EVE

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

87-III GORBEA

E: 1/25.000

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

87-III GORBEA

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-1179-92

I.S.B.N.: 84-88302-24-X

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

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

I N G E M I S A
A. Arriola Garrido
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual
R. Garrote Ruiz

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1986.

INDICE

Pág.

1. **INTRODUCCION** 9

2. **ESTRATIGRAFIA** 11
   - 2.1. **UNIDAD DE YURRE** 11
   - 2.2 **UNIDAD DE GORBEA** 12
   - 2.3. **CUATERNARIO** 19

3. **SEDIMENTOLOGIA** 21
   - 3.1. **CICLO PURBECK-WEALD** (Hauteriviense ? - Barremiense) 21
   - 3.2. **CICLO URGONIANO** (Aptiense - Albiense inferior - medio) 22
   - 3.3. **CICLO ALBO-CENOMANIENSE** (Supraurgoniano) 37

4. **GEOLOGIA ESTRUCTURAL** 43

BIBLIOGRAFIA 47

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Gorbea se sitúa al sur del territorio histórico de Bizkaia y al norte del territorio histórico de Alava.

Los núcleos de población asentados en este área son Ubidea y algunos barrios de Zeanuri.

Destaca la presencia de la sierra del Gorbea (1481 metros), en la que se encuentra el monte y la cruz de dicho nombre, que constituye la divisoria hidrográfica entre las cuencas atlántica y mediterránea. Otras cotas de importancia son Arna (1245 metros), Aldamín (1362 metros), y en el macizo de Itxina, Lekanda (1304 metros), Gorozteta (1255 metros), etc.

En esta zona nacen varios ríos importantes como el Arratia, Undebe y Bayas. Los manantiales son abundantes y forman arroyos de régimen permanente.

Se reconocen en el área restos de las últimas glaciaciones cuaternarias que sufrió el País Vasco.

Geológicamente el entorno de este cuadrante se sitúa en la Cuenca Vasco-Cantábrica, estando formado por materiales cretácicos en una serie continua que va desde aproximadamente el Barremiense superior hasta el Albiense superior - Cenomaniense inferior.

2. **ESTRATIGRAFIA**

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado en un área más extensa que el propio cuadrante, varias unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones, dentro de las unidades ha sido preciso individualizar sectores que, aunque en algunas áreas pudieran considerarse subunidades diferentes, pasan lateralmente a formar parte de una sola unidad, debido a la progresiva amortiguación del accidente que las separa. Esta separación de unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, lo que da lugar a una cartografía más detallada (ver figura 4.1). Asimismo, evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación.

En este cuadrante se reconoce un accidente de importancia regional (falla de Villaro) que sirve de límite entre la Unidad de Yurre (situada al norte), y la Unidad de Gorbea.

2.1. **UNIDAD DE YURRE**

Aflora exiguamente en el ángulo noreste del cuadrante. Está compuesta por materiales detríticos pertenecientes al Complejo Urgoniano que son presumiblemente de edad Albiense inferior.

Está compuesto por los siguientes términos:

Areniscas de grano muy fino y limolitas calcáreas (1). Término potente, litológicamente equivalente a la formación Ereza, formando por areniscas de grano fino, a veces en estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas. Los niveles presentan espesores variables entre 5 centímetros y 1 metro, con laminación paralela y "ripples" a techo, y ocasionalmente están organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Las lutitas, esencialmente limolitas, micáceas, de colores oscuros, constituyen la facies mayoritaria. Son frecuentes los restos del lamelibranquios y equinodermos. El término aflora irregularmente en la carretera Dima - Otxandio. Las potencias que presenta pueden estimarse como hectométricas. Las areniscas tienen aspecto masivo debido a la fuerte bioturbación y están probablemente decalcificadas, presentando abundantes oquedades rellenas de limolita. Las lutitas son carbonatadas, margosas e incluso

pueden considerarse como margas impuras con abundantes nódulos calcáreos y restos fósiles irreconocibles. La proximidad de grandes accidentes tectónicos produce en estos materiales una esquistosidad que en ocasiones llega a obliterar la estratificación.

Areniscas calcáreas y calizas arenosas (nivel - guía) (2). Se trata de un estrato, o grupo de estratos, de aproximadamente 1 a 3 m. de potencia, intercalado a una altura constante cerca del techo del término anterior. Litológicamente es variado y se encuentra intensamente alterado y decalcificado: puede constar de areniscas calcáreas o decalcificadas, o bien calcarenitas arenosas o ferruginosas,siempre bioturbadas. Este nivel contiene orbitolinas, corales solitarios e incluso algún posible ammonites.

Alternancia regular de areniscas y lutitas (3). Alternancia de estratos centi - decimétricos de arenisca silícea, con limolitas arenosas. Los bancos areniscosos presentan "ripples" de corriente y algunos calcos de carga como estructuras sedimentarias principales. Las limolitas contienen arena de grano fino, abundante mica y buen número de septarias intercaladas. La potencia del término es decamétrica, no pudiendo estimarse al estar fuertemente replegado. Aflora con buena calidad en la carretera Dima - Otxandio.

Lutitas negras con algún nivel areniscoso (4). Término esencialmente lutítico negro, con abundante materia orgánica y mica, en el que se intercalan estratos areniscosos agrupados en niveles decimétricos aislados. Son frecuentes los niveles ferruginosos. La potencia, en cuadrantes contiguos, es del orden de 350 metros.

2.2. UNIDAD DE GORBEA

Ocupa casi totalmente la extensión de la hoja. Está compuesta por materiales del Cretácico inferior en serie monoclinal. Se diferencian tres grandes complejos: Complejo Purbeck-Weald, Complejo Urgoniano y Complejo Supraurgoniano (formación Valmaseda).

El **Complejo Purbeck-Weald** aflora parcialmente en la cabecera del río Arratia, en la carretera de subida al puerto de Barazar y al noroeste de Ubidea.Constituye un monótono conjunto, formado por rocas terrígenas de variada granulometría. Para un estudio más detallado del complejo, se han establecido, en los materiales purbeck-wealdenses del entorno, dos términos en base a criterios litológicos. De esta forma, las facies más areniscosas están representadas por el término **areniscas** (5) que comprende aquellos tramos que presentan un claro predominio relativo de éstas sobre las granulometrías más finas. El término está compuesto por bancos decimétricos de areniscas claras de grano medio, bien clasificadas, con "ripples" de corriente y oscilación, laminaciones paralelas, muros erosivos, estratificaciones cruzadas y disposiciones frecuentemente canaliformes; alternando con otras areniscas de grano fino a medio, más oscuras, desorganizadas, micáceas, a veces muy calcáreas, con materia orgánica y cantos blandos, limolitas y escasas argilitas. Es frecuente la organización secuencial, tanto positiva como negativa.

Aunque en este cuadrante no se observa con claridad debido a la distribución de afloramientos, en cuadrantes adyacentes (Igorre, 87-I) presentan una continuidad lateral kilométrica, manteniendo una potencia constante. Estos materiales constituyen intercalaciones métricas

y decamétricas dentro de la facies mayoritaria del complejo, que ha sido definida como **lutitas y areniscas** (6). Este término consiste en una alternancia de estratos argilíticos, limolíticos y areniscosos, de potencia decimétrica, a veces en forma de secuencias negativas. Localmente el sedimento se hace más carbonatado y compacto dando lugar a margas e incluso calizas micríticas en estratos decimétricos. Las intercalaciones margosas y lutíticas frecuentemente constituyen niveles lumaquélicos con restos fósiles de pequeños bivalvos y gasterópodos de agua salobre. También pueden observarse lechos piríticos y carbonosos de potencia centimétrica. Aflora de manera discontínua, muy replegado y con potencias de orden hectométrico en el área de Etxandio.

En la mitad sureste, los afloramientos wealdenses correspondientes a esta facies aumentan su tamaño de grano conformando un tránsito a la base del Complejo Urgoniano y convirtiéndose en limolitas micáceas, con muy escasa fauna de gasterópodos y lamelibranquios salobres. En las áreas de contacto entre el Complejo Purbeck-Weald y la base del Complejo Urgoniano, la diferenciación cartográfica se ha realizado de acuerdo con las combinaciones de litofacies, ya que la fauna salobre o marina restringida característica wealdense se mantiene en los primeros tramos litológicos del Complejo Urgoniano, dificultando la distinción de los mismos a nivel de afloramiento.

El **Complejo Urgoniano** fue definido por RAT (1959) y en él agrupó un conjunto de sedimentos con facies paraarrecifales y sus detríticos asociados.

En este trabajo se ha considerado como Complejo Urgoniano toda la sucesión de materiales del Cretácico inferior con facies mayoritariamente marinas.

Constituyen la base del complejo unas **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (7). Son equivalente a la formación Ereza. Afloran ampliamente en el tercio nororiental del cuadrante por debajo de la alineación caliza de Zanburu-Arralde, conformando gran parte de la llanada de Barazar. Forman un paquete muy potente (650 - 700 metros) y monótono, de aspecto general masivo y carente de una organización clara en estratos bien definidos. Unicamente a techo de este paquete, y ocasionalmente a otras alturas, se pierde el aspecto masivo y se observan tramos bien estratificados. Las areniscas presentan colores grisáceos en fractura fresca, y amarillentos cuando están alteradas y han perdido el carbonato. Son muy micáceas y mal clasificadas. Se observan frecuentemente estructuras lenticulares, y a menudo, presentan una intensa bioturbación que llega a obliterar la laminación paralela de la roca. La fauna es mayoritariamente indicativa de un medio marino abierto: equinodermos, ostreidos, otros bivalvos, ammonites, gasterópodos. En determinados niveles son comunes los nódulos y las septarias. En los últimos metros de la serie, se intercalan niveles bien estratificados de areniscas muy calcáreas, margas e incluso calizas arenosas con fauna de bivalvos marinos, equinodermos, orbitolinas, etc., formando auténticas lumaquelas. Es frecuente la organización en secuencias negativas.

El conjunto del término (7) está bien representado en el lecho del río Undebe, donde puede establecerse un corte continuo y completo. Puede reconocerse además, aunque de forma parcial y discontinua, en otros muchos puntos de su área de afloramiento (cabecera

del río Arratia, barranco de Uguna y zona de Barazar).

Intercalado a una altura constante en el término anterior se reconoce un paquete constituido por una **alternancia de areniscas y lutitas** (8). Presenta una potencia variable mínima en Zanburu (100 metros) aumentando sensiblemente hacia el sureste (170 m en el río Undebe). Está compuesto por areniscas de grano medio en estratos netos alternando con lutitas (formando con frecuencia secuencias negativas) y limolitas calcáreas con abundantes orbitolinas dispersas. En este cuadrante aparece fauna salobre o marina restringida, de características similares a la fauna wealdense asociada a este tramo.

A techo del tramo areniscoso y limolítico (7), se dispone en toda la unidad la primera barra caliza o sus equivalentes laterales en facies urgoniana típica. Esta barra suele estar compuesta por varios términos carbonatados que se describen a continuación:

Calizas con componente terrígeno (9). Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada. Aparece con biostromos de ostreidos, orbitolinas y/o corales, situados en las bases de los ciclos de carbonato creciente que se dibujan en la banda caliza de Zanburu y sur de Arralde, o intercalados en la serie caliza de Aldamin. Litológicamente es una caliza arenosa y/o margosa, con un componente muy variable de mica. A veces pueden manifestarse como calizas ferruginosas, irregularmente estratificadas, alternantes con margocalizas, y en otros afloramientos como margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas (''wavy laminations''). Finalmente puede asumir la forma de barras coralinas decimétricas, con fauna en posición de vida, alternantes con niveles centimétricos de margas.

Calizas en bancos decimétricos a métricos con rudistas y corales (10). Son calizas que presentan tres tipos de organizaciones litoestratigráficas:

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

2.—Alternancias de calizas generalmente biostrómicas, con rudistas y corales, en bancos métricos, y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas) (por ejemplo en Arralde).

3.—Tramos indiferenciados en los que un examen microscópico global pone de manifiesto características mixtas entre las dos litologías anteriormente descritas.

Estos tipos de facies están presentes a diversas alturas en la banda caliza que se extiende según la alineación Okondo - Areta - Unzeta - Bikotzgane - Zanburu - Arralde - Ubidea. Sin embargo, dentro del presente cuadrante, la facies de tipo (10) es muy mayoritaria en las calizas aptienses, situándose el término (9) como facies de orla en los tránsitos laterales o verticales a materiales terrígenos, en general de grano fino (margas y/o limolitas). En las calizas albienses (litosomo de Itxina), el término (10) se presenta como mayoritario en los tránsitos laterales a terrígenos, como en las áreas de Turruntzueta (NO) y Egileurkurra (SE).

Margas con calcarenitas y clastos calizos (11). Se trata de la litología autóctona mayoritaria en el tránsito terrígeno de Iondegorta, entre los litosomos calizos de Arralde y Zanburu, dentro de la banda de calizas aptienses. Localmente se sitúa en discordancia erosiva sobre las mismas.

La masa margosa intercala distintos tramos de alternancias no cartografiables con margocalizas nodulosas, areniscas calcáreas de

grano muy fino, areniscas bioclásticas con orbitolinas y bivalvos, lumaquelas de ostreidos, niveles de septarias y niveles de clastos calcáreos (hasta métricos) organizados en secuencias positivas (rellenos de surco). Estos últimos conforman una facies neta de talud, restringida a las cercanías del área - fuente de los clastos, que es el litosomo oriental. El porcentaje de clastos calizos disminuye rápidamente hacia el noroeste hasta desaparecer, dando paso a materiales de grano fino, propios de talud no - destructivo, en los que se intercalan los tramos cartografiables (12) y (13) que se describen a continuación:

Areniscas calcáreas con estratificación cruzada (12). Constituyen un litosomo al parecer tabular, restringido a las cercanías del tránsito lateral más abrupto, dentro de las facies de talud del litosomo de Arralde. Presentan estratificación cruzada a pequeña / mediana escala, con "sets" hasta decimétricos de láminas formadas por areniscas oscuras de grano fino a medio, carbonatadas, con ocasional componente calcarenítico. Los dos principales cuerpos areniscosos están separados por una superficie de fractura, no pudiéndose establecer las relaciones originales entre ambos. La estratificación cruzada es mucho más patente en el cuerpo meridional, que sirve de plataforma al pequeño embalse de Iondegorta.

Areniscas masivas (13). Son barras de areniscas de grano medio a grueso, decalcificadas, oquerosas, sin estructura interna (bioturbadas). Presentan abundante mica, cantos blandos, materia orgánica y estratificación "flaser". Se observan niveles de alternancia de barras arenoso - limolíticas y barras calcáreas de carácter margoso, margocalizo estratificado (con corales ramosos y ostreidos) o bien, calcirrudítico o calcarenítico / limolítico. Estas barras calcáreas han sido incluidas en el tránsito lateral del litosomo calizo de Zanburu, dentro de la facies de calizas con componente terrígeno (9).

