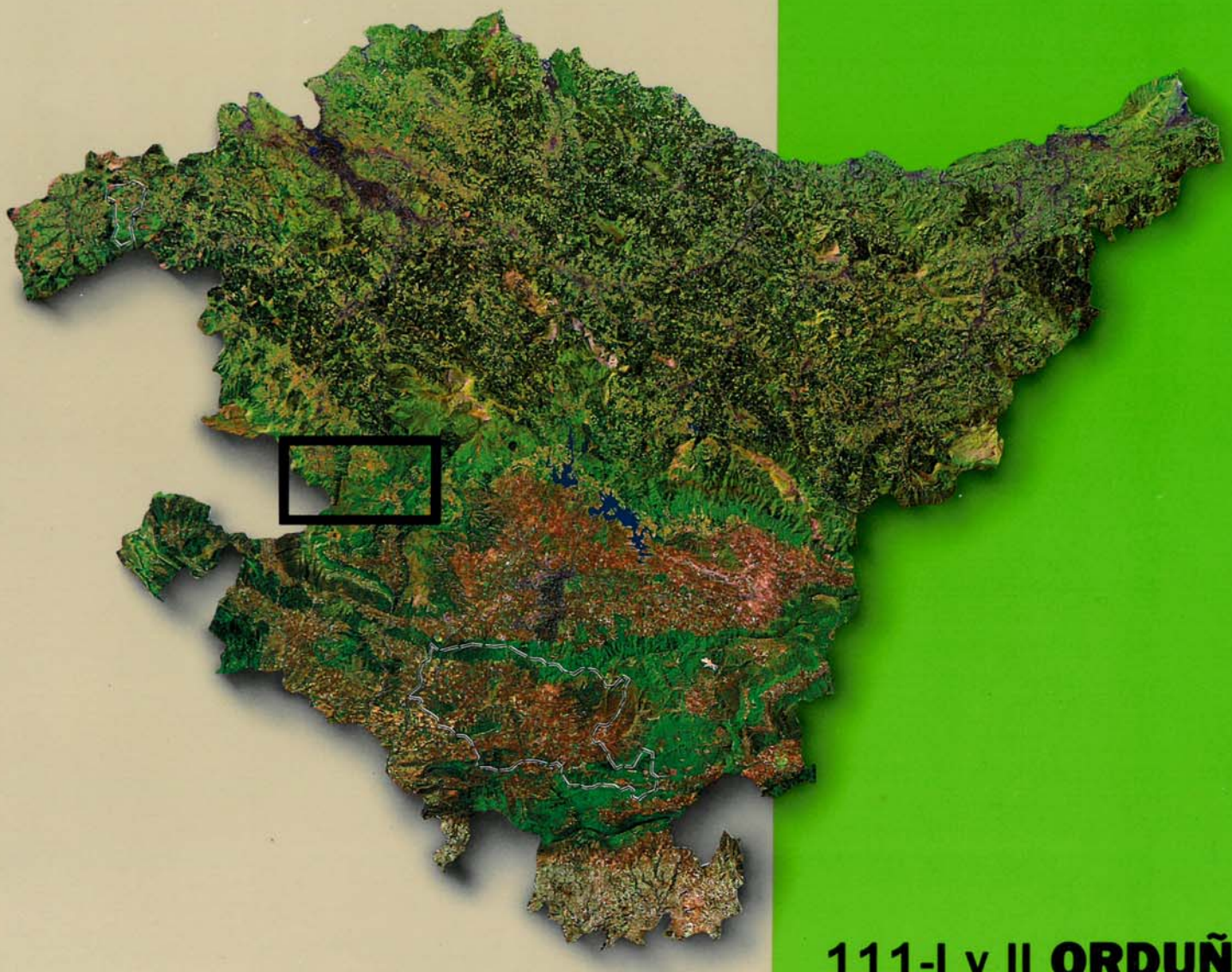
EVE

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa



111-I y II ORDUÑA

E: 1/25.000

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

111-I y II

ORDUÑA

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-1.474-93

I.S.B.N.: 84-88302-60-6

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

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1988.

