generalizado **(Urgoniano I),** con el desarrollo de amplias plataformas limitadas entre sí por "pasillos terrígenos" en zonas puntuales donde se mantuvo el dominio siliciclástico. De esta manera, el mar urgoniano va ganando terreno a los macizos, probablemente emergidos, situados hacia el Este, retrasando cada vez más los aportes terrígenos. Esta evolución es generalmente diacrónica, pudiéndose evidenciar cambios laterales a facies terrígenas en los primeros estadios de implantación, así como el desarrollo de pequeños "parches" carbonatados hacia techo de la serie siliciclástica de implantación urgoniana (zona de Gaztelu).

El modelo paleogeográfico "heredado" de etapas anteriores sigue provocando importantes variaciones laterales de espesor; así la plataforma-rampa carbonatada del Urgoniano I presenta mayores espesores en la zona oeste de Aralar, manteniéndose el esquema de cubeta subsidente.

Un "drowning" generalizado de la plataforma carbonatada del Urgoniano I acaba con la génesis de carbonatos en la zona, dejando paso al desarrollo de facies margosas, comparativamente de mayor batimetría. El modelo de cubeta subsidente, hasta ahora dominante, adquiere a partir de este momento mayor expresión con la génesis de dos dominios sedimentarios bien definidos, formados a favor de la actuación de fracturas de zócalo. Se crea de esta manera un sistema de plataforma carbonatada con tránsito marginal a facies de talud y cuenca relativa, que será el dominante hasta el fin de la sedimentación del **Urgoniano II** en el área, lo cual puede coincidir con una edad Albiense medio-superior.

La zona de paleoalto del Este de Aralar sigue funcionando como tal. Sobre ella se desarrollan espesores ligeramente menores comparativamente, llegando a estar representado el "drowning" de la plataforma del Urgoniano I por una pequeña serie condensada de unos 5 metros de espesor. Este tramo ofrece mayores potencias hacia zonas comparativamente de mayor batimetría donde se daba una mayor subsidencia. Por tanto, las facies de plataforma albienses se depositan en zonas de alto, casi directamente sobre el Urgoniano I, disponiéndose sobre facies de cuenca relativa o en tránsito a ellas en áreas con subsidencia diferencial (comparativamente de mayor batimetría). El margen de plataforma originado mantiene su posición con el tiempo, testimoniando la actuación sinsedimentaria de las fracturas de zócalo anteriormente mencionadas (de posible dirección Norte Noroeste, generándose asimismo una polaridad de la plataforma en sentido Oeste Suroeste.

Son también de destacar los episodios de resedimentación carbonatada en forma de ortobrechas, parabrechas y calcarenitas, que suceden en áreas de talud adyacentes al margen y que se pueden relacionar genéticamente con caídas relativas del nivel del mar; en la zona de cuenca más distal (esquina sur-occidental de la hoja) aflora un episodio de resedimentación genéticamente relacionado a otro sistema de margen plataforma-cuenca situado al Sur de Aralar (Navarra), indicativo de un evento de importancia regional y de carácter expansivo, a partir del cual termina la sedimentación carbonatada en el área (ver figuras 3.2 y 3.3).

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de calizas como de margas y margocalizas adyacentes, se produce una importante ruptura sedimentaria causada quizás 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 permitían, 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 de las construcciones arrecifales (OLIVE *et al.*, 1984) como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos dominios, durante el depósito del **Complejo Supraurgoniano,** son los siguientes (ver figura 3.4):

1.— En el Suroeste de la Cuenca Vasco-Cantábrica, se deposita la **formación Arenas de Utrillas** de carácter fluvial y fluviodeltaico, en una zona de escasa subsidencia.

2.— Estos materiales pasan hacia el Noreste a una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4.000 metros). Estos materiales forman en conjunto el denominado Delta de Balmaseda. La **formación Balmaseda** (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma **(formación Zufía)** y a materiales arrecifales **(calizas de Egino).**