A techo del nivel calizo aptiense se dispone un potente complejo terrígeno carbonatado, denominado **serie de Pagomakurre.** La facies mayoritaria se ha definido como **lutitas con pasadas areniscosas** (14). Este término, junto con los dos siguientes forman el episodio detrítico del Aptiense superior - Albiense basal, denominado serie de Pagomakurre, que cruza el cuadrante diagonalmente desde el borde norte hasta el ángulo sureste.

Se trata fundamentalmente de argilitas y limolitas oscuras con algunas intercalaciones más o menos aisladas de areniscas algo carbonatadas, en estratos milimétricos a decimétricos. Las areniscas, no cartografiables, están presentes a diversas alturas de la serie. Se intercalan localmente a muro de este término niveles limolíticos slumpizados y bancos decimétricos de areniscas calcáreas rojas con ostreidos. También pueden reconocerse restos de ammonites y lamelibranquios en las facies más lutíticas. La potencia máxima del término se localiza al este de Arraba y se estima cercana a 550 metros. Debido a sus características litológicas y a los recubrimientos cuaternarios, el conjunto está muy mal aflorado. Unicamente pueden reconocerse de forma puntual algunos afloramientos localizados al abrigo de niveles duros intercalados en la cabecera del barranco de Arimegorta. Hacia el sureste la potencia disminuye sensiblemente hasta casi desaparecer.

Otro término constituyente de la serie de Pagomakurre es el definido como **areniscas; localmente microconglomeráticas** (18). Son cuerpos arenosos cartografiables, englobados en el tramo lutítico (14). Presentan una distribución irregular. Son de forma aproximadamente lenticular y poco desarrolladas en el noroeste, mientras que en el sureste (sureste del monte Azero) va aumentando su importancia dentro de la serie hasta constituir un término potente (350 metros) y con una mayor extensión lateral. De igual forma, los afloramientos son escasos y discontinuos (monte Azero), no pudiendo se establecer ningún corte - tipo.

La litología es de areniscas claras, de grano fino a grueso (incluyendo niveles microconglomeráticos en el sureste), estratificadas en

bancos centi a decimétricos, a veces alternantes con limolitas más o menos calcáreas. La polaridad horizontal está bien marcada: hacia el sureste disminuye el cemento carbonatado, aumenta el tamaño de grano y la selección del material, y disminuyen las intercalaciones lutíticas. En el monte Oketa, las facies areniscosas de la serie de Pagomakurre son difíciles de diferenciar de las pertenecientes a la base del Complejo Albocenomaniense (formación Valmaseda), puesto que desaparecen los niveles calizos albienses que normalmente las separan.

Hacia el noroeste del cuadrante (zona de Arraba y Pagomakurre) se reconocen **barras calcareníticas** (16) que constituyen litosomos aislados de potencia métrica intercalados dentro e incluso a techo de la serie de Pagomakurre. Son equivalentes laterales de lutitas, areniscas y margas que los engloban y, asimismo, de litosomos calizos, áreas - fuente de las que provienen. Es frecuente la fauna de ostreidos, orbitolinas, equinodermos y braquiópodos. Litológicamente, constan de bancos irregulares, difusamente estratificados, de "grainstone - rudstone" bioclástica arenosa, con algunas intercalaciones lutíticas centimétricas. Ocasionalmente, y observadas en perspectiva lejana, tienen apariencia canaliforme.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (17). La litología general de este término es de calizas con escasa contaminación terrígena y, a menudo, con aspecto masivo en afloramiento, lo que obliga a distinguirlas de las calizas estrictamente masivas por medio de perspectivas lejanas o foto aérea. Se presentan generalmente en biostromos métricos, con textura mayoritariamente fango - soportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios. Son localmente frecuentes los bancos calcareníticos extensivos, con frecuencia localizados en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas. La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente por rudistas (requiénidos, radiolítidos y monopléuridos); corales ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares; ostreidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes principalmente, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

Calizas en bancos decamétricos con rudistas y corales (18). Se define así un conjunto formado por calizas masivas propiamente dichas (sin estructura observable) y calizas estratificadas en bancos decamétricos. La única característica que podría diferenciar este tramo con respecto a las calizas estratificadas en bancos métricos y menores, sería la mayor proporción de micrita, la ausencia casi total de calcarenitas, la menor fracturación de los fósiles de más tamaño y la aparición, con frecuencia, de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

En los alrededores de Itxina, a muro y en gran parte como paso lateral del gran litosomo calizo aflorante, se desarrolla hacia el noroeste un complejo carbonatado definido como **margas, calcarenitas, calizas nodulosas y brechas** (19) (margas de Orozko). Se trata de un complejo constituido por diferentes materiales calcáreos y terrígenos, resedimentados (calcarenitas y algunas brechas calcáreas). Como facies mayoritarias se reconocen niveles calcareníticos o calcirrudíticos, ocasionalmente arenosos, en bancos decimétricos (a veces métricos), con frecuentes contactos intraerosivos y estratificaciones cruzadas, separados por niveles margosos o lutíticos, o estratos de calizas y/o margocalizas nodulosas. Ocasionalmente son frecuentes los niveles poco potentes de brechas calcáreas. Para todo el conjunto se estima una potencia cercana a los 350 metros. La serie puede reconocerse bien en los lechos de

los arroyos de Aldabide e Ipergorta. Además, desde estos emplazamientos se observan buenas perspectivas de las relaciones espaciales entre la serie y el talud calizo de Itxina.

Dentro de este conjunto se han separado tramos de **margas y margocalizas con brechas intraformacionales, calcarenitas, calizas nodulosas y olistolitos de caliza** (20). La litología es similar a la del término (19), aunque incluyendo niveles de megabrechas calcáreas y olistolitos calizos distribuidos de forma variable en la masa margoso-calcarenítica. El cuerpo mejor desarrollado se localiza al oeste de Aitzgorrigan, extendiéndose más allá del límite norte del cuadrante. El contacto discordante de muro obedece a la idea de que, la porción de materiales que contienen olistolitos y megabrechas puede representarse en conjunto como un litosomo idealizado cuyo muro va a ser erosivo por la actuación de los deslizamientos olistolíticos sobre el sustrato autóctono. El contacto discordante de techo, de manera análoga al muro, trata de representar el hecho de que las margas autóctonas que recubren el litosomo anteriormente citado, pueden hacerlo en discordancia angular sobre materiales con una cierta pendiente sindeposicional. La potencia máxima se estima cercana a 100 metros. Este término puede reconocerse parcialmente en la orilla noroeste del arroyo de Aldabide.

Areniscas y/o lutitas (21). Se trata de delgadas intercalaciones terrígenas localizadas dentro del litosomo calizo albiense de Itxina - embalse de Gorbea. Litológicamente están constituidas por areniscas de grano fino a medio, de características texturales variables según su posición en la serie. Lo mismo ocurre con las lutitas englobadas en este término.

Como norma general, puede decirse que las areniscas predominan en el noroeste y las lutitas en el sureste, donde,después de restituir la tectónica, acabarían siendo equivalentes laterales del techo de la serie de Pagomakurre, de las calizas aptienses, y del muro del Complejo Albocenomaniense (formación Valmaseda).

Sobre los materiales urgonianos (y en paso lateral con parte de los mismos) se dispone un potente conjunto terrígeno: El **Complejo Albocenomaniense** (en este caso, la **Fm. Valmaseda).** Se trata de materiales depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud.

Está formado por litologías de granulometría muy variable (conglomerados, areniscas y lutitas) que alternan en mayor o menor proporción. En base a estos criterios de abundancia relativa de las diferentes litologías, pueden establecerse dentro del complejo tres términos diferentes, que se describen a continuación en orden cronoestratigráfico.

Con el término **lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas** (22) se definen aquellos tramos con un claro predominio de las granulometrías más finas. Están constituidas por limolitas, predominantes en general sobre argilitas. Las lutitas están mal estratificadas presentando una laminación grosera. Muestran colores oscuros y tienen abundante mica blanca dispersa, materia orgánica, así como sulfuros (pirita) que por oxidación llegan a darle tonos rojizos. La estratificación está marcada por finos y escasos nivelillos de arenisca, o por la alineación de septarias o nódulos carbonatados característicos de estos tramos. Estos nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

El Complejo Albocenomaniense comienza, en el noroeste de la hoja, con un tramo que responde a estas características. Se dispone hacia el sureste solapando parcialmente el litosomo calizo de Itxina, mientras que al noroeste se sitúa encima de los equivalentes laterales margosos (19) del citado litosomo. En la base, las limolitas están ligeramente carbonatadas y algunos niveles areniscosos, intercalados, presentan estructuras turbidíticas. La potencia del tramo disminuye, debido a su geometría en "onlap" sobre el techo del litosomo calizo, desde 500 metros en el ángulo noroeste hasta desaparecer en el contacto con el mismo. El arroyo de Alarrieta ofrece un corte bastante completo.

Sobre el término anterior se sitúa una nueva facies, diferenciable dentro de la formación, y que se ha definido como **alternancia de areniscas y lutitas; intercalaciones decimétricas de calizas arenosas** (23). En esta facies, las areniscas son litarenitas grises, frecuentemente teñidas de rojo por oxidación de menas metálicas, bien estratificadas en bancos desde centimétricos a decimétricos, con laminación paralela y cruzada de "ripples". En las secuencias positivas se dan canalizaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. Las limolitas intercaladas con los niveles areniscosos presentan las características descritas para el término anterior. Aunque esta facies alternante es bastante homogénea, en algunos tramos el tamaño de grano de las limolitas puede superarse, dándose una alternancia de litarenitas y grauvacas negras de grano fino - muy fino. Localmente se pueden observar nivelillos muy finos de lignitos, que no superan en ningún caso algunos centímetros de potencia. Una característica de estos términos es la frecuente presencia, a techo de las secuencias negativas, de intercalaciones de calizas arenosas o areniscas calcáreas en bancos generalmente decimétricos, por lo general sin entidad cartográfica. En ellos la fauna más común en ellos consta de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos. Estos niveles se conocen como "niveles de abandono", dado que se consideran originados por la colonización de los fondos por comunidades de organismos, durante breves episodios de interrupción de aportes arenosos en los lóbulos deltaicos.

Las facies representadas por este término están muy extendidas en todo el Complejo Albocenomaniense, siendo mayoritarias sobre todo en la parte occidental de su área de afloramiento.

Las facies más areniscosas o con un claro predominio de las granulometrías gruesas (areniscas y conglomerados) sobre las finas, se han definido con el término **areniscas; localmente conglomerados** (24). Los tramos correspondientes a esta facies constituyen paquetes métricos, formados mayoritariamente por bancos decimétricos - métricos de areniscas (litarenitas - arenitas) de grano medio a grueso, separados generalmente por finos estratos lutíticos. Los niveles lutíticos son siempre minoritarios dentro del conjunto, llegando incluso a estar ausentes en las facies más areniscosas.

A escala del cuadrante, los niveles arenoconglomeráticos constituyen intercalaciones dentro del término alternante (23), existiendo entre ellos tránsitos graduales a pequeña y gran escala. Hacia el este las facies areniscosas van adquiriendo progresivamente mayor desarrollo, haciéndose más frecuentes y potentes. Paralelamente la granulometría de algunos niveles se hace más grosera, apareciendo potentes horizontes mal estratificados y desorganizados, en los que aparecen zonas microconglomeráticas y conglomeráticas de límites difusos. Las facies más proximales se localizan al sureste de Gorbea (alto de Arroriano-Oketa). Aquí las areniscas se organizan en paquetes de potencia decamétrica que intercalan, con frecuencia, bancos decimétricos-métricos de ortoconglomerados silíceos, con cantos de hasta varios centímetros.

Las características locales de la Fm. Valmaseda pueden reconocerse en los cortes discontinuos que ofrecen los ríos Bayas, Arralde y Pradobaso, así como en las numerosas pistas y senderos que conducen al monte Gorbea.

Los últimos tramos aflorantes de la formación Valmaseda (ángulo suroeste del cuadrante) son de nuevo mayoritariamente lutíticos, pudiendo asimilarse al término (22). En estos tramos, precisamente, se reconocen niveles carbonatados o "niveles de abandono" que por su especial litología y entidad cartográfica han sido diferenciados como **calizas y calizas arenosas** (25). La fauna más común que presentan son orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos.

De todos ellos destaca por su potencia (de 5 a 10 m) un nivel localizado en el ángulo suroeste del cuadrante y que corresponde a una

barra polifásica de potencia decamétrica de caliza "wackestone - packstone", con fauna de pequeños bivalvos y orbitolinas. Está organizada en estratos decimétricos-métricos separados por superficies netas.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios que se pueden cartografiar en el cuadrante presentan poco espesor, y son significativos de procesos que han actuado recientemente.

Los **depósitos aluviales** (26) de cierta entidad son más bien escasos en este cuadrante, y están restringidos a las cuencas de los ríos Bayas y Undebe.

Los **depósitos coluviales** (27) de ladera son muy frecuentes dentro de la zona. Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por la acción de la gravedad. Los coluviales son de dos tipos: de bloques calizos (gravas sin redondear) o de bloques silíceos (algo redondeados y con abundante fracción arcillosa).

Las **arcillas de decalcificación** (28) son muy frecuentes en los grandes macizos calizos y provienen de la acumulación, en zonas deprimidas, de los productos del proceso de decalcificación, por disolución, de las litologías calizas. Tienen un alto contenido en óxidos de hierro y un espesor muy variable que puede alcanzar la decena de metros.

Los **depósitos periglaciares** (29) de Aldamín y Arimegorta constituyen un conjunto formado por materiales muy heterogéneos, abundando las fracciones más gruesas y más finas. Son similares a los depósitos glaciares, si bien no están ligados a formas reconocibles de origen glaciar. El espesor de estos materiales es normalmente reducido, alcanzando en algunos casos los 4 - 5 metros.

Se ha cartografiado en el área de Saldropo una **turbera** (30) ligada, seguramente, a los depósitos glaciares. La turba se ha originado sobre un depósito arcilloso de unos dos metros de espesor, alcanzando ella misma un espesor similar o algo superior. La extensión de la turbera ha quedado reducida a una cuarta parte de su extensión original debido a la explotación sufrida.

Los **depósitos** de origen **antropogénico** (31) son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaños. Normalmente son escombreras y vertederos, como en los alrededores de la turbera y de pequeñas canteras de calizas, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles (especialmente carreteras).

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y paleogeográfica. Esta interpretación se realiza para las distintas unidades tectoestratigráficas en la posición que ocupan en la actualidad.

La correlación entre unidades puede ser problemática al desconocerse con exactitud sus posiciones originales; en todo caso, el desplazamiento sufrido por las mismas en este cuadrante no debe ser muy importante en términos paleogeográficos.

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior, con edades comprendidas entre el Barremiense y Albiense superior.

Después de los episodios de transición representados por el Purbeck y Weald, y a partir de la transgresión aptiense, la evolución sedimentaria del Cretácico inferior comprende dos nuevos ciclos: uno inicial constructivo carbonatado (Urgoniano), que trae consigo la implantación de sistemas arrecifales y paraarrecifales, y uno final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos a sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano).