INDICE

Pág.

1. **INTRODUCCION** 9

2. **ESTRATIGRAFIA** 11

2.1. TRIASICO 11
2.2 JURASICO 13
2.3. CRETACICO INFERIOR. FORMACION VALMASEDA (Complejo Albocenomaniense) 14
2.4. CRETACICO SUPERIOR 15

2.4.1. Alternancias Cenomanienses 17
2.4.2. Serie de Orduña 18

2.4.2.1. Calizas Turonienses 18
2.4.2.2. Alternancias Senonienses 18
2.4.2.3. Calizas de Orduña o de Subijana 20

2.5. TERCIARIO 21
2.6. CUATERNARIO 22

3. **SEDIMENTOLOGIA** 25

3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano) 25
3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense medio - Campaniense) 30
3.3. CICLO NEOGENO (Mio-Plioceno?) 32

4. **PETROLOGIA IGNEA** 35

5. **GEOLOGIA ESTRUCTURAL** 37

BIBLIOGRAFIA 41

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Orduña a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 111 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, "ORDUÑA".

Ocupa parte de los territorios históricos de Bizkaia y Alava, y el límite este de la provincia de Burgos.

La característica morfológica más notable es el escarpe originado por la erosión diferencial entre los materiales triásicos y las calizas coniacienses, especialmente evidente en Orduña y en menor medida en Goiuri/Gujuli. El relieve de la parte alta es el típico relieve alomado con alguna cuesta.

Los núcleos de población más importantes son Orduña e Izarra. Las cotas más elevadas son el alto del Corral (839 metros), la sierra de Guivijo (915 metros), Ramalejo (1.004 metros) y la Peña de Orduña (1.039 metros). Los cursos de agua más importantes son el Nervión y el Bayas, aunque los arroyos son numerosos y en ocasiones con caudal elevado.

Geológicamente, los materiales que forman este cuadrante se enclavan en la Cordillera Vasco-Cantábrica, y presentan edades comprendidas entre el Keuper y el Mioceno.

Aunque generalmente los materiales de este sector de la cuenca suelen estructurarse según las directrices NO-SE, concordantes con las estructuras regionales más importantes, el emplazamiento de los diapiros de Orduña y Murgia produce una deformación característica en los materiales circundantes, los cuales presentan direcciones que se adaptan al contorno de estas estructuras.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado en las zonas próximas a este cuadrante varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional (figura 2.1.). Esta distinción de unidades ha permitido una mayor diferenciación de términos geológicos, y evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un cierto comportamiento tectosedimentario diferencial durante la sedimentación.

En este cuadrante únicamente está representada la Unidad de Gorbea.

También destaca la presencia de materiales salinos del Trías Keuper, que perforan diapíricamente la sucesión de sedimentos, y por esta razón, se consideran al margen de las unidades.

Dentro del presente cuadrante afloran, además, materiales jurásicos (enclaves), cretácicos, terciarios (Neógeno continental discordante) y cuaternarios. Los términos jurásicos y terciarios están limitados al sector del diapiro de Murgia.

2.1. **TRIAS**

El Trías aflora en forma diapírica, en los sectores de Orduña y Murgia.

En el caso de Orduña, se trata de una estructura diapírica simple de materiales triásicos, enclavada en rocas de edad Cretácico superior, y parcialmente cubierta por depósitos cuaternarios.

Presenta una forma elíptica cuyo eje, con una dirección NO-SE, coincide con una de las principales directrices de deformación alpina.

Todos los afloramientos salinos del diapiro son de reducido tamaño. Los únicos en los que se ha podido realizar observaciones han sido las canteras y algún corte de arroyo.

El diapiro de Murgia presenta una geología más complicada que el de Orduña; son frecuentes las escamas de materiales cretácicos en sus bordes, y sobre él afloran numerosos testigos de materiales profundos, constituidos entre otros por calizas jurásicas. Recubriendo estas facies se conservan aún depósitos de materiales detríticos neógenos (posiblemente miocenos) y cuaternarios.