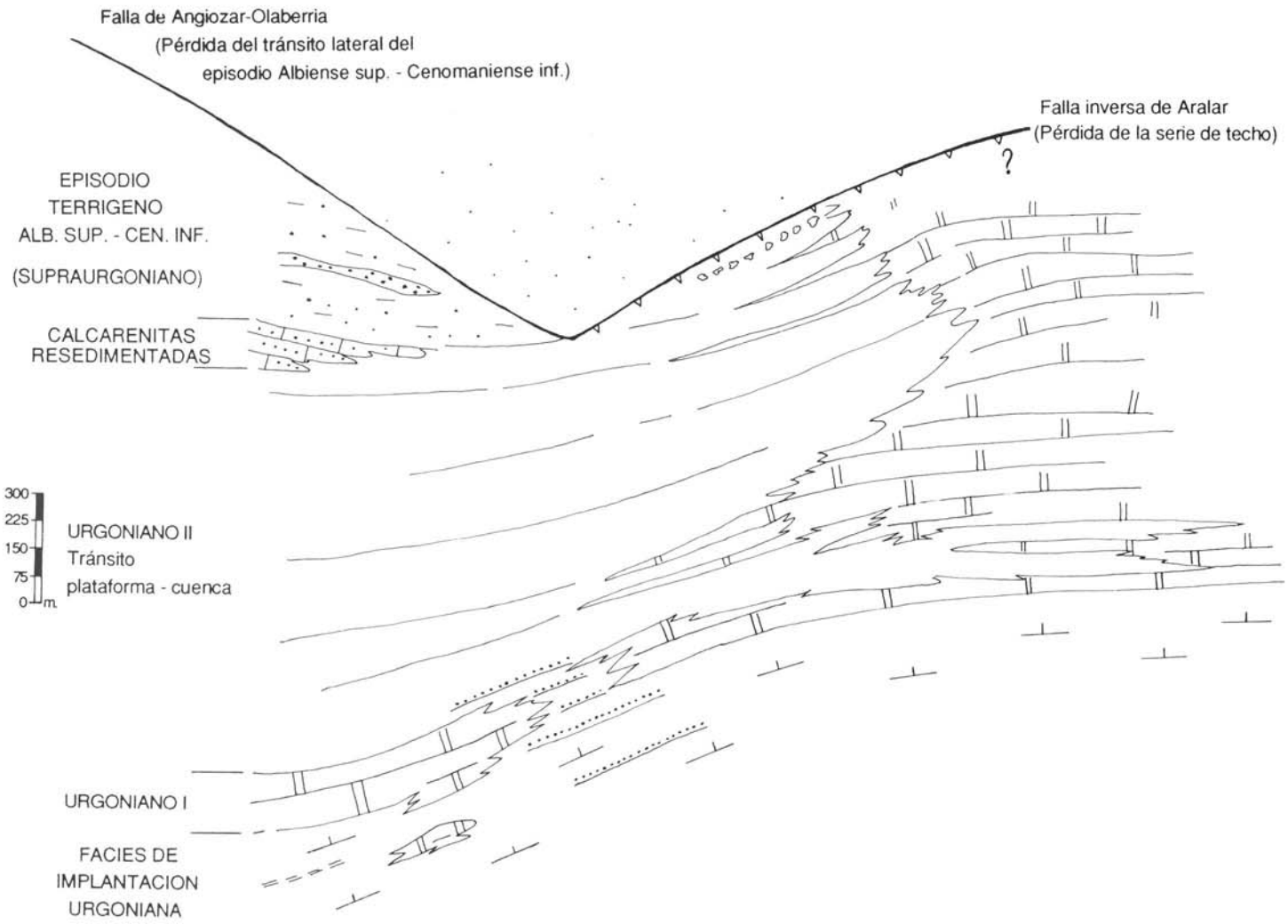


Figura 3.2.—Panel de correlación de facies para el episodio Aptiense inferior-Cenomaniense inferior. Zona norte de Aralar. Sin escala horizontal.