De acuerdo con las facies de los materiales aflorantes, y según su organización, se describen a lo largo del capítulo estos ciclos sedimentarios mayores:

—Ciclo Purbeck-Weald (Hauteriviense ? - Barremiense).

—Ciclo Urgoniano (Aptiense - Albiense inferior).

—Ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Albiense medio-superior - Cenomaniense inferior).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas o grupos de elementos estratigráficos que pueden asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM *et al.* (1977): casi todas ellas comienzan o están separadas por una superficie de discontinuidad, que varía desde un simple cambio litológico brusco, hasta una discordancia angular con importante pérdida de registro sedimentario por erosión o no-deposición. Algunas de estas secuencias constituyen macrosecuencias de somerización en el sentido de JAMES (1979).

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

En este cuadrante afloran los últimos niveles del Complejo Purbeck-Weald (PUJALTE, 1977). Se trata de una serie terrígena areniscosa y lutítica, propia de un medio deltaico o de transición a marino, en cuyos episodios finales

tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (Fm. Ereza, GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE, 1982). En el momento del tránsito se desarrollan en toda la zona pequeños biohermos de ostreidos, muy característicos.

Analizado en su conjunto, el Complejo Purbeck-Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy localmente marino franco. Como rasgo distintivo cabe citar la diferencia de espesores entre los pocos cientos de metros de sucesión carbonatada en la actual zona costera (Gernika, Aulestia; CADEM, 1985) y los más de 2000 metros de materiales terrígenos en el corte de Areatza-Villaro (INGEMISA, 1982), o los más de 1300 metros en la vertiente sur del monte Ganekogorta (Gª MONDEJAR y Gª PASCUAL, 1982). Estas diferencias son el reflejo de una fuerte influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena o bien un enclave situado en una zona distal, más alejada del área-fuente principal de terrígenos, en la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense (ver figuras 3.1. y 3.2.)

En el entorno del cuadrante, la serie puede subdividirse en tres tramos (figura 3.3.): el primero de ellos (tramo inferior), que corresponde posiblemente al techo de las facies "purbeck" no está representado; el tramo intermedio está constituido por una alternancia a gran escala de niveles lutíticos y areniscosos. Estos corresponden generalmente a rellenos de canal, mientras en el primero se dan intercalaciones carbonatadas con fauna salobre, en ocasiones incluyendo restos de peces, así como esporádicos niveles calizos o dolomíticos. El tramo superior es similar nuevamente al inferior, aunque con mayor influencia marina, como se verá más adelante.

A tenor de las facies reconocidas, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para el Purbeck de Portugal. Así, el tramo intermedio de la figura 3.3., comparable a la unidad 4 de WRIGHT, representa unos depósitos de "lagoon" salobre en situación fronto-deltaica. En la sucesión se intercalan niveles areniscosos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien secuencias de relleno de "bahías" interdistributarias.

La evolución paleogeográfica que se visualiza en la serie compuesta de la figura 3.3., es la siguiente:

Sobre un sustrato lagunar tiene lugar la progradación o avance pulsante de lóbulos deltaicos. A principios quizá del Barremiense sobreviene la decadencia y abandono de esta actividad, convirtiéndose la zona en una llanura fangosa, probablemente estuarina. Inmediatamente, un nuevo aporte arenoso propicia la instauración de la zona canalizada principal, con estructuras de relleno de canales y de rotura de bordes de canal ("crevasse-splays"). A un nuevo episodio de llanura lutítica ("lagoon?"), le sucede una progradación terminal con secuencias palustres (lignito) y gran acumulación de fauna salobre a techo.

El tramo superior, por su parte, presenta nuevamente características similares al inferior, aunque con una notable disminución de intercalaciones calcáreas, reflejo de una influencia marina más neta, constituyendo el tránsito a la serie mareal suprayacente y completando el esquema transgresivo dibujado por la primera invasión marina del Cretácico. Esta transgresión culminará en el Aptiense y Albiense con el desarrollo de los arrecifes urgonianos.

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

Los materiales englobados bajo esta denominación abarcan un intervalo temporal

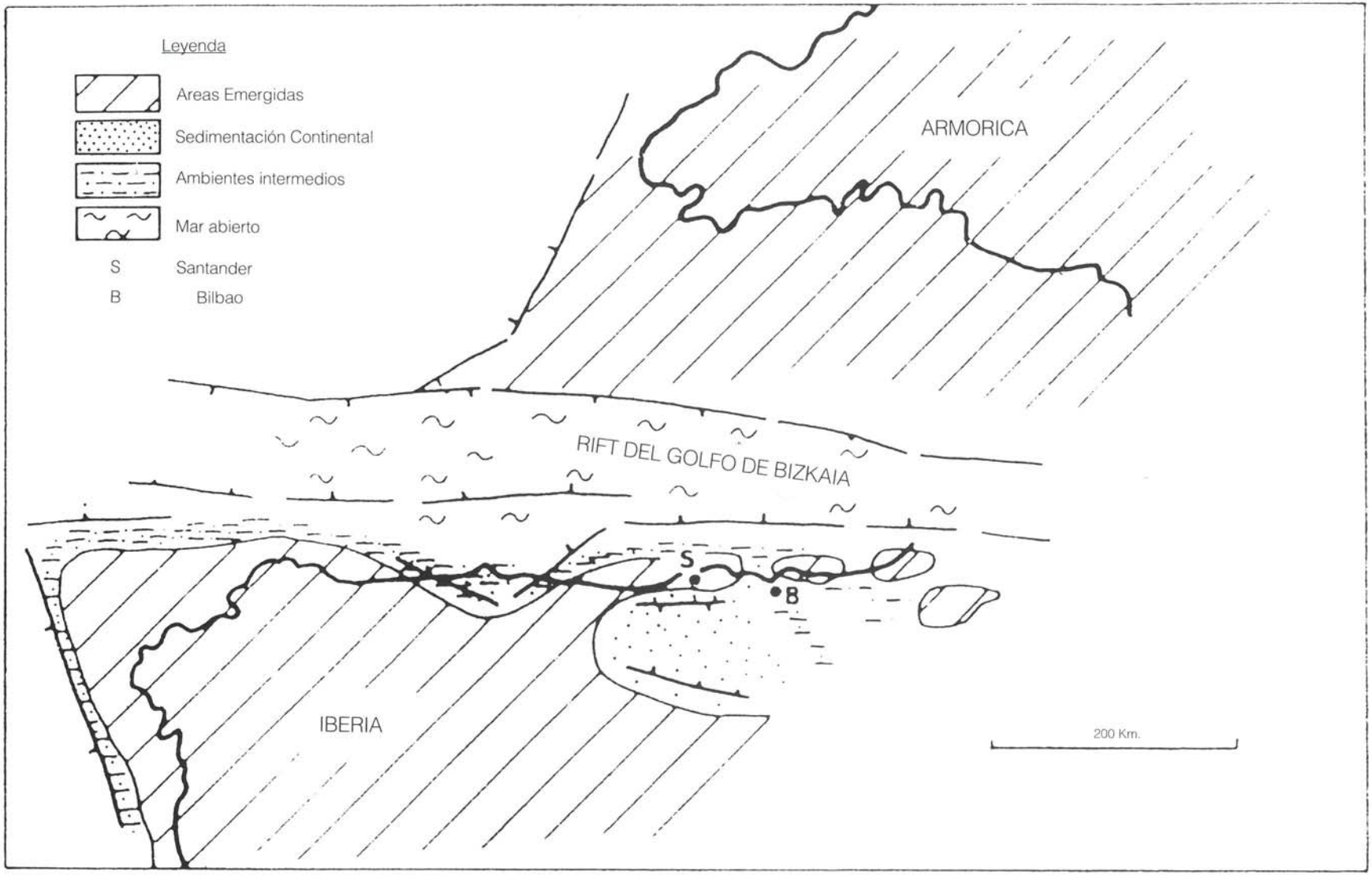
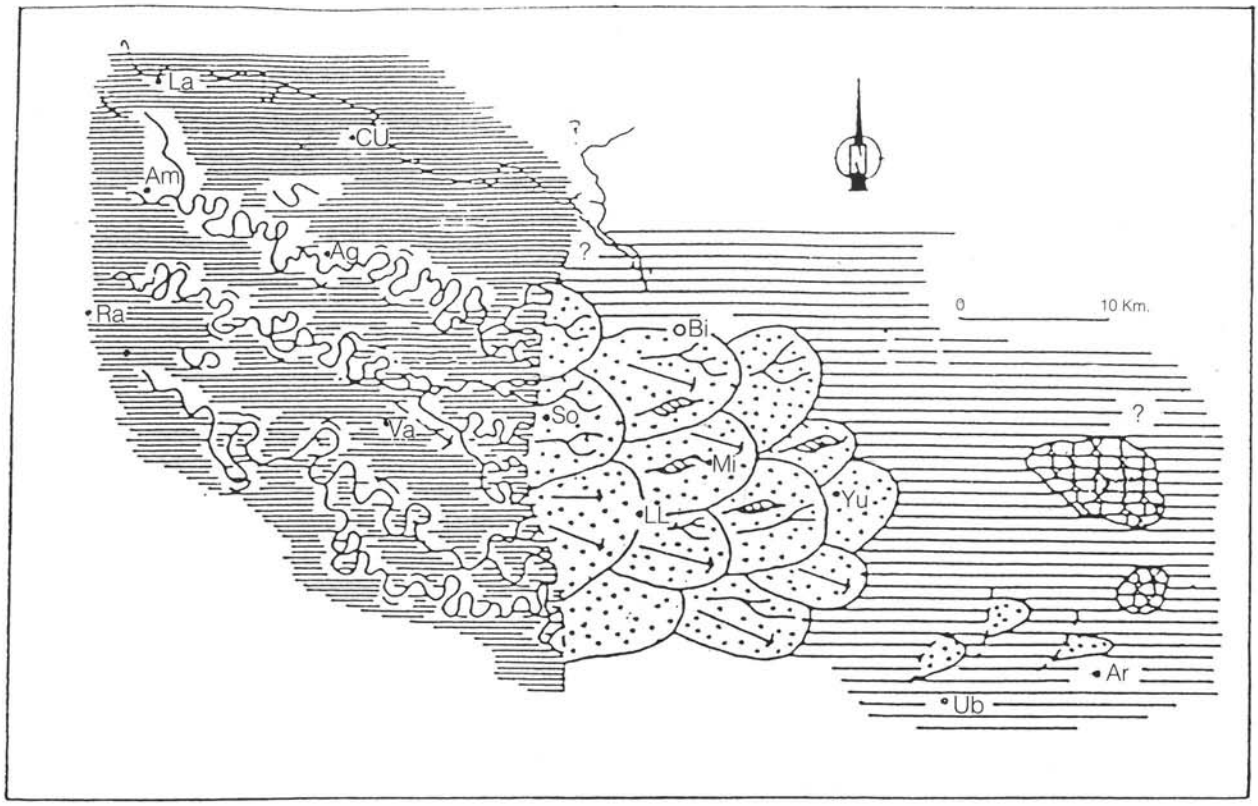


Figura 3.1.–Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck-Weald en la Cuenca Cantábrica. Tomado por INGEMISA, 1982.



Continental fluvial (ríos meandriformes)

Continental fluvial (llanura de inundación)

Continental lacustre (depósitos arcillosos)

Continental lacustre (calizas con láminac. de algas)

Continental lacustre (areniscas deltaicas)

Paleocorrientes medidas

La: Laredo; Am: Ampuero; Ra: Ramales; CU: Castro Urdiales; Ag: Agüera; Va: Valmaseda; So: Sodupe; Bi: Bilbao; LL: Llodio; Mi: Miravalles: Yu: Yurre; Ub: Ubidea; Ar: Aramayona

Figura 3.2.–Mapa paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y el oeste de Bizkaia en el Barremiense superior. Tomado de Gª GARMILLA (1987).

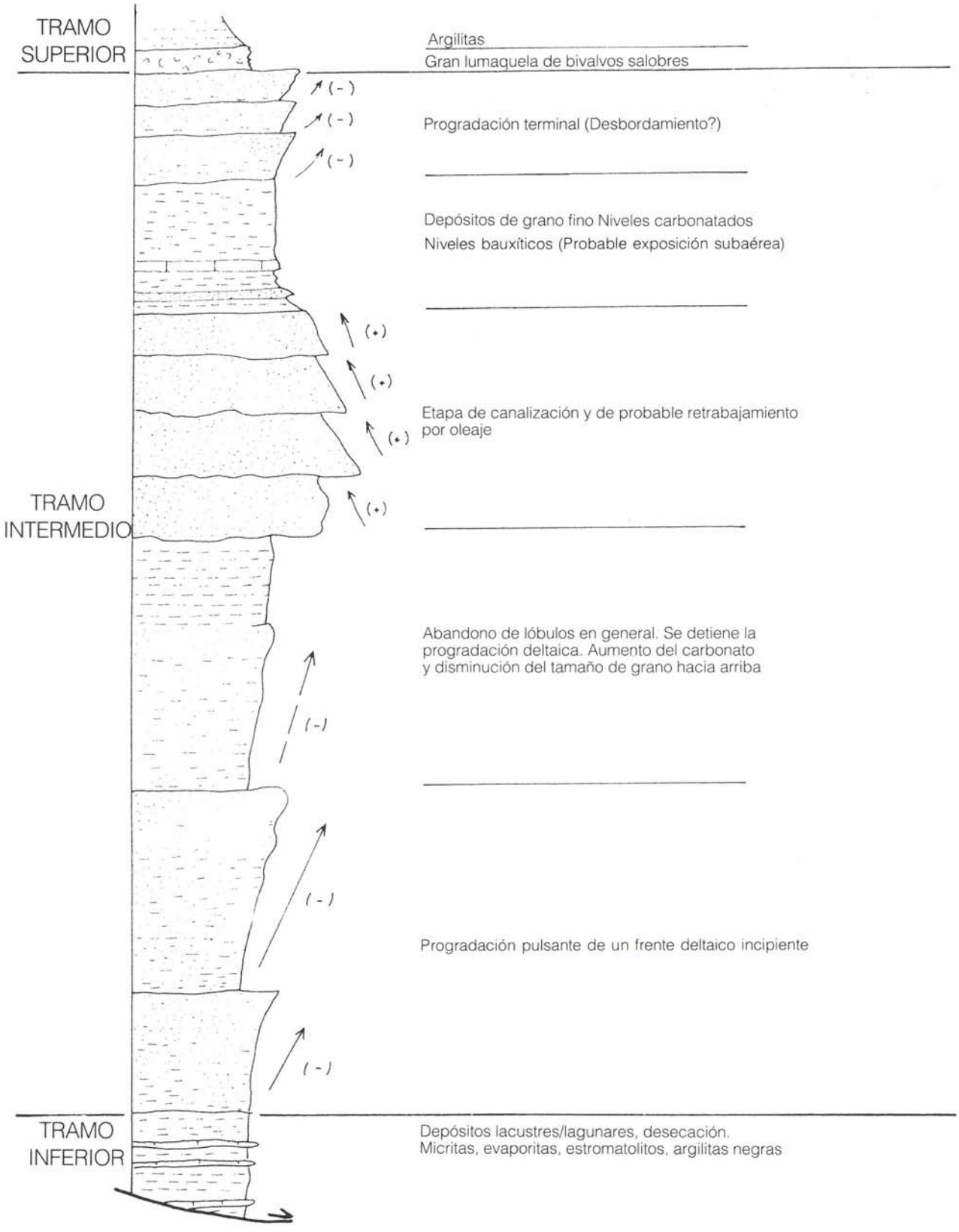


Figura 3.3.–Secuencia esquemática simplificada (sin escala) de los tramos inferior e intermedio de la sucesión del C. Purbeck-Weald en Bikotz-Gane

máximo Aptiense - Albiense superior, aproximadamente. El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien empleó el término de "Complejo" por la heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de "Urgoniano" por las calizas de facies urgoniana que suponen su rasgo más significativo.