Las facies salinas son similares en ambos diapiros; se trata de **arcillas abigarradas** (1) plásticas de colores rojizos, verdosos y blancos, y **yesos** (así como posiblemente sales no aflorantes). Suelen observarse también cristales bipiramidales de cuarzo.

Los yesos pueden tener un espesor considerable, tal y como se puede comprobar en una explotación abandonada, en las inmedia-

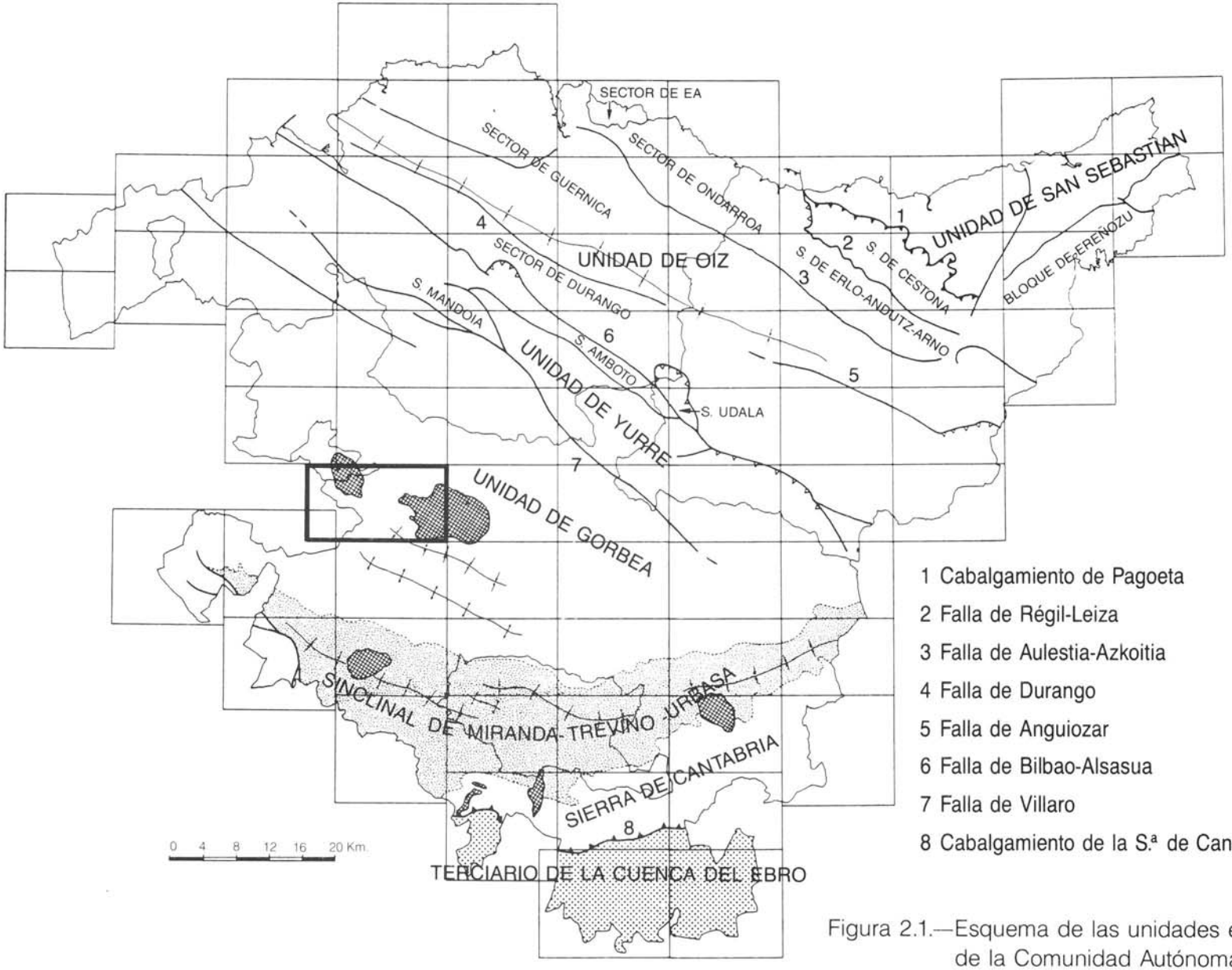


Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

ciones de Orduña: el tramo yesífero presenta más de cuarenta metros de espesor en facies de yesos masivos de espesores decamétricos. Los niveles superiores están constituidos por una alternancia de yesos nodulosos y arcillas. Este tipo de depósitos evaporíticos afloran también en el complejo de Altube, en la autopista A-68, (donde se explotó yeso hasta hace muy pocos años) con estructura más masiva y caótica.