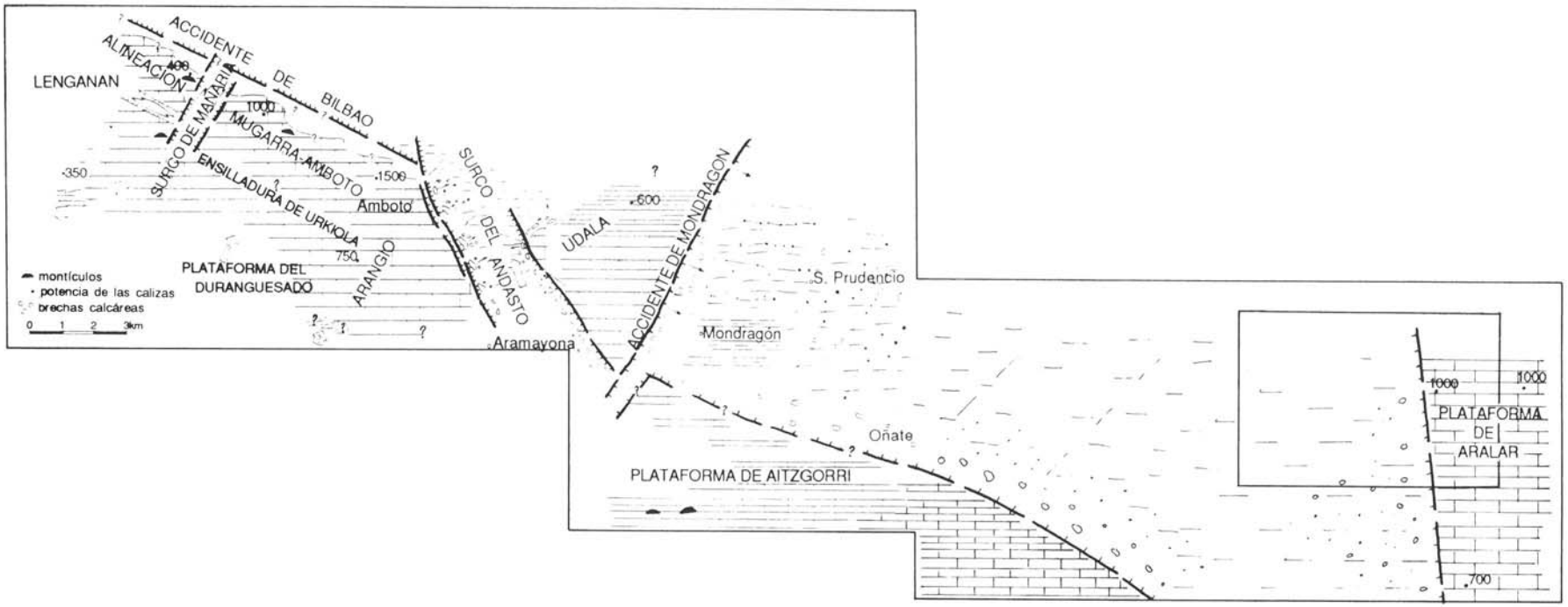


Figura 3.3.—Urgoniano II. Albiense medio. Plataformas carbonatadas (rampas) marginales, con aportes detríticos procedentes del Sur. Se configuran una serie de umbrales y surcos, activos durante la sedimentación y controlados por fallas de zócalo.

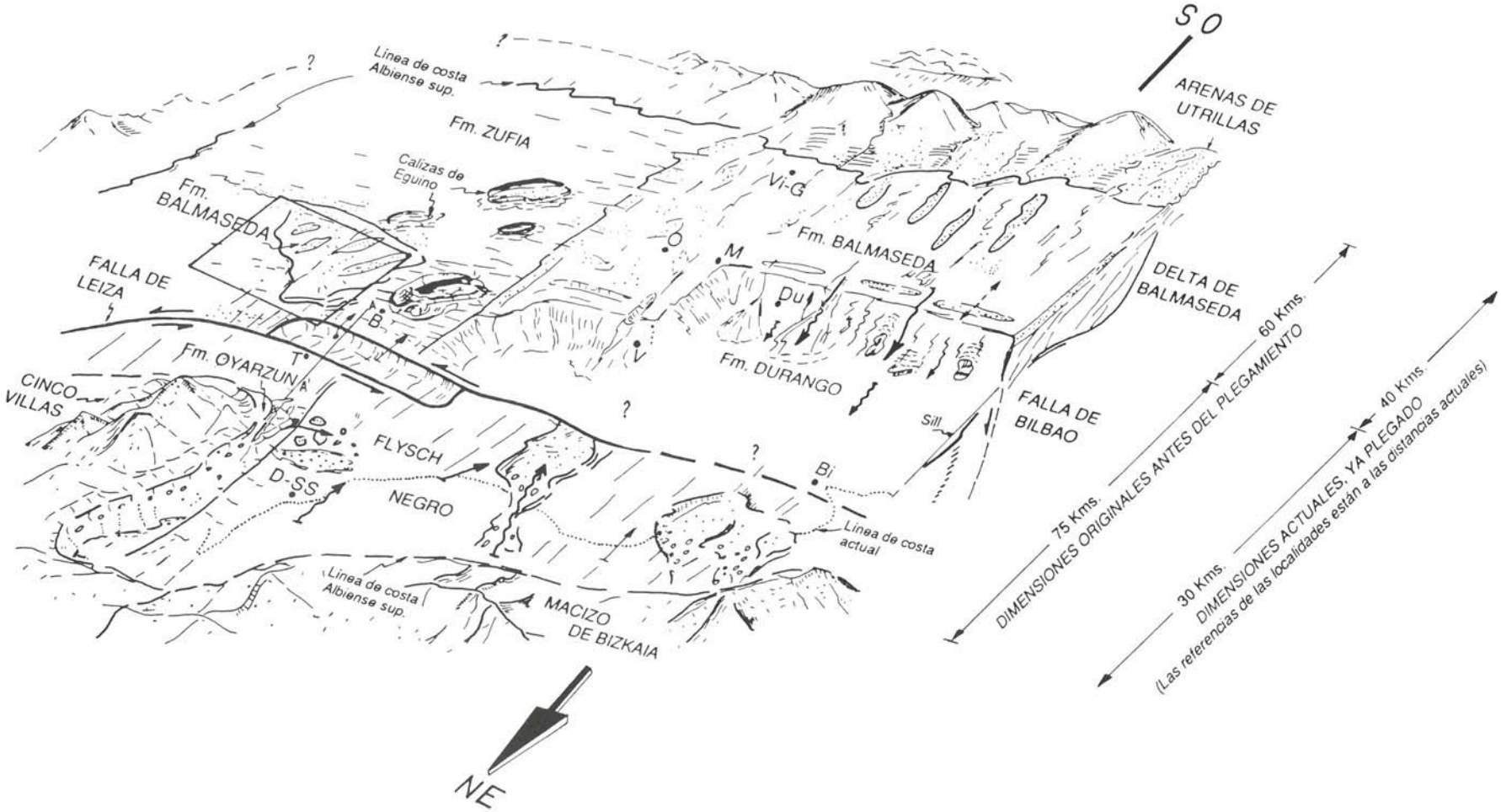


Figura 3.4.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior. Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T-Tolosa; B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate. (Explicación en el texto).

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 se encuentren facies someras, mientras que al Noreste sean 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 de zócalo, además, se produce la intrusión de material subvolcánico a la cuenca (sills). Al conjunto de estos materiales de talud se le denomina **formación Durango.**

Los tres sistemas deposicionales citados son "meridionales".