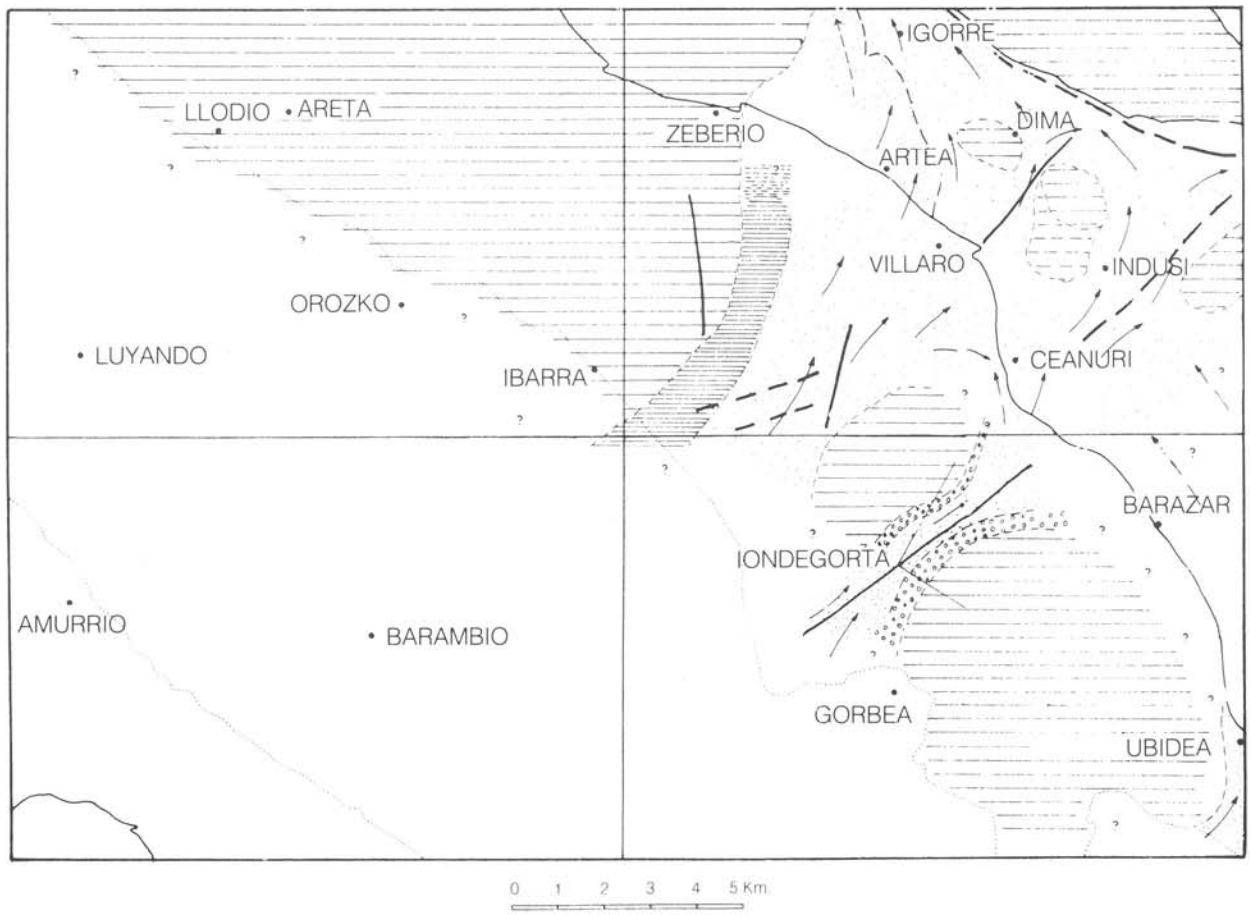
El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante fue incipiente en el Aptiense inferior (1ª secuencia deposicional urgoniana; cuadrantes de Igorre, Galdakao; Encartaciones), claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense medio - superior (2ª secuencia, barras de Arralde - Zanburu en este cuadrante), y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (3ª secuencia, correspondiente al gran litosomo de Itxina).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos que basculan a lo largo de fallas sinsedimentarias de salto aparentemente muy variable (reducciones de potencia de 800 a 100 metros) y direcciones N 120° E y N 30° - 40° E. Esto dió lugar a la formación temprana de un ligero paleoalto en la zona de Gorbea - Ubidea, con facies microdeltaicas, más someras. Mientras tanto, hacia el noroeste, se daban zonas de predominio mareal en las que se desarrollaron esporádicamente colonias de ostreidos, orbitolinas, etc (Untzeta, cuadrante de Llodio). Paralelamente, las zonas más arenosas, de mayor batimetría, quedaron restringidas al este y noreste (zona de Barazar). Dentro de la zona más somera, invasiones de arena procedentes de los paleoaltos deltaicos (Zanburu, Ubidea, Untzeta y noroeste de Llodio, en dicho cuadrante), se redistribuyen por la acción mareal en dirección N 120° E, en fosas como la de Mendigane (cuadrante de Igorre). En Inungane (paleoalto con sedimentación reducida, en el cuadrante de Igorre), se depositan sedimentos arenosos mareales, mientras hacia el este aparece fauna de nautiloideos y ammonites, propia de mar abierto.

Con el precedente de los pequeños crecimientos arrecifales citados en el Aptiense inferior, llega la implantación generalizada de los primeros arrecifes en el Aptiense medio (figura 3.4. A, B). Son formaciones calcáreas de aguas someras, más o menos continuas o aisladas entre sí y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1979; ver figura 3.5.). Entre otros rasgos, presentan pequeños montículos arrecifales (JAMES, 1978) y un doble talud destructivo - constructivo asimétrico incipiente hacia la zona deprimida que suponía el eje terrígeno mareal que se instaló en Iondegorta (figura 3.6.). Un sistema similar se organizó en Mendigane, entre los paleoaltos arrecifales de Zanburu y Aibelaga (cuadrante de Igorre).

Las incipientes entradas deltaicas que se han descrito en el Aptiense inferior adquieren mayor entidad durante el tránsito Aptiense - Albiense, e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria (inicio de la tercera secuencia), la plataforma arrecifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores (figura 3.7.). La sucesión correspondiente a este episodio se ha denominado "serie de Pagomakurre". Lóbulos arenosos avanzan desde el SE, mientras perduran aún algunos arrecifes en la zona de Arimegorta. Estos pequeños reductos de actividad constructora producen detritos calcareníticos que se acumulan en los alrededores (Pagomakurre) en forma de barras mareales o bajíos someros.

Paralizada temporalmente la invasión deltaica, a partir del núcleo de Arimegorta tiene lugar una nueva expansión lateral y vertical (progradación) de los términos arrecifales hacia el oeste en general y hacia el sureste, en pugna creciente con facies deltaicas distales en el noreste y más proximales en el sureste, preludio de la formación Valmaseda. La expansión progresa durante todo el Albiense inferior creando en el oeste un espectacular talud arrecifal cada vez más abrupto, con fases constructivas y destructivas, estas últimas en forma de



LEYENDA

- Rampa o plataforma carbonatada (a) supuesto
- Talud asimétrico constructivo-destructivo
- Ejes de aportes terrígenos continentales
- Cuenca relativa restringida

SIMBOLOGIA

- Límite de unidades tectoestratigráficas
- Límite de sectores tectoestratigraficos
- Contactos estratigráficos
- Contactos entre medios sedimentarios
- Fallas con influencia paleogeográfica
- Fallas con influencia paleogeográfica supuesta
- Corte representado en la Figura 3.6.

Figura 3.4.A.–Aproximación a la paleogeografía del Bedouliense-Gargasiense

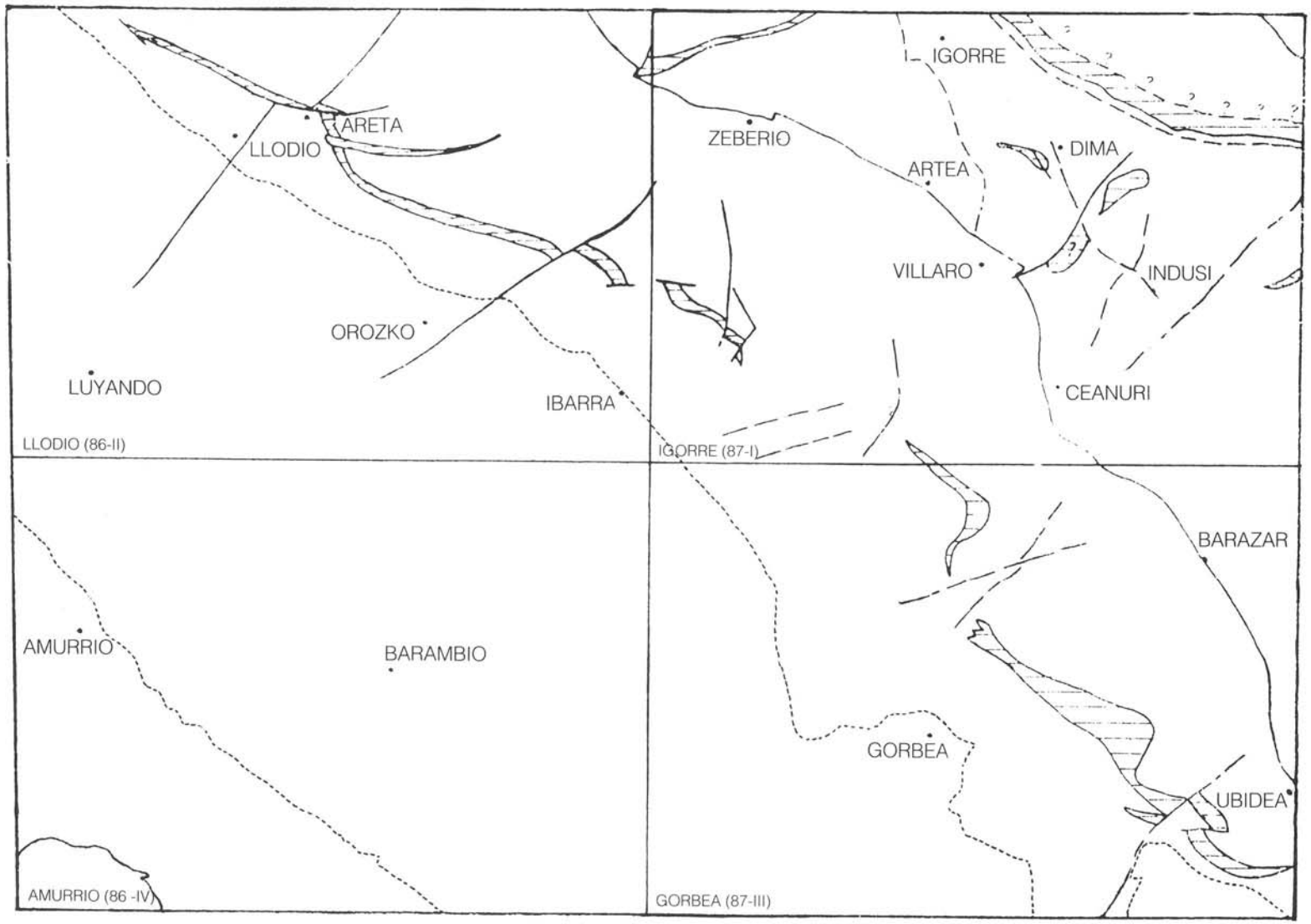


Figura 3.4.B –Situación de afloramientos de caliza aptiense y su relación con las fracturas que sugieren actuación sinsedimentaria. Las terminaciones laterales son estratigráficas excepto donde se indica falla.

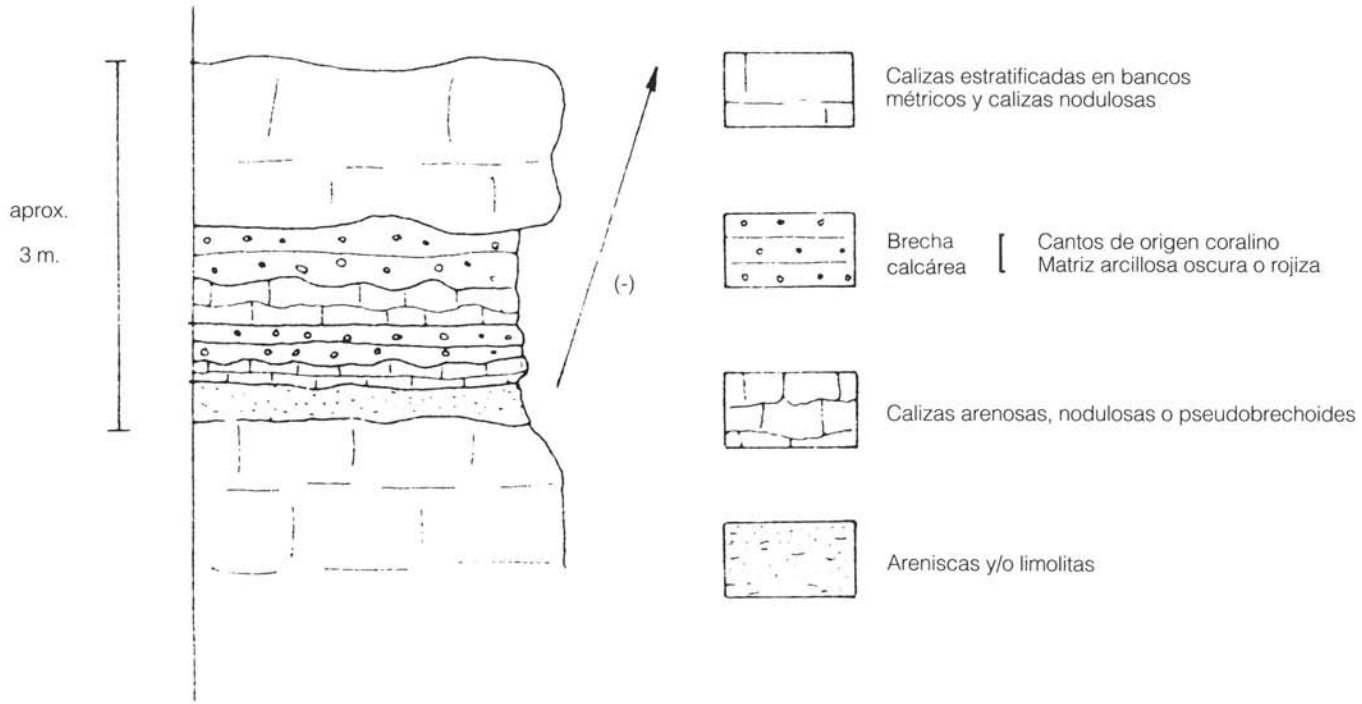


Figura 3.5.—Secuencia-tipo en los ciclos de somerización de las calizas de Orozco. Ciclos similares se dan en el Aptiense y Albiense calizo de todo el Arco Vasco.