En algunos puntos se han encontrado, englobados en los yesos masivos, bloques de dolomía de tamaño métrico.

Dentro de la facies Keuper suele ser común la existencia de masas ofíticas; aunque en el diapiro de Orduña no se ha reconocido ninguna, sí se han encontrado cantos y bloques decimétricos en el borde oeste, tanto en facies yesíferas como en arcillosas.

Las **ofitas** (2) aflorantes en el diapiro de Murgia forman pequeñas colinas redondeadas. Generalmente se encuentran en avanzado estado de alteración. Cuando se observa la roca fresca, ésta presenta colores verdes oscuros con algunos brillos de sulfuros dispersos. Está fuertemente diaclasada, y en las superficies de fractura suelen desarrollarse mineralizaciones de epidota.

En las zonas próximas al contacto con los materiales cretácicos limitantes pueden aparecer **brechas de borde de diapiro** (3). Han sido cartografiadas en un área restringida del diapiro de Orduña.

Están constituidas por una matriz de arcillas verdes, blancas o rojizas, en la que flotan cantos calcáreos milimétricos, a veces centimétricos, cristales de cuarzo, calcita y yeso, esporádicos cantos de ofita muy alterada, etc. Se desarrollan localmente costras horizontales con cantos calcáreos gruesos y cemento carbonatado.

A este término no se le puede asignar propiamente una edad triásica, puesto que es fruto de la tectonización por ascenso halocinético en una edad posterior, al menos, a la de los cantos que engloba (calizas del Cretácico superior). No obstante, queda encuadrado aquí como material genéticamente asociado a los afloramientos triásicos en su estado actual.

En el diapiro de Murgia es muy frecuente encontrar enclaves de materiales del Cretácico superior más o menos tectonizados. En algunos puntos, debido a la concentración de pequeños enclaves, el Trías adquiere un aspecto brechoide.

Asociados a los diapiros son muy comunes procesos de silicificación parcial así como mineralizaciones de Pb-Zn, Fe y asfalto, tanto en los bordes diapíricos como en los enclaves.

2.2. **JURASICO**

Dentro de los afloramientos triásicos aparecen, diseminados, en mayor o menor medida, cantos y bloques de **calizas y dolomías oquerosas** (4). Por su aspecto pueden corresponder a carniolas del Rethiense. Son rocas en avanzado estado de alteración, al menos en superficie. Comunmente presentan texturas brechoides, con numerosas cavidades de disolución.

Otro tipo de enclaves de edad jurásica menos frecuentes corresponden a **calizas tableadas y margas** (5). En los puntos donde la tectonización permite la observación de roca sana, se presentan como una alternancia en bancos decimétricos bien definidos de calizas, en parte dolomitizadas, y margas arenosas oscuras.

En otros cuadrantes se observan estos materiales situados estratigráficamente a techo de los anteriormente descritos como (4), por lo que se les supone de edad liásica. En el área del diapiro de Orduña aparece un solo enclave, verticalizado, compuesto por dolomía gris,

cuyo aspecto es más similar al de una caliza del Cretácico superior dolomitizada que a una caliza o dolomía del Lías.

2.3. CRETACICO INFERIOR: FORMACION VALMASEDA (COMPLEJO ALBO-CENOMANIENSE)

Sobre los materiales urgonianos no aflorantes en la hoja, y posiblemente en paso lateral con parte de los mismos, se dispone un conjunto detrítico formado por alternancias de areniscas y lutitas en mayor o menor proporción, que aflora en el borde noreste del cuadrante, en el valle del río Altube.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. En los cuadrantes de Llodio y Amurrio las potencias de la formación oscilan entre 4.000 y más de 5.000 metros.