4.—Al mismo tiempo, al Norte del litoral actual existía una activa y cercana fuente de aportes (Macizo de Bizkaia), que generaba un sistema deposicional "septentrional": es el denominado **"Flysch Negro",** en el cual se han incluido (aunque estrictamente sea una incorrección) de más somero a más profundo (de Noreste a Suroeste) facies de abanicos costeros ("fan-delta"), abanicos submarinos profundos y facies de turbiditas distales (Flysch Negro s. s.).

Efectivamente, el análisis de secuencias y paleocorrientes de las facies groseras del Flysch Negro indica una activa y cercana fuente de aportes al Norte de la costa actual. Dicha área fuente fue mencionada inicialmente por VOORT en 1964, quien la denominó Macizo de Bizkaia. Este macizo, seguramente paleozoico, pudo estar conectado, según algunos autores, con el de Cinco Villas. Fallas de zócalo muy activas debieron crear grandes escarpes en estas áreas continentales, por los que se canalizaba material grosero procedente del desmantelamiento de los relieves. El material llegaba a la cuenca en forma de abanicos submarinos de "baja eficacia de transporte"; es decir, gran parte del material se quedaba retenido en los propios canales. Estos materiales afloran actualmente en la franja litoral (Armintza, Saturrarán, etc.).

Sólo un comentario más a la vista de la figura: si bien ésta debió ser la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para visualizar esta cuenca en sus dimensiones originales hay que "desplegar" las distancias que se observan actualmente (×2,5 al Norte del accidente de Bilbao; ×3 en el Arco Vasco, donde la tectónica tangencial es muy importante; y ×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 centenas de kilómetros, y otras satélites de menor envergadura. Las fallas de Leiza y Régil (hoja de Tolosa, al Norte de la de Ordizia) 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 Manto de los Mármoles).

En la hoja de Ordizia están representados dos de los sistemas deposicionales comentados: la formación Balmaseda y la formación Zufía (o equivalente). La formación Balmaseda ocupa los afloramientos situados en la franja centro-occidental de la hoja, gradando en la vertical a materiales de la formación Zufía.

Los materiales de la formación Balmaseda se depositaron en sistemas deltaicos (delta de Balmaseda como más importante, y otros menores) afectados por las mareas, donde se podían diferenciar barras arenosas más someras de áreas inter-barra comparativamente de mayor batimetría y con mayor desarrollo de facies finas. Este sistema deltaico, en conjunto, evolucionó al desarrollo de una plataforma detrítica amplia y somera (margas grises, lutitas y areniscas de la formación Zufía), como resultado del abandono del área por los principales aportes terrígenos y de una bajada relativa del nivel del mar, corroborada por la existencia hacia techo de la formación de nivelillos areniscosos con laminación de tipo "hummocky", e incluso finas calizas laminadas interpretadas como de origen algal (estas últimas facies se observan en Zerain, hoja de Beasain, cerca del límite con la hoja de Ordizia).

En puntos relativamente cercanos (Ormaiztegi, hoja de Beasain) se han encontrado niveles turbidíticos distales con estructuras que indican paleocorrientes provenientes del Norte. Esta zona podría ser el nexo entre los sistemas "meridionales" (formaciones Balmaseda y Zufía) y los "septentrionales" (Flysch Negro). La plataforma siliciclástica representada por la formación Zufía evolucionaría a suave rampa hacia el Norte, ganando en distalidad y profundidad, e interdigitándose con las facies más distales del Flysch Negro (figura 3.5).

Los materiales suprayacentes **(Flysch del Cretácico superior)** son claramente transgresivos con respecto a los del episodio terrígeno Albiense superior-Cenomaniense inferior, y suponen un cambio radical en la configuración paleogeográfica. Se incluyen tanto el denominado "Flysch calcáreo", que no tiene carácter turbidítico neto, como las series turbidíticas del "Flysch detrítico-calcáreo" (no aflorantes en el cuadrante).

A grandes rasgos, se puede decir que el Cretácico superior se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material calcáreo depositado en un surco subparalelo a las directrices actuales. El relleno de éste tenía seguramente una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestran las paleocorrientes observadas. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de sistemas meridionales.

A nivel global, la cuenca del Cretácico superior supone la aparición de un amplio y extenso sistema de plataforma-suave talud-rampa-cuenca influenciado básicamente por variaciones relativas del nivel del mar y quizás algo por la tectónica diapírica en puntos localizados. A lo largo de la evolución de este episodio, las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas (dominantemente áreas fuente-plataformas "pirenaicas" y en ocasiones el sistema de plataforma meridional).