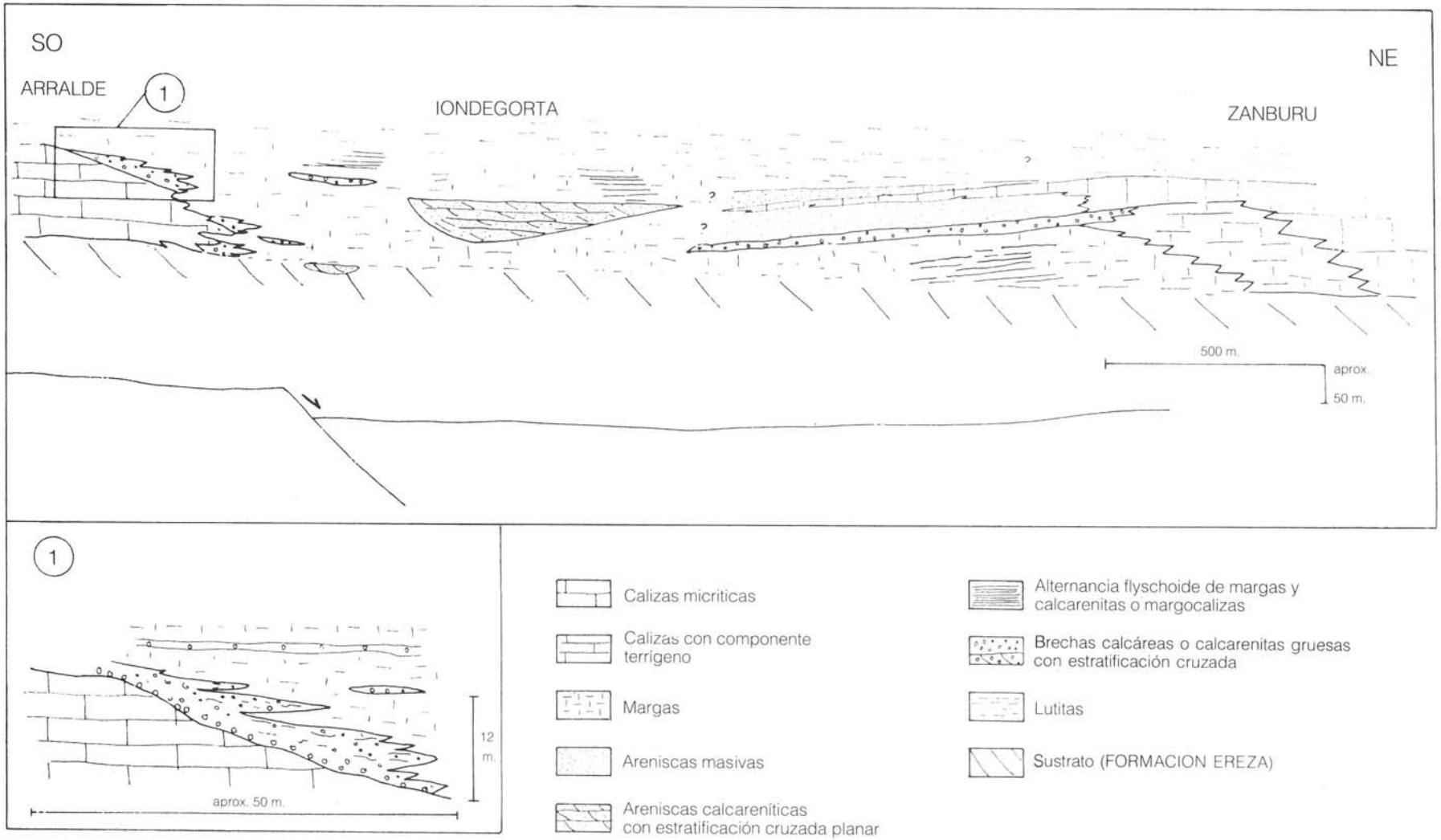


Figura 3.6.–Diagrama esquemático de la intercalación terrígena de Iondegorta mostrando la asimetría de los taludes y sus diferentes caracteres, destructivo (SO), destructivo-constructivo (NE).

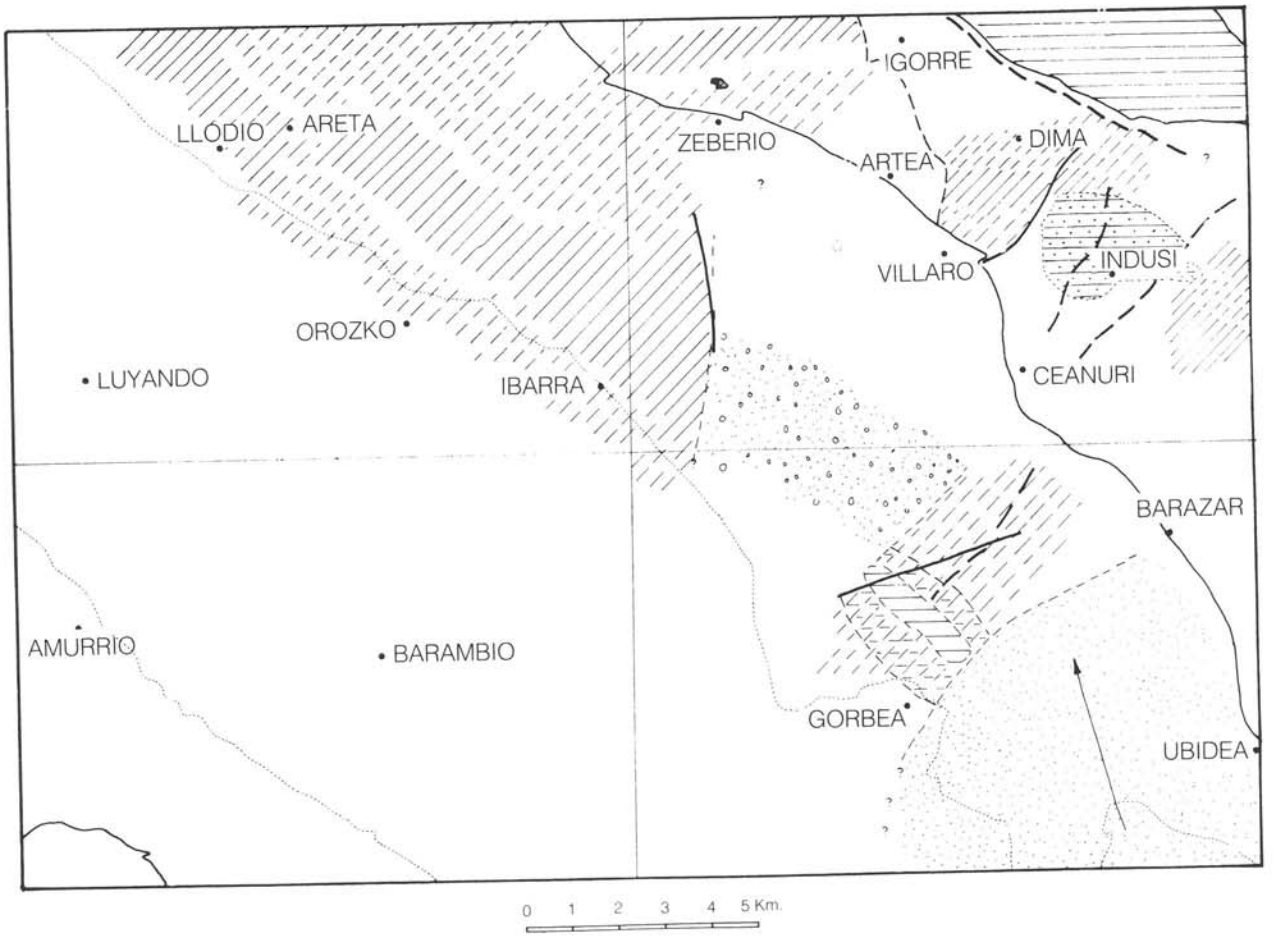


Figura 3.7.–Aproximación a la paleogeografía del Gargasiense-Albiense basal

desprendimientos de grandes masas calizas que se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de una cuenca margosa (margas de Orozko). La distribución paleogeográfica de los diversos elementos se visualiza en las figuras 3.8.A, B y 3.9.

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal: en los últimos estadios de crecimiento del gran edificio de Itxina, la elevación del fondo marino ocasionó una exposición bastante generalizada del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso (incluso con formación de depósitos alumínicos en intercalaciones arcillosas). Simultáneamente, un sistema terrígeno deltaico progradante desde el sureste chocaba contra la barrera calcárea y se indentaba con ella. Finalmente, hacia el Albiense medio-superior, el avance de los terrígenos rodeó el obstáculo (presumiblemente por el sur, aunque quizá tuviese también una entrada por el norte, paralela al surco de Indusi) y comenzó a invadir la cuenca carbonatada de Orozko, solapando simultáneamente los márgenes del banco calizo.

Se puede, pues, decir como resumen general que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue esencialmente carbonatada. Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios). Se dibuja, en general, el clásico esquema "plataforma - cuenca" de WILSON (1975), especialmente desarrollado durante el Albiense.

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana Vasco-Cantábrica. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma (figura 2.10). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el caso de Indusi - Dima - Eskubaratz, y posiblemente de la plataforma Itxina - Aldamín; de manera que en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto (Gª MONDEJAR y Gª PASCUAL, 1982; ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; ROBADOR, 1984; CADEM, 1985) contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. El emplazamiento de los diapiros en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien refleja cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el Sinclinorio de Bizkaia, el Anticlinorio Nord-Vizcaíno, y quizá en menor medida el Anticlinorio de Bilbao (Gª MONDEJAR y Gª PASCUAL, 1982; CADEM, 1985), en el que se localiza el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

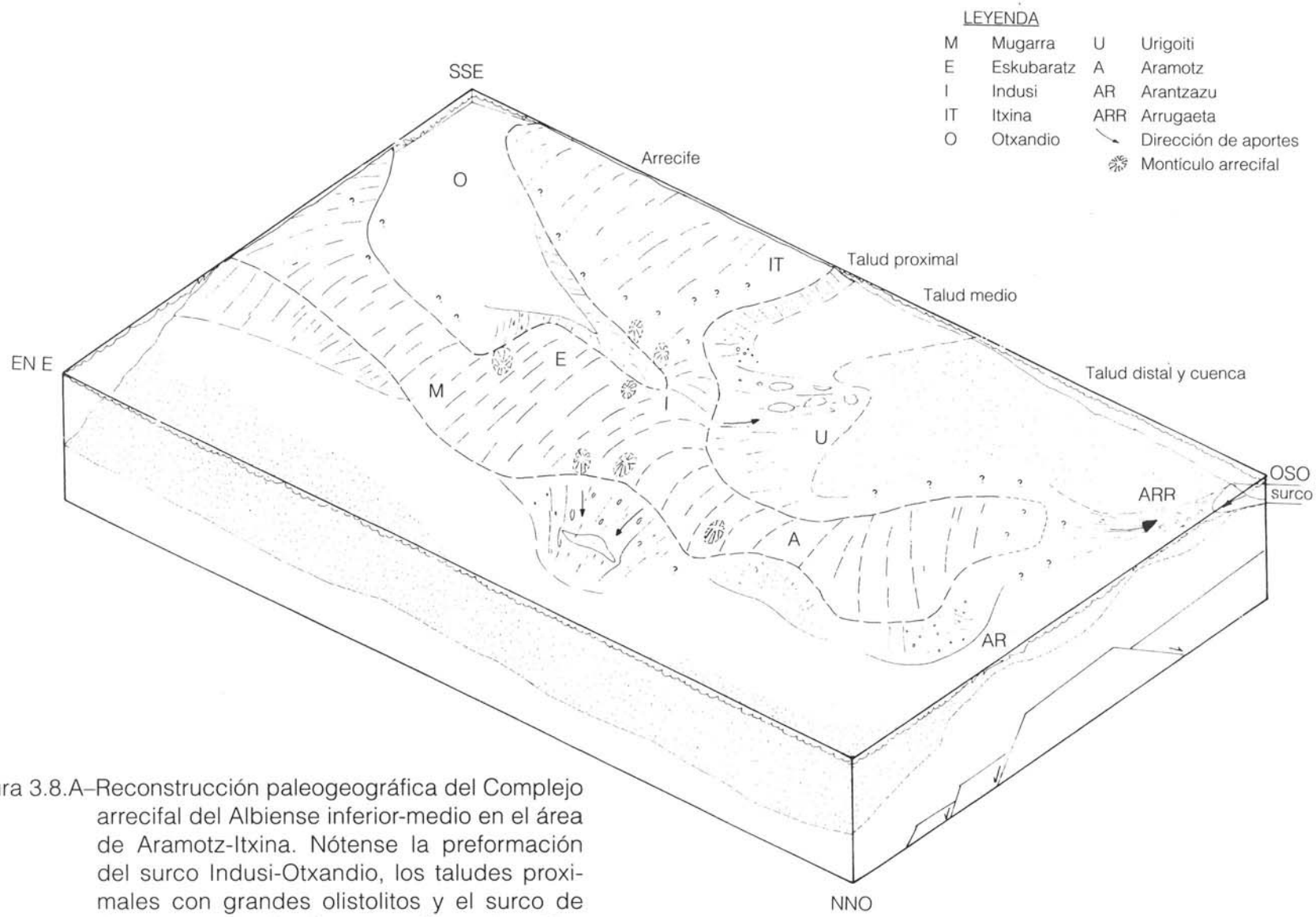


Figura 3.8.A–Reconstrucción paleogeográfica del Complejo arrecifal del Albiense inferior-medio en el área de Aramotz-Itxina. Nótense la preformación del surco Indusi-Otxandio, los taludes proximales con grandes olistolitos y el surco de Arrugaeta, por donde se canalizan derrubios proximales hacia el SO y entradas detríticas hacia el NE