Dentro de este complejo se han diferenciado en cartografía los siguientes términos:

Argilitas y/o limolitas (6). Se definen así aquellos términos con un claro predominio de las granulometrías finas y que se sitúan sobre todo a techo de la serie (correspondiente al Cretácico inferior y Cenomaniense inferior). En esta posición presentan potencia hectométrica.

En estos materiales, el componente argilítico es escaso respecto al limolítico. El tamaño de grano llega ocasionalmente en algunos puntos incluso a arena muy fina, siendo su proporción variable. Muestran colores oscuros y tienen abundante mica blanca detrítica dispersa por la roca, así como sulfuros (pirita) y materia orgánica.

Estas lutitas están mal clasificadas, presentando una laminación grosera. La estratificación está marcada por nivelillos minoritarios de arenisca o por la alineación de septarias o de nódulos carbonatados característicos de estos tramos. Estos nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

Se han detectado en estos términos (sobre todo a techo) intercalaciones calcáreas de potencia métrica, fundamentalmente calcareníticas, algunas de las cuales son cartografiables. Se han denominado "niveles de abandono".

Areniscas y lutitas (7). Es un término que se ha definido para aquellos tramos en los que las areniscas y las lutitas aparecen en proporciones similares sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías. En general se presentan como intercalaciones decamétricas a hectométricas en la serie.

Las areniscas están compuestas por granos de cuarzo de tamaño arena fina a media o incluso gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos están cementados por sílice y ocasionalmente por carbonato. Se encuentran bien estratificadas en bancos polifásicos del orden de 1 metro de potencia, con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas.

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

La característica diferenciadora del término es la alternancia de litologías en bancos polifásicos de potencias cercanas al metro, y no sólo en estratos más finos (centi a decimétricos), como es la norma en cuadrantes situados al norte o noreste (Amurrio, Llodio, Gorbea, etc.).

Como ya se ha mencionado, dentro del complejo detrítico, y sobre todo a techo del conjunto, son frecuentes las interestratificaciones de **calizas (niveles de abandono)** (8), que pueden llegar a tener potencia métrica.

Estos niveles pueden presentar abundante fauna de corales, rudistas, orbitolinas y pequeños bivalvos, así como frecuentes texturas calcareníticas. Litológicamente pueden variar desde una calcarenita bioclástica, hasta caliza muy arenosa. La organización litológica que presentan es muy variable, pudiendo aparecer como simples bancos de caliza masiva o estratificada, o bien como cuerpos calcáreos en los que se intercalan estratos más o menos potentes de caliza arenosa o arenisca. En los alrededores del diapiro de Murgia se concentran los niveles destructivos de calcarenitas y/o brechas calcáreas intercalados en una serie lutítico-areniscosa. A techo se observan niveles "eslumpizados" de calizas más o menos arenosas, con potencias métricas.

Areniscas y areniscas conglomeráticas (9). Se definen así aquellos tramos en los cuales se observa un claro dominio de esta litología sobre los detríticos de grano fino. Son cuerpos plano-paralelos lenticulares de potencias métricas (a veces exagerados en cartografía), con una extensión lateral variable.

Las areniscas que forman estos términos están compuestas por granos de cuarzo de tamaño arena fina a gruesa (llegan localmente a ser microconglomerados), con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca y materia orgánica (tallos y restos de vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados o subredondeados, y el cemento es silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Las estructuras sedimentarias son más o menos frecuentes según las zonas, estando concentradas en los estratos de los niveles basales de la serie. Los estratos más potentes y de grano más grueso son generalmente masivos.

Están bien estratificadas y forman barras con potencia métrica a partir de varios estratos, a veces anastomosados, de gran continuidad lateral. Las intercalaciones lutíticas son frecuentes, aunque minoritarias dentro del conjunto.

Dentro de estos términos son abundantes las intercalaciones de niveles conglomeráticos en bancos decimétricos, formados por cantos subredondeados de cuarcita inmersos en una matriz arenosa.