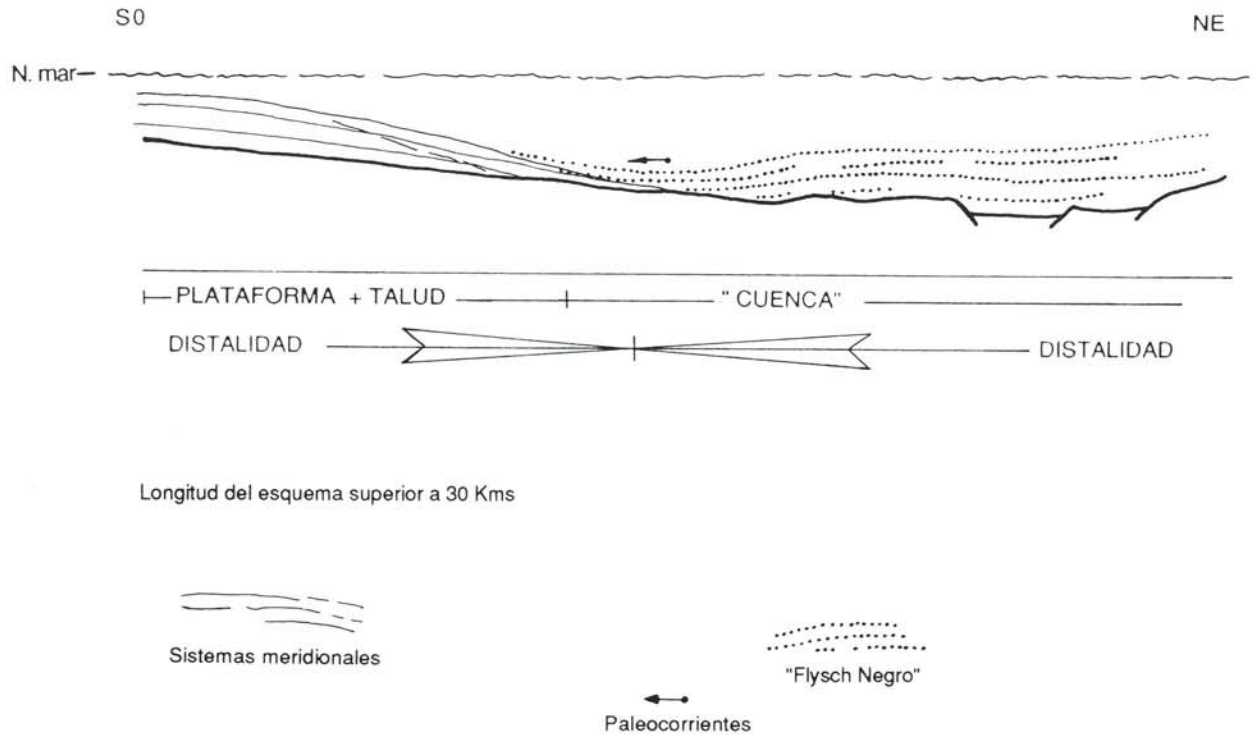


Figura 3.5.—"Conexión" entre los sistemas meridionales y septentrionales. Explicación en el texto.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Dependiendo del momento de actuación de los esfuerzos que generaron las estructuras y directrices estructurales presentes en los materiales de la hoja de Ordizia, se puede dividir este capítulo en dos partes diferenciadas: una parte relativa a la tectónica sinsedimentaria, y otra relacionada con los movimientos alpinos post-eocenos.

En el Jurásico inferior se desarrolló un esquema paleogeográfico de amplias plataformas marinas que no experimentaron más que una evolución dentro de un ciclo transgresivo-regresivo. Es al final de esta regresión, aproximadamente en el Dogger, cuando se dejan sentir los primeros efectos tectónicos en el área (movimientos neokimméricos), desarrollándose un modelo sedimentario con zonas de cubetas subsidentes donde se generaron series más potentes y áreas de paleoalto relativo (altos fondos internos o limítrofes a la cuenca general) con series reducidas.

Posteriormente, los movimientos kimméricos (Kimmeridgiense alto posiblemente) permiten una posible emersión de las áreas que funcionaron como paleoaltos en la etapa anterior y la erosión de sus series reducidas. En la zona de cubeta, al Oeste de Aralar, también pudo darse una emersión momentánea y generarse una erosión con pérdida de algo de serie, pero, con diferencia, menos importante. Se marca una zona oriental emergida que no recibirá depósito desde el Dogger hasta el Neocomiense.

Este modelo de cubeta subsidente-paleoalto relativo perpetúa su influencia, por lo menos hasta el Aptiense, generándose en ese momento diferencias de potencia de hasta 500 metros desde un área a otra. Asimismo, condiciona en cierta manera la aparición de una zona de debilidad relativa entre los dos dominios batimétricos (cubeta y paleoalto) en la zona surcentral de Aralar, que es aprovechada por posibles fracturas de zócalo para generar una directriz estructural que marque una zona puntual de dirección aproximada Norte-Noroeste, sobre la que se genera un margen de plataforma carbonatada en el Albiense. Esta plataforma, desarrollada hacia las antiguas zonas de paleoalto, transita lateralmente en este margen a una cuenca relativa dominada por materiales terrígenos finos (hacia el Oeste).

El episodio terrígeno post-Albiense supone el rejuvenecimiento de relieves en áreas continentales situadas probablemente al Sur (aportes meridionales) debido a la fase Austrica de la Orogenia Alpina. Este episodio es expansivo en Aralar, "fosilizando" en cierta manera morfologías previas y terminando así con el modelo cubeta-alto relativo.

Hacia el Cenomaniense se desarrolla una zona de surco que acoge la directriz estructu-

ral dominante Noroeste-Sureste, la cual se conservará en etapas orogénicas post-eocenas para esta zona del Arco Vasco de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Es en este surco donde se desarrolla la potente serie de cuenca relativa s. l. atribuida al Cretácico superior.