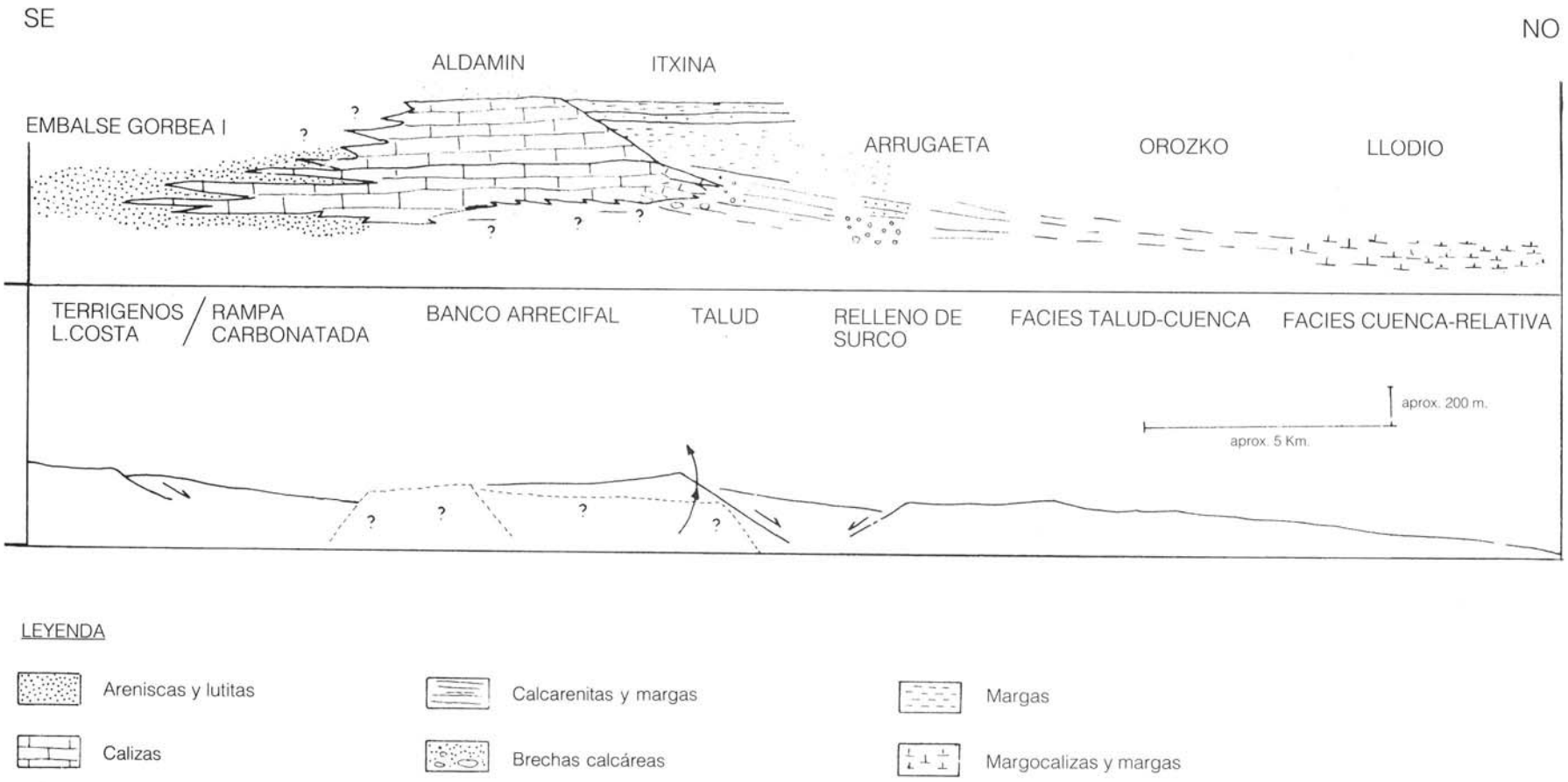
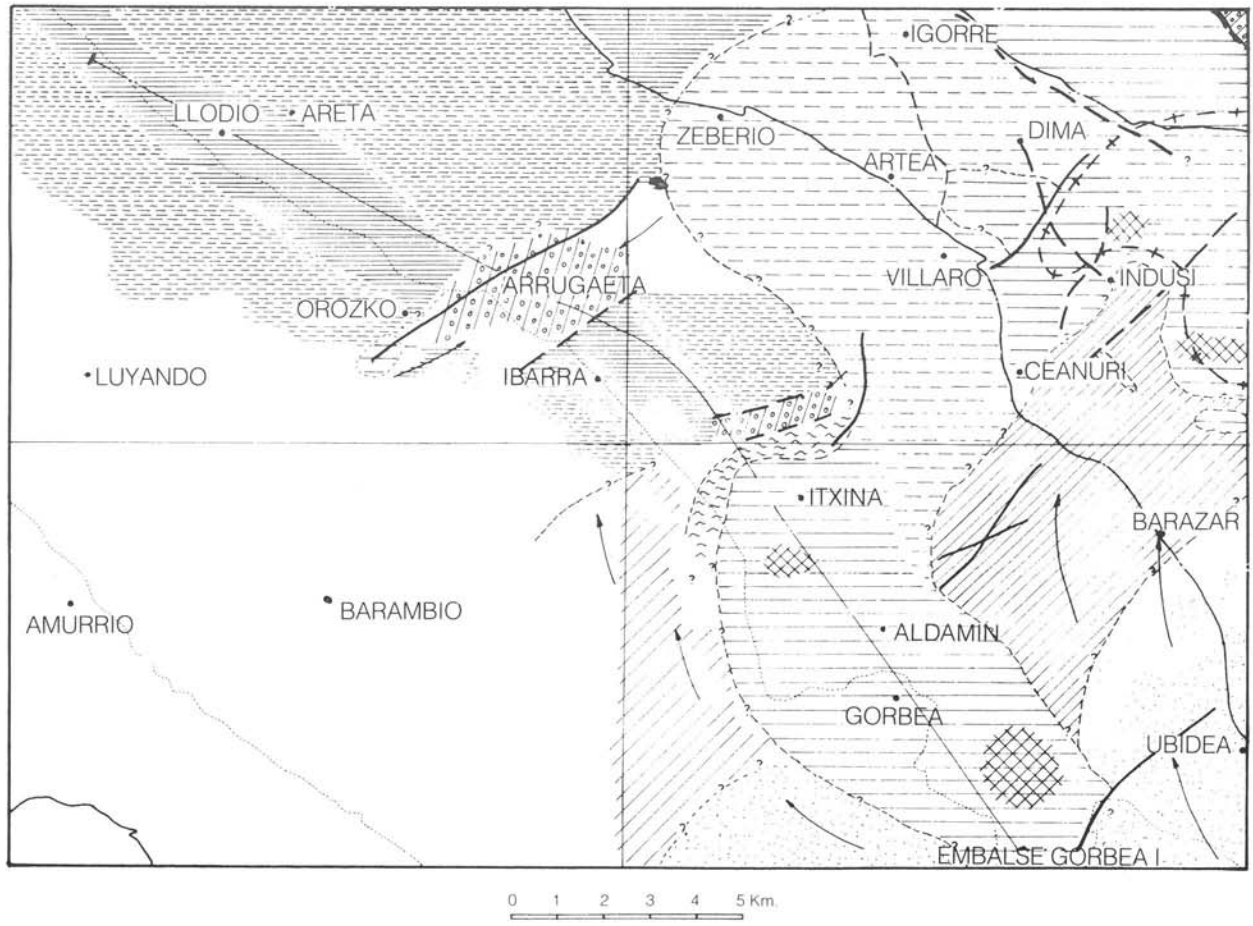


Figura 3.8.B—Esquema de distribución de los medios sinsedimentarios en el Albiense inferior de la Unidad de Gorbea. Supuesta disposición y movimiento de las fallas sinsedimentarias. A trazos, durante el Albiense basal; en línea continua, durante el resto del Albiense inferior.



LEYENDA

- Plataformas y bancos carbonatados (a) supuestos
- Talud destructivo proximal, abierto o canalizado
- Talud constructivo progradante
- Talud distal y cuenca carbonatada (Albiense inferior) o prodelta (Albiense inferior-medio).(a) supuesto
- Facies deltaicas proximales
- Facies deltaicas medio proximales

SIMBOLOGIA

- Límite de unidades tectoestratigráficas
- Límite de sectores tectoestratigraficos
- Contactos estratigráficos
- Contactos entre medios sedimentarios
- Direcciones de aportes
- Exposición subaérea local
- Fallas con influencia paleogeográfica
- Fallas con influencia paleogeográfica supuesta
- Corte representado en la figura 3.8.B
- Contorno hipotético del domo diapírico de Dima-Eskubaratz

Figura 3.9.–Aproximación a la paleogeografía del Albiense-inferior (y tránsito al Albiense medio)

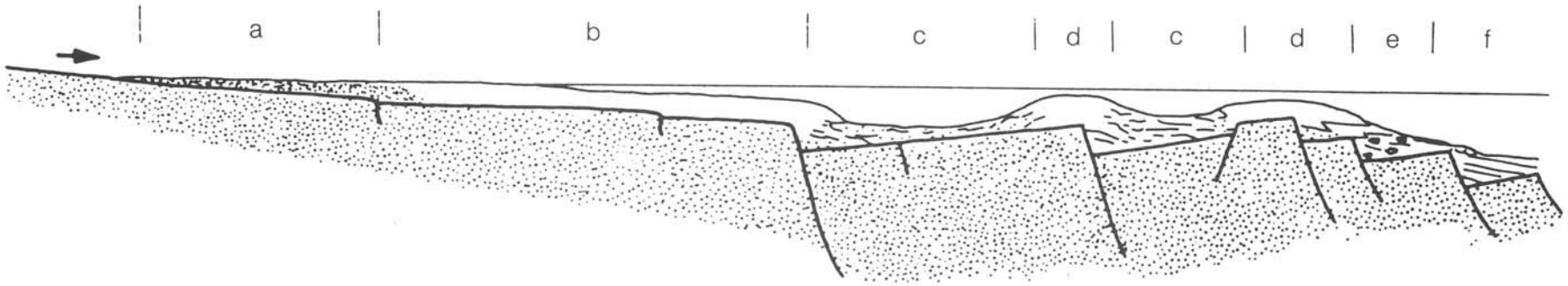


Figura 3.10.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano con indicación de áreas-tipo para cada situación paleogeográfica.
a) Facies de influencia continental (Area de Forua).
b) Plataforma carbonatada (Banda Forua - Busturia).
c) Cuencas restringidas o "lagoons" de plataforma interna (Aulestia, Ispaster, Ereño).
d) Bancos arrecifales ("off-shore banks") (Sta. Eufemia, área de Nabarniz).
e) Talud arrecifal destructivo (Bakio, Bermeo, Laga-Laida, Ea).
f) Cuenca marina franca (Bermeo-Bakio).
Dibujo tomado de RAT y PASCAL (1979).

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (SUPRAURGONIANO)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales de la formación Valmaseda presentan carácteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas, al sur, y las formaciones de Zufía y Egino (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. En una posición más septentrional se sitúa la formación Deva, atribuible a un ambiente de surco flysch. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.11.

En base a las asociaciones litológicas, la formación Valmaseda se puede dividir verticalmente, en su perfil de máximo desarrollo (cuadrantes de Llodio y Amurrio), en cuatro tramos, según se muestra en la figura 3.12. Los tres primeros, representados en el cuadrante, son los más areniscosos, suman más de 3500 metros y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El tramo final, de más de 1000 metros, es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta.

En este cuadrante, los primeros estadios del ciclo comienzan antes de la destrucción final de la vida en las barreras de arrecifes urgonianos. Como ya se ha indicado, durante el Albiense medio coexistieron los aportes terrígenos más distales del tramo I (primeras avanzadillas del sistema deltaico) con las últimas etapas de crecimiento arrecifal. Los sedimentos finos de prodelta logran rodear la barrera de Itxina irrumpiendo en la cuenca de Orozko; sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados del tramo II las que sepultan definitivamente los arrecifes albienses (figura 3.13.). A partir de este momento comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio (figura 3.14.). A lo largo del desarrollo del sistema deltaico, y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de lóbulos deltaicos, se produjeron localmente condiciones de ausencia de aportes terrígenos que permitieron un aumento de la influencia marina y la consiguiente instauración de incipientes crecimientos arrecifales. Estos son de muy diferente entidad, desde finos "niveles de abandono" calcareníticos y arenosos, hasta biostromos o incluso biohermos de rudistas de potencia decamétrica. En ellos es frecuente la exposición subaérea de los materiales, como ocurría en los últimos momentos del complejo arrecifal de Itxina.

Los espesores de los sedimentos aptienses y albienses se reducen notablemente hacia el sureste, dando un mínimo en el área de Oketa - Ubidea, que coincide posiblemente con una zona de paleoalto durante buena parte del Cretácico inferior.

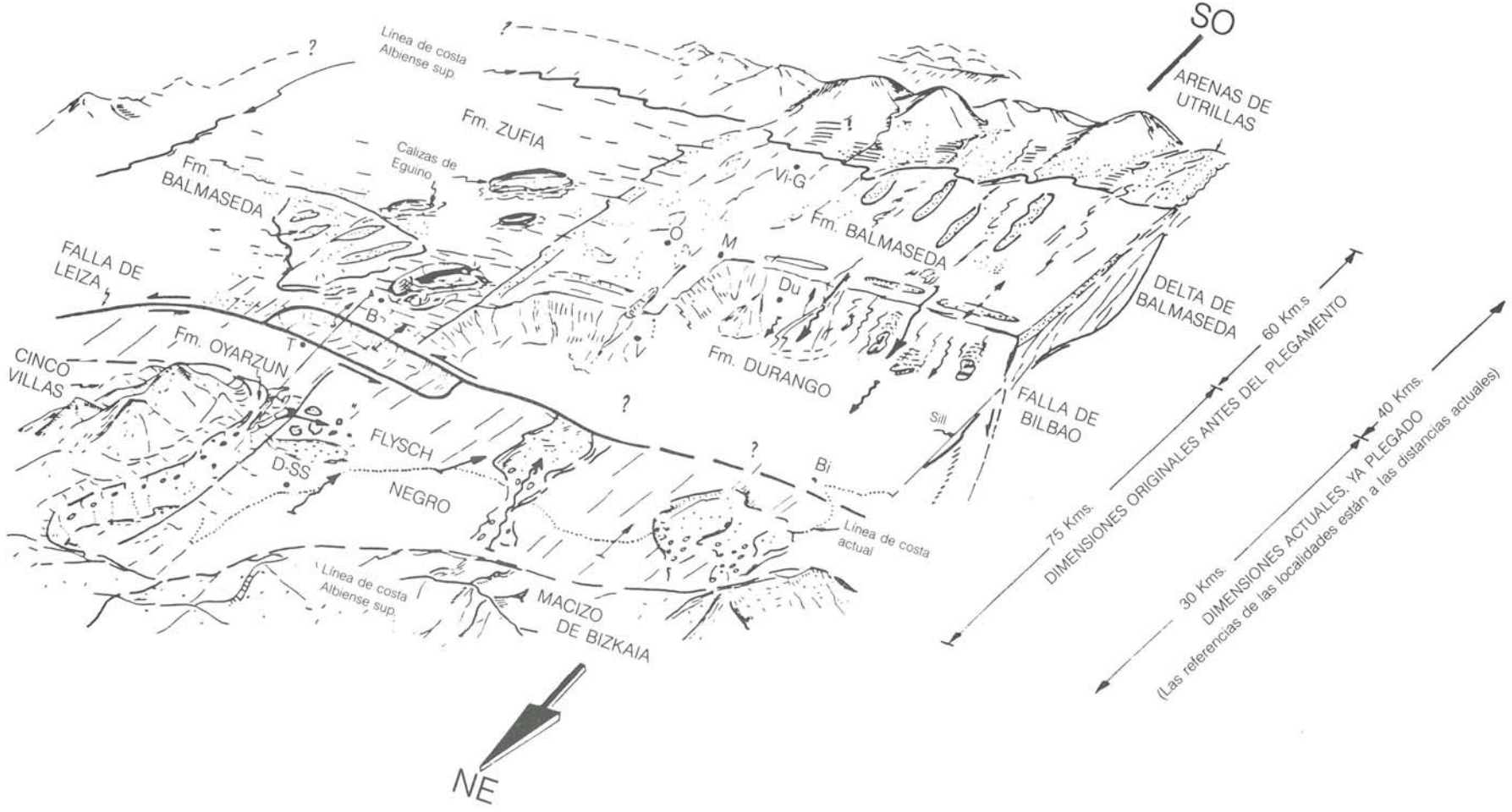


Figura 3.11.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior. Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate.