2.4. CRETACICO SUPERIOR

Bajo este nombre (RAT, 1959) quedan englobados los materiales de plataforma carbonatada comprendidos entre el techo de las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano (en este caso la formación Valmaseda), que se sitúa en el tránsito entre Cenomaniense inferior y medio, y la base de los tramos calizos paleocenos o, en su caso, de los conglomerados terciarios.

Está formado por rocas carbonatadas que constituyen un conjunto alternante a pequeña y gran escala. Ocupa prácticamente toda la extensión del cuadrante.

Dentro del área estudiada, los materiales del Cretácico superior pueden dividirse en dos grupos (figura 2.2.).

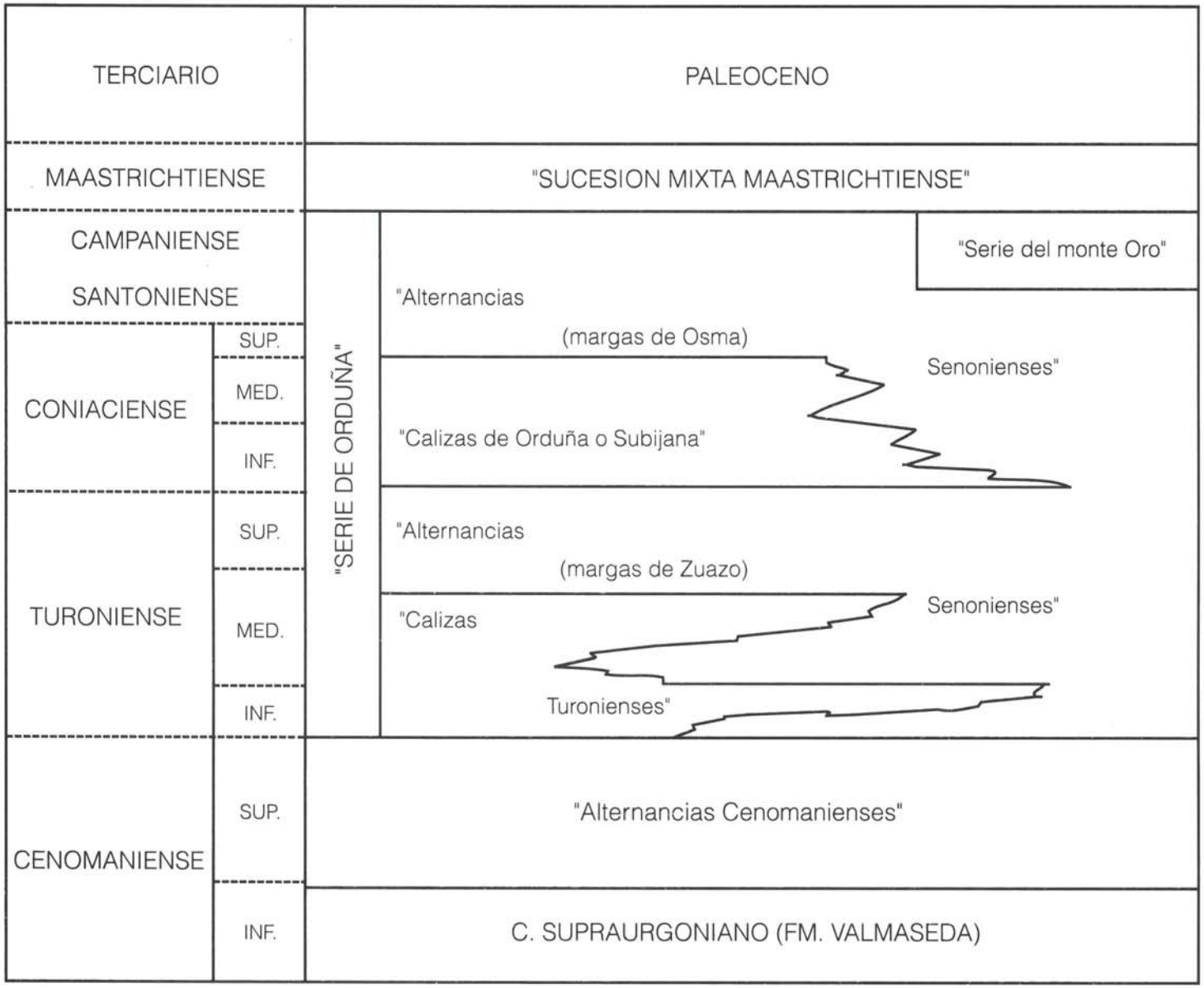


Figura 2.2.–Distribución de los elementos estratigráficos descritos en el texto, para el Cretácico superior

I.—"Alternancias Cenomanienses". (Cenomaniense superior; potencia oscilante entre 300 y 450 metros).

II.—"Serie de Orduña", que abarca materiales desde el Turoniense inferior hasta, como mínimo, el tránsito Santoniense-Campaniense. El límite superior puede resultar más alto al completar el esquema cronoestratigráfico con los cuadrantes adyacentes.

Dentro de la serie de Orduña destacan dos elementos: "calizas turonienses" (Turoniense inferior y medio), y "calizas de Orduña o de Subijana" (Coniaciense inferior-medio), que quedan perfectamente definidas por la combinación de factores litológicos y geomorfológicos. El resto de la serie está compuesta por un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas.

A este complejo estratigráfico se le denominará "alternancias senonienses", ya que abarca, en este cuadrante, al menos dos pisos de dicho período, así como el Turoniense superior (en otras áreas, las edades van desde Coniaciense hasta Campaniense medio). El paquete de alternancias comprendido entre los resaltes calizos principales presenta potencias oscilantes entre 600 metros en el oeste del cuadrante y menos de 300 metros en el área situada entre los diapiros.

2.4.1. **Alternancias Cenomanienses**