No hay evidencia del funcionamiento de fenómenos de diapirismo en el área, por lo menos sinsedimentariamente, aunque pudo existir una halocinesis incipiente en la génesis de los altos relativos.

Una o varias fases de plegamiento de la Orogenia Alpina, de edad post-eocena, fueron las causantes de la creación de las directrices estructurales que configuraron la tectónica postsedimentaria que actualmente se observa y consecuentemente de las estructuras generadas, aprovechando en cierta manera disposiciones estructurales previas.

La fase principal consistió en un acortamiento generalizado Norte-Sur, una tectónica compresiva que configura la Cuenca con un dispositivo típico en abanico: tectónica tangencial acusada con vergencias al Sur en la zona meridional y al Norte en la zona septentrional, y una amplia zona central con estructuras erguidas y desgarres. En esta hoja, así como en las vecinas, más al Norte, de Tolosa y Villabona p. e., se pone de manifiesto una tectónica tangencial muy acusada que origina pliegues vergentes al Norte, grandes fallas inversas y cabalgamientos que dan como resultado el apilamiento de unidades alóctonas (ver figura 4.1.).

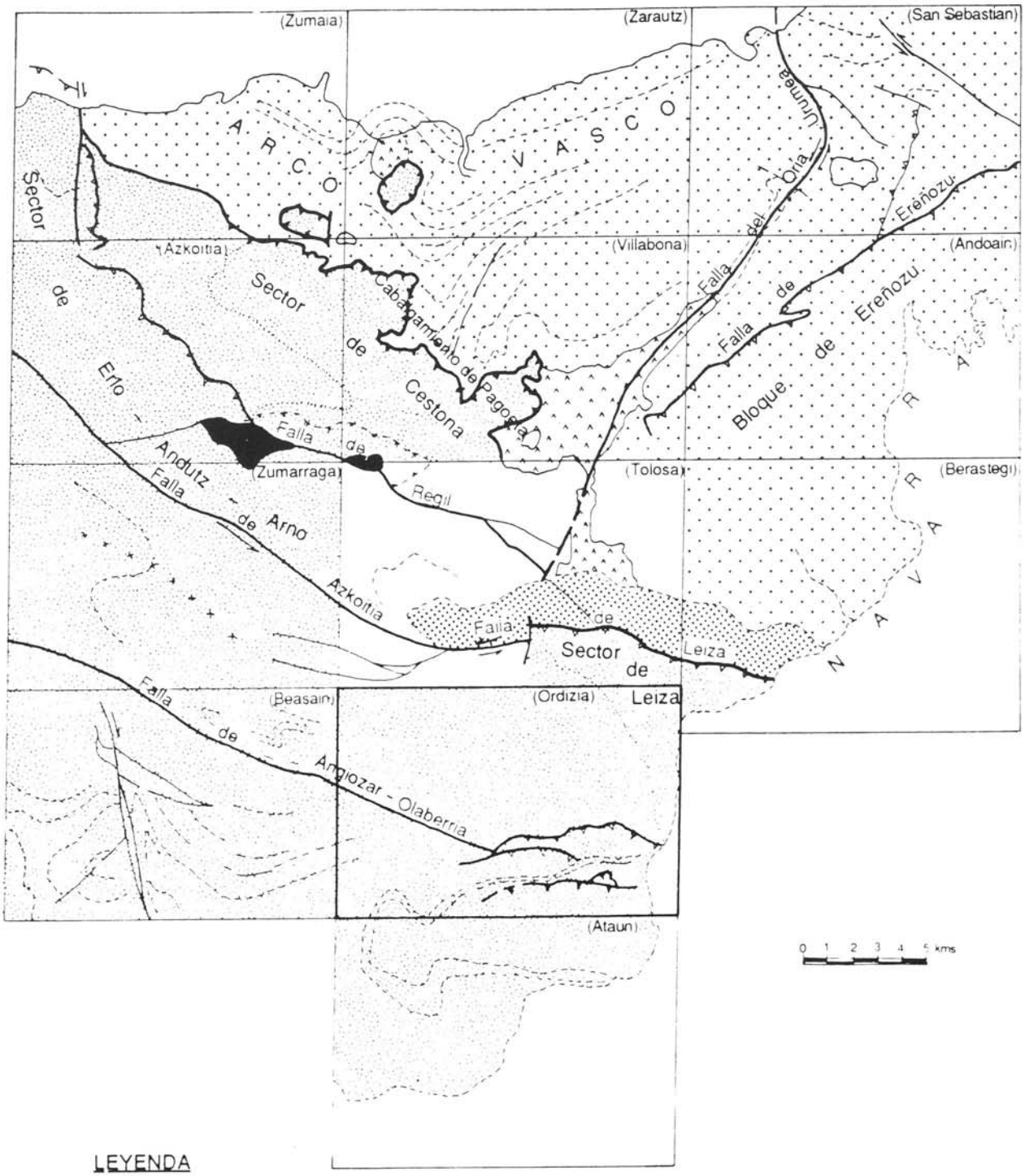
Se manifiestan de esta manera, en la parte sur de la hoja, estructuras claramente vergentes que llegan a desarrollar un flanco inverso y una esquistosidad de plano axial: cabalgamiento de Aralar y falla inversa de Amezketa (ver corte III-III').