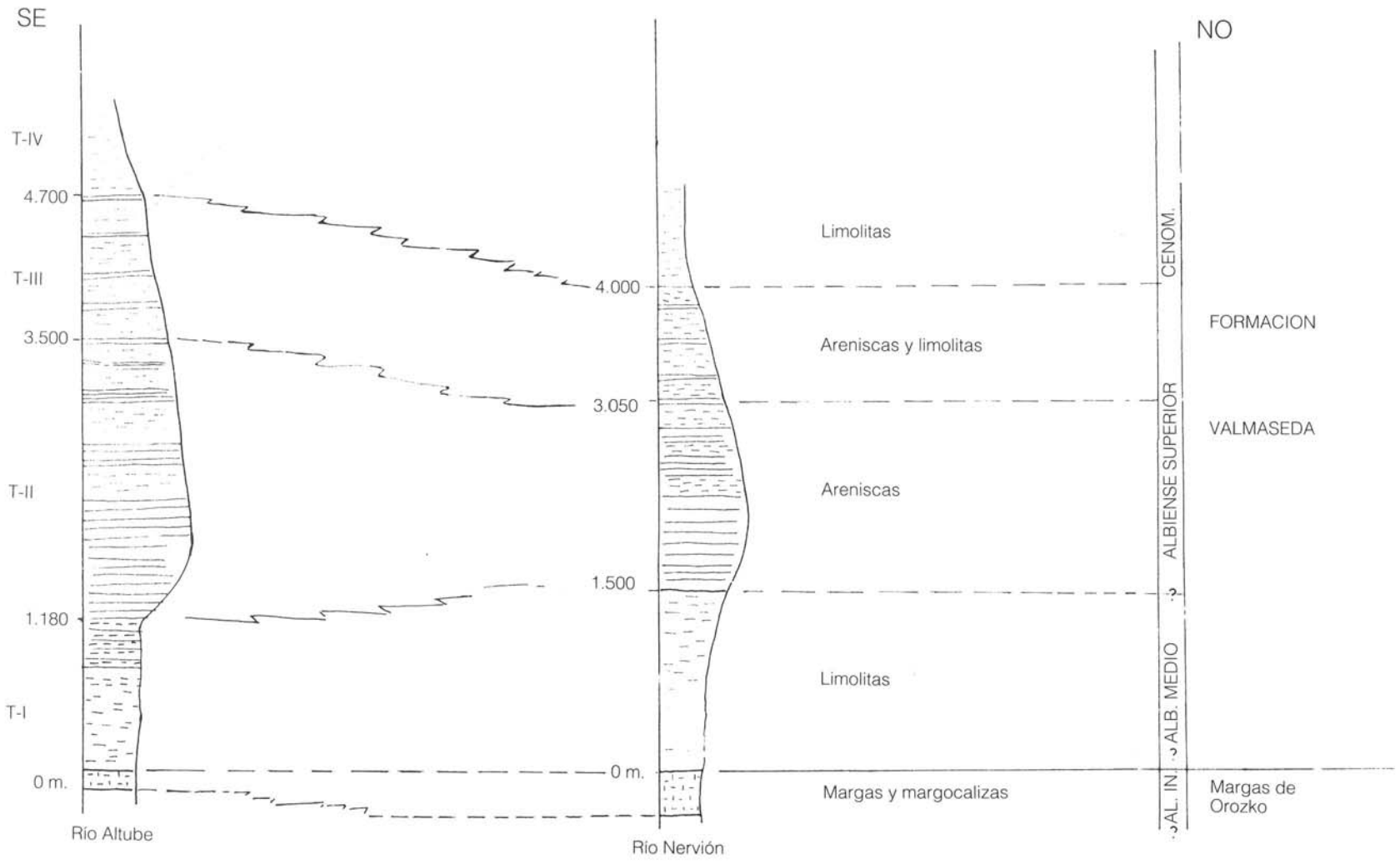


Figura 3.12.–Esquema de correlación de las columnas de los ríos Altube y Nervión con las unidades cronoestratigráficas en la formación Valmaseda. Se observa claramente la pérdida de potencia de los cuerpos centrales areniscosos hacia el NO. También es patente la variación en el espesor de las margas de Orozko.

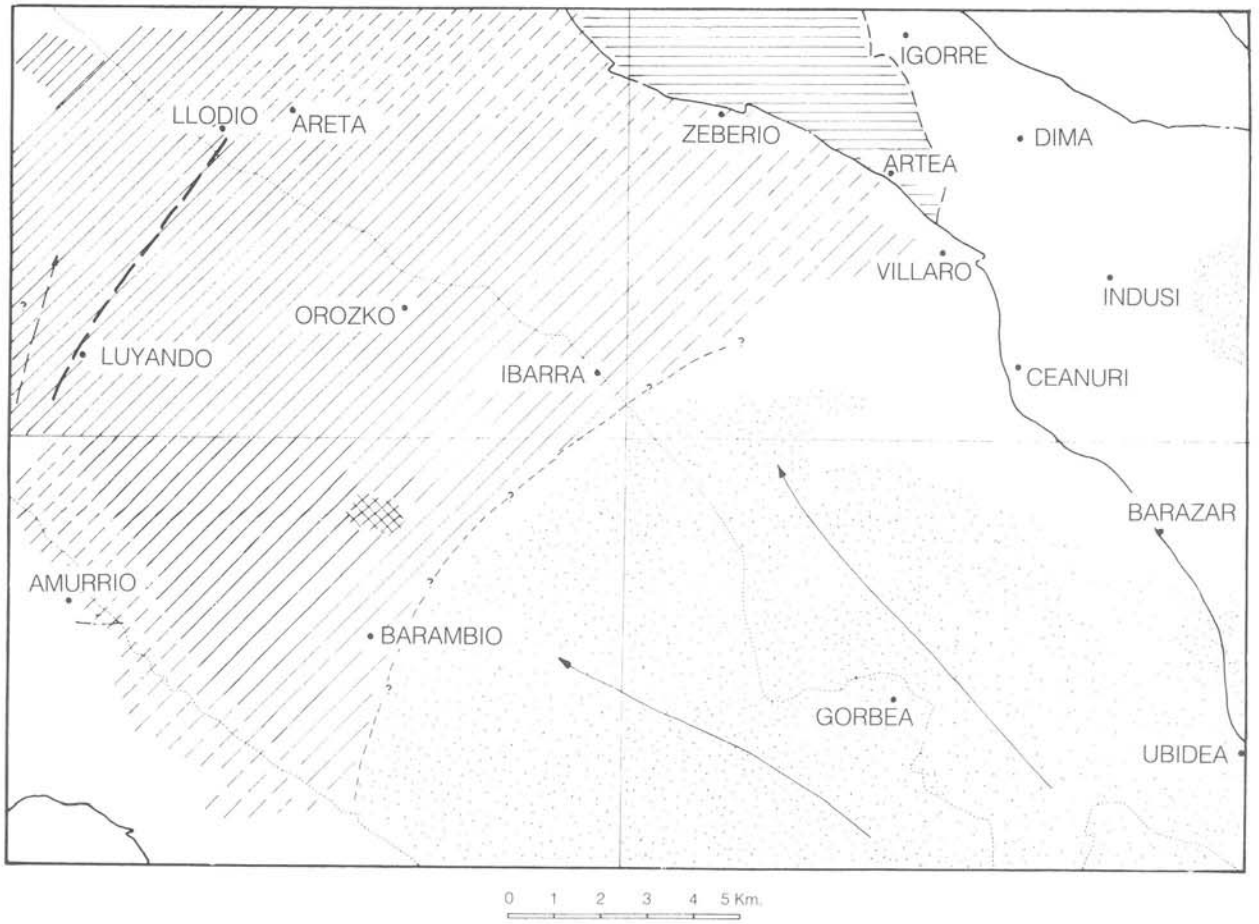


Figura 3.13.–Aproximación a la paleogeografía del Albiense medio y superior

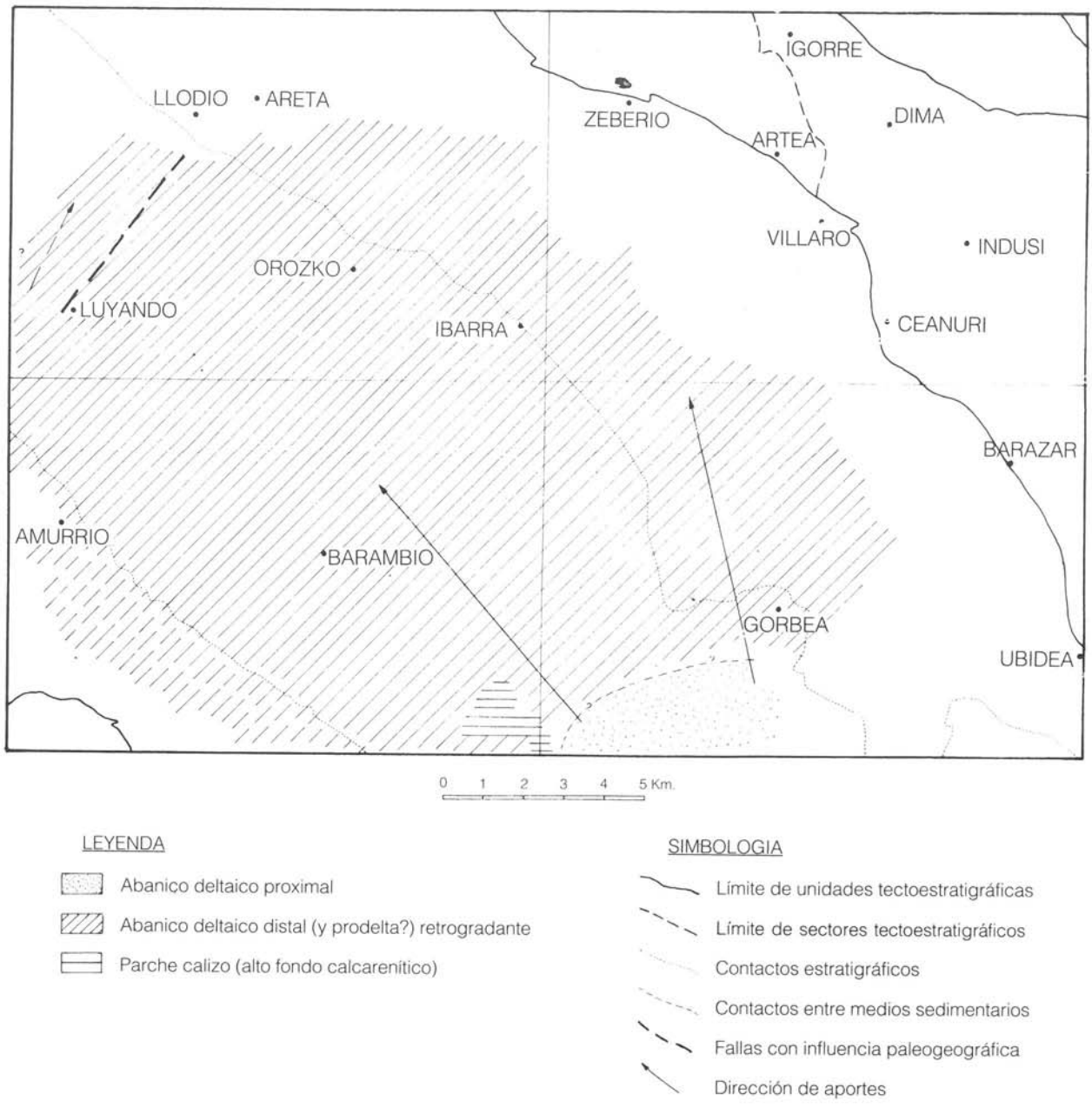


Figura 3.14.–Aproximación a la paleogeografía del Albiense superior y Cenomaniense inferior.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En este cuadrante se reconocen dos zonas, estructuralmente bien diferenciadas, y que coinciden a grandes rasgos con las unidades de Yurre y Gorbea. La falla de Villaro es un accidente de régimen muy complejo, y de gran importancia regional que les sirve de límite formal, quedando la unidad de Yurre al norte y la de Gorbea al sur (figura 4.1.). La Unidad de Yurre tiene como límite norte la falla Bilbao - Alsasua (visible en el cuadrante de Igorre), y constituye a escala regional, un corredor tectónico de gran complejidad. Por el contrario, la Unidad de Gorbea, situada al sur, constituye una serie monoclinal buzante al sur caracterizada por una tectónica relativamente suave y sencilla.

La falla de Villaro, en el cuadrante contiguo de Igorre (87-I) es muy neta y su trazado, salvo en su parte sur, apenas presenta dificultad. En el cuadrante de Gorbea sin embargo, en lugar de una falla neta se presenta (ángulo noreste del cuadrante) como un corredor de fallas N 150° E, algo difusas, siendo su continuidad más problemática. De cualquier forma, las fallas que constituirían en este cuadrante la prolongación de la falla de Villaro (al menos las situadas más al sur) apenas tienen salto, observándose cierta continuidad estructural a ambos lados de las mismas. Este hecho no sólo cuestiona la validez de la falla de Villaro como límite de unidades sino incluso la conveniencia de esta división.

De hecho, en los cuadrantes situados más al sureste, se observa ya la necesidad de agrupar las unidades en una sola (Unidad de Yurre y Gorbea) dado que la poca entidad, en estos casos, de la falla de Villaro no justifica su división.

Entre estas dos zonas, como ya se indicó, no exite un límite neto. En su lugar lo que sí se aprecia es una progresiva evolución de las estructuras hacia formas más complejas en sentido noreste. Con objeto de simplificar la descripción de las distintas estructuras parece acertada la división en unidades, y se considera una de las fallas al sur del corredor de Villaro como límite convencional entre las mismas.