Se corresponden con el impropiamente denominado "Flysch de bolas" (CIRY y MENDIZABAL, 1949), de edad Cenomaniense superior-Turoniense basal, y con la parte alta de la formación Arceniega (AMIOT, 1982). Afloran a ambos lados de la meseta de Untza - Goiuri/Gujuli. Son interesantes los cortes de la vía del ferrocarril situados al norte de esta última localidad y el corte del río Altube. Cartográficamente se deduce que la serie debe reducir su potencia hacia el sur (acuñándose contra el relieve originado por el diapiro de Murgia), por medio de discordancias progresivas por solapamiento o superficies de truncamiento de muy bajo ángulo, quizá debidas a deslizamientos.

La combinación litológica mayoritaria en este conjunto puede describirse como **alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (facies indiferenciada)** (10). Dentro de esta facies general, la abundancia relativa de sus componentes varía considerablemente según su localización en la vertical u horizontal, lo que lleva a la definición, dentro de las alternancias cenomanienses, de otros cinco términos que se han diferenciado en cartografía y que se describen a continuación. En cuanto al contenido faunístico se pueden destacar: *Rotalipora appenninica* (O. RENZ), *R. cushmani* (MORROW), *R. deecki* FRANKE, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Dicarinella difformis* (GANDOLFI).

Limolitas carbonatadas y calcarenitas (11). Alternancia irregular de limolitas calcáreas, arenosas, oscuras, y lentejones centimétricos o decimétricos, discontínuos, de calcarenitas y calcirruditas arenosas y micáceas. Los bancos limolíticos pueden alcanzar varios metros de potencia.

Limolitas carbonatadas. Ocasionales niveles calcáreos (12). Término esencialmente limolítico en el que se intercalan irregularmente finos estratos centimétricos de caliza o margocaliza nodulosa.

Calcarenitas y/o calcirruditas (13). Se trata de niveles discontínuos, de potencia variable, generalmente métrica (pueden estar exagerados en cartografía); la potencia máxima alcanza los 15 metros. Están organizados en

estratos centi-decimétricos o en "sets" de estratificación cruzada grosera de hasta 70 centímetros de potencia, compuestos por restos bioclásticos de granulometría creciente hacia techo. A veces aparecen intercalaciones ortobrechoides intraclásticas de