Estos accidentes responden a la deformación del flanco norte de la estructura anticlinal de la Sierra de Aralar; una componente de cizalla oblícua permitió este desplazamiento en sentido NNO. En su zona occidental, el anticlinal de Aralar se cierra periclinalmente en una estructura domal (domo de Ataun) interpretada como una interferencia con una directriz NNO-SSE, lo que indica esfuerzos tangenciales en sentido NO respecto al desplazamiento principal hacia el Norte. Asimismo, el domo de Ataun pudo suponer la actuación de una fase halocinética de material salino del Trías Keuper coetánea con los esfuerzos principales.

El cabalgamiento de Aralar se resuelve hacia el Oeste en la falla de Angiozar-Olaberría, la cual se manifiesta como un accidente subvertical que eleva el bloque sur, en el cual se desarrolla una esquistosidad asociada. Esta falla presenta una dirección congruente con las directrices de esfuerzos generados en la zona (aproximadamente Noroeste-Sureste), confiriendo a la misma una componente de salto en dirección dextral.

En el margen nororiental del área aparecen materiales relacionados estructuralmente con el Sector de Leiza (hoja de Tolosa), donde se produce un metamorfismo térmico de grado bajo asociado a la falla de Leiza.

En el área situada entre la falla de Angiozar-Olaberría-cabalgamiento de Aralar y los materiales del Sector de Leiza se encuentra una serie, básicamente margosa, del Cretácico superior, que se presenta muy plegada y con esquistosidades muy marcadas. Aquí se observan en ocasiones estructuras congruentes con las vergencias generadas por el accidente de Aralar y con un posible cierre del Sinclinorio de Bizkaia, consistentes en pliegues con ejes de dirección N110° E y esquistosidad de plano axial de dirección N110° E, buzando 60-80° S.



LEYENDA

- Materiales asociados a la Falla de Régil
- Materiales triásicos indiferenciados
- Materiales del Cretácico superior que sellan los accidentes estructurales que limitan las unidades.
- Unidad de Oiz
- Unidad de San Sebastian

Figura 4.1.—Esquema de distribución de unidades en el Arco Vasco.

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.

AGUILAR, M. J. (1971).—"Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.*, Vol. 28, pp. 325-334.

AMIOT, M. (1983).—"Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Vol. 9 (Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. aptdo. 4 d), pp. 169-176.

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.

BOILLOT, G. (1981).—"De la subduction à la collision: l'éxemple 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.

BULARD *et al.* (1979).—"La limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques Espagnoles)". *Cuadernos de Geología. Univ. de Granada.*

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 Oeste del río Bidasoa". Tes. Doc. *Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi*, n.º 1-2, 1979, pp. 3-139.

CIEPSA.—"Síntesis de la Cuenca Cantábrica". Inédito.

CHOUKROUNE, P. (1972).—"Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale". *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, Vol. XIV, pp. 3-11.

DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—"Structure géologique du Golfe de Gascogne". *Bull. du B. R. G. M.*, 2, I, 3, pp. 149-178.

DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).—"La Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques Espagnoles). Stratigraphie, Structure". *Thèse Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon*, pp. 1-292.

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.

ENPENSA (1968).—"Estudio geológico y mapa 1:50.000 de la Sierra de Aralar". Informe interno realizado por R. Soler y José.

EVE (1987).—"Cartografía 1:10.000 de la Sierra de Aralar". Inédito.

EVE (1988).—"Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de San Sebastián (cuadrantes NE y SE); Irún (cuadrante SO); Jaizkibel (cuadrante SO); Vera de Bidasoa (cuadrantes NO y SO) y Tolosa (cuadrantes NE y SE)". Inédito.

EXMINESA-MINA TROYA (1989).—"Cartografía geológica del área comprendida entre Mina Troya, Mina de Legorreta y Minas de Aralar". Informe privado EXMINESA.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—"El complejo urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao". *Tesis, Univ. País Vasco*, 421 pp.

FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—"Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques". In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technkip., 48 pp.

FEUILLEE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—"Le système deltaique de Balmaseda (Albien supérieur-Cénomanien inférieur)". En: Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, Tomo 9, "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique", pp. 117-122. En aptdo 4: Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes, aptdo 4 b: Le domaine navarro-cantabrique.

FEUILLEE, P. y MATHEY, B. (1972).—"Le matériel des bréches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Intérét Paléogéographique". *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. CCLXCIV serie D (274), pp. 2419-2444.

FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).—"Un éxemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar". *Revue de Géographie Physique*, Paris.

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.

IGME (1971).—"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. del IGME, Tomo 79.* Madrid, 130 pp.

IGME (1986).—"Cartografía geológica 1:50.000 de la hoja de Tolosa (89)". Memoria explicativa. *MAGNA.*

ITGE (1989).—"Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja n.º 12 (Bilbao)". Mapa y memoria explicativa.

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).—"Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires*

Géologiques de l'Université de Dijon. Vol. 9, Dijon, 191 pp.

JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971).—"Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. IGME* n.º 79, 130 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, Vol. I, pp. 18-44.

MARTINEZ-TORRES, L. M.; EGUILUZ, L.; RAMON-LLUCH, R. y 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. Inédito.

MATHEY, B. (1983).—"Le système des flyschs calcaires". En: "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique...". *Mém. Géol. Univ. Dijon,* Vol. 9, pp. 83-96.

MATHEY, B. (1983).—"Le système des flyschs gréseux". En: "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique...". *Mém. Géol. Univ. Dijon,* Vol. 9, pp. 97-106.

MATHEY, B. (1986).—"Les flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques". *Thèse 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.

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

PLAZIAT, J. C. (1981).—"Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* Vol. 36, pp. 263-320.

PUJALTE, V. y 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". *6the Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I. A. S. Lleida.*

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.

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.

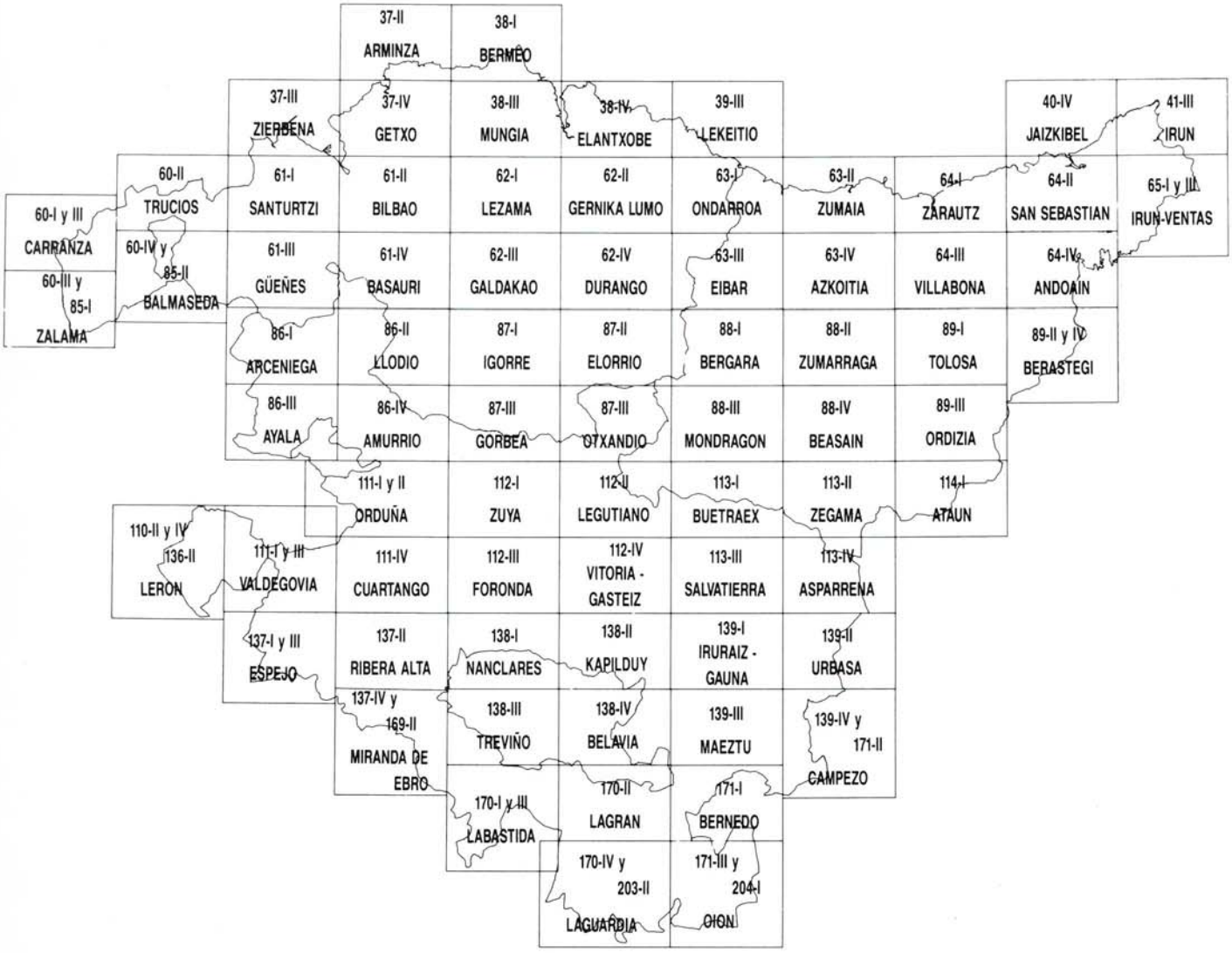
.....(1972).—"El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental)". *Bol. Geol. y Min.* Vol. LXXXIII-IV. Año 1972, pp. 582-594.

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 in den west pyrenäen". *Geol. Rundsch.* 53, pp. 220-233.

ZUAZO OSINAGA, J. A. (1986).—"Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berastegui". *Tesis de Licenciatura U. P. V.-E. H. U.* Inédito.

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



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA

GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

I.S.B.N.: 84-88302-37-1