UNIDAD DE YURRE

Al norte de la falla que se establece como límite convencional entre unidades, se mantiene una estructuración de pliegues N 130° - 150° E si bien éstos son aquí más apretados y presentan flancos muy verticalizados. El conjunto está afectado por un sistema paralelo de fallas verticales que constituyen la continuación de la falla de Villaro. Las fallas situadas más al sur no parecen presentar mucho salto. Por el contrario, las fallas localizadas más al noreste podrían tener mayor entidad poniendo en contacto materiales de edad Aptiense con otros de edad Albiense superior.

La falla de Villaro, o en este caso, el corredor de fallas de Villaro, es un accidente de gran importancia regional y de régimen muy complejo. Esta complejidad se explica considerando que se trata del reflejo de uno de los grandes accidentes tardihercínicos que compartimentaron la Cuenca, controlando la sedimentación durante gran parte del Mesozoico, y que actúa durante las sucesivas fases de la orogenia reactivándose como falla inversa y falla de desgarre.

UNIDAD DE GORBEA

Con excepción del ángulo noreste ocupa prácticamente la totalidad del cuadrante. A grandes rasgos constituye una potente serie monoclinal buzante al suroeste, tan sólo interrumpida localmente por suaves alabeamientos de la serie. Los más notables se localizan en el monte Aritzarri. Se trata de pliegues muy suaves y laxos de gran amplitud cuyo eje parece orientarse en dirección N-S. Otros tipos de pliegues menores (como los localizados en la zona de Herrerías) se reconocen con cierta frecuencia en la proximidad de fallas N 100° - 110° E. A la vista de su posición, dirección de los ejes (N 100° - 110° E) y geometrías poco apretadas, parecen estar ligados al movimiento de estas fallas, estando su desarrollo restringido a ese ámbito.

El sistema de fallas N 100° - 110° E constituye el rasgo tectónico más notable en esta unidad. Forman una red extensa de fracturas de gran continuidad, de régimen distensivo, bastante verticalizadas y de poco salto en general. Localmente llevan asociadas brechificaciones y arrastres. Al parecer se trata del reflejo de fallas sinsedimentarias.

Si bien no es tan evidente que ya a comienzos del Albiense superior funcionaran a modo de incipientes "horst" y "graven" tectónicos, estructurando el zócalo calizo y condicionando la geometría de las cuencas y la sedimentación posterior; lo que sí parece claro es que, al menos durante la deposición del sistema deltaico (Albiense superior), actuaron como fallas de crecimiento condicionando notablemente la sedimentación.

Aunque la mayoría de las fallas reconocidas corresponden al sistema N 100° - 110° E, se debe señalar la existencia de otro sistema perpendicular de menor importancia (N 20° - 40° E) que alcanza su mayor desarrollo en el ángulo sureste del cuadrante, y que probablemente participe, aparentemente con mayor actividad, en la misma dinámica sinsedimentaria.

Hacia el noreste, y en proximidad a la falla de Villaro, la unidad de Gorbea parece describir un macrocierre perianticlinal de eje N 150° E y buzante al sureste. El anticlinal de Ubidea y los pliegues de Zubizabala, son pliegues menores, en general poco apretados y probablemente solidarios con esta macroestructura.

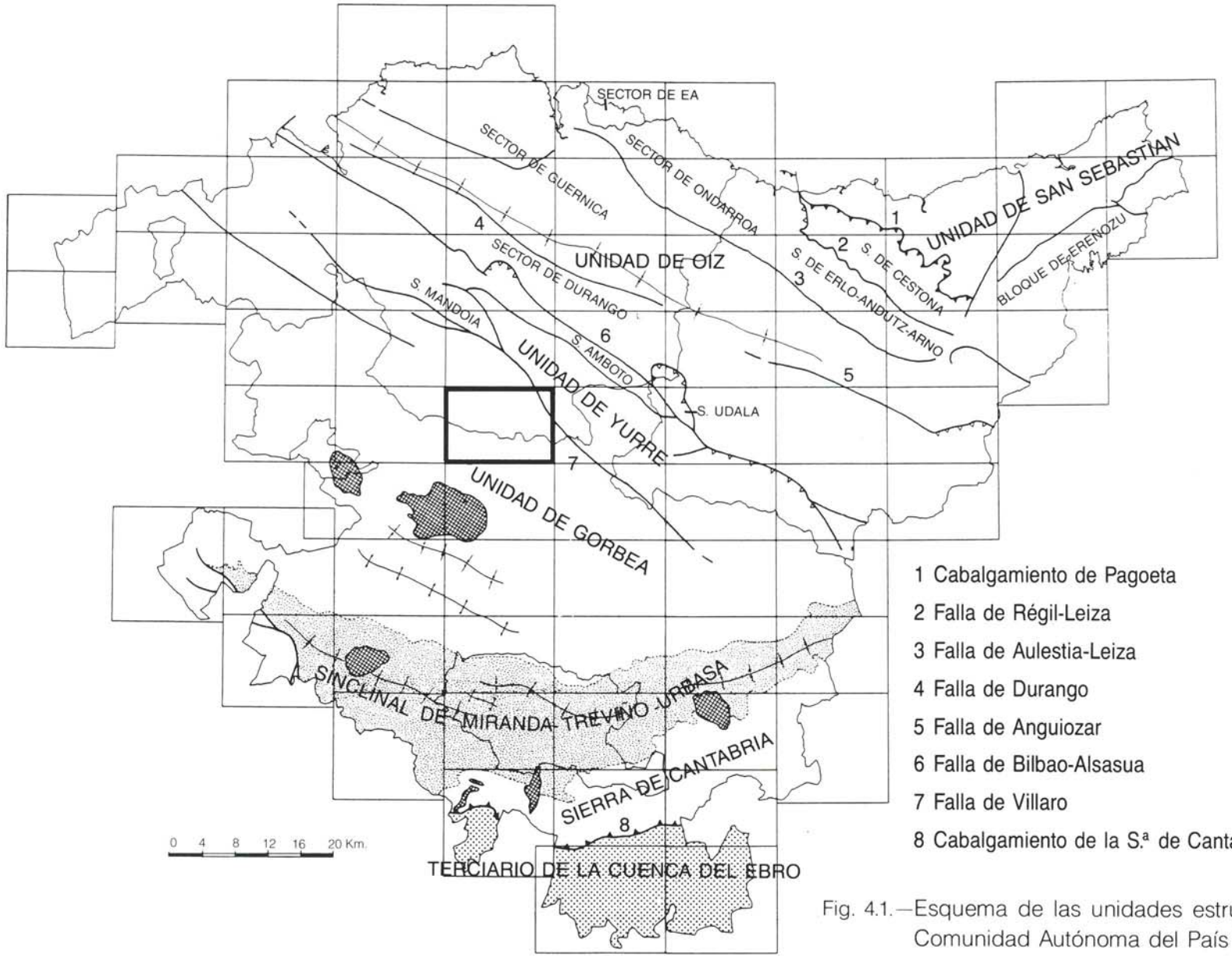


Fig. 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

BIBLIOGRAFIA

A) REFERENCIAS

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

CADEM (1985).—"Investigación geológico - minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango (cuadrantes NO, NE y SO)". Inédito.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. Y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).—"Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Vizcaya)". *X Congreso Nacional de Sedimentología.* Mahón - Menorca, Sep. - Oct. 1983.

FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—"Le système deltaïque de Valmaseda (Albien Supérieur - Cénomanien Inférieur)". En *"Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord-Ibérique".* pp. 117 - 122.

GARCIA GARMILLA, F. (1987).—"Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Vizcaya, Cantabria): Estratigrafía y sedimentación". *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco.*

GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—"Successions paléogéographiques du Complexe Urgonien dans le SE de la Región Basco-Cantabrique (Nord de l'Espagne)". Géobios n.º 3, Lyon, pp. 71 - 78.

GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—"Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua". *KOBIE n.º 12,* pp. 101-137.

GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—"Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general". En *"El Cretácico en España". Univ. Complutense de Madrid,* pp. 145 - 160.

INGEMISA (1982).—"Síntesis geológica del País Vasco". Inédito.

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

JAMES, N. P. (1979).—"Shallowing-Upward sequences in carbonates". En *Facies Models.* Walker (1979) (ed.), pp. 109 - 121.

MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—"The depositional sequence as a basic unit for strati-

graphic analysis''. In PAYTON, CH. E. 1977; ''Seismic stratigraphy applications to the hidrocarbon exploration'' (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53 - 62.

PUJALTE, V. (1977).—''El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación''. *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco.*

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

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

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

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

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

WRIGHT, V. P. (1985).—''Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal''. En *PALEOALGOLOGY* (THOMEY, D. F.; NITECKI, M. H.; editores); pp. 330 - 341.

B) BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

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

GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—''El Complejo Urgoniano del Sur de Santander''. *Universidad del País Vasco.* Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao. *Tesis Doctoral.* Published University Microfilms International. 673 pp., 203 figs, 10 anexos.

GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1981).—''El Jurásico superior y el Cretácico inferior en la región Vasco-Cantábrica (parte occidental)''. Libro guía de Jornadas de campo. *Grupo Español del Mesozoico PICS, Mid Cretaceous Events.*

GARCIA PASCUAL, I (1981).—''Estudio geológico del Cretácico inferior en el Anticlinorio de Bilbao entre los Ríos Nervión y Cadagua''. *Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco. Inédito.*

IGME (1985).—''Estudio geológico a 1:10.000 en el área de Dima''. Inédito.

JAMES, N. P. (1983).—''Chapter 8. Reef environment''. En SCHOLLE *et al.* (eds): ''Carbonate depositional environments''. *AAPG Memoir 33.* Tulsa, Oklahoma.

MONTADERT, L. *et al.* (1973).—''L'histoire structurale du Golfe de Gascogne''. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne.* T. III. París. Ed Technip. p. VI-61-1, VI-16-18.

OLIVE, A. *et al.* (1984).—''Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica''. *I Congreso Español de Geología.* Segovia 9 - 14 Abril 1984. Tomo I; pp. 53 - 65.

PARK, R. K. (1976).—''A note on the significance of lamination in stromatolites''. *Sedimentology,* 23, pp. 379 - 393.

PUJALTE, V. (1986).—''Análisis comparativo de las facies, sistemas deposicionales y contexto estratigráfico de la macrosecuencia Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector

de Aguilar de Campóo y de la macrosecuencia albocenomaniense en la transversal de Bilbao''. En prensa.

PUJALTE, V y MONGE, S. (1985).—''A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian, Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian Región''. *6th Europ. Teg. Mtg. Sedim. I.A.S. Lleida.* Abst. pp. 381 - 384.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—''Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico en el Norte de España (Región Cantábrica)''. Memoria IGME, T. 73, pp. 1 - 357.

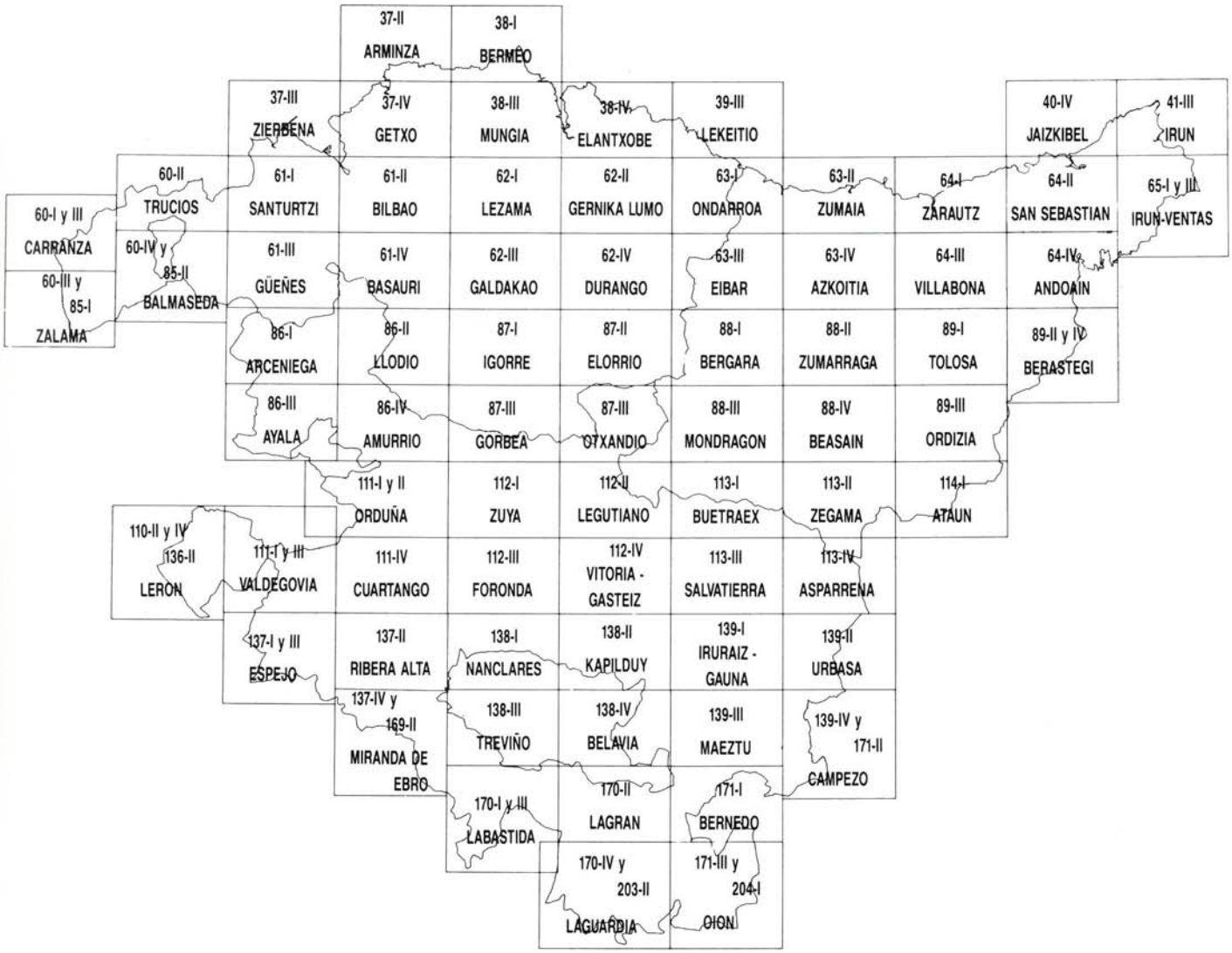
RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—''Síntesis geológica de la Provincia de Alava''. *Ob. Cult. C.A.M. de Vitoria.* 66 pp., 20 figs., 34 láms.

SOLER, R. *et al.* (1981).—''Petroleum geology of the bay of Biskay''. In: *Petr. Geol. of the Continental shelf of NW Europe,* pp. 474 - 482.

TILL, R. (1979).—''Arid shorelines and evaporites''. En READING, H. G. (editor): ''Sedimentary Environments and Facies''. *Blackwell Sciencific Publications;* pp. 178 - 206.

VOORT, H. B. (1963).—''Zum Flyschproblem im den West Pyrenäen''. *Geologische Rundschau,* 53, pp. 220 - 233.

"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.: 84-88302-24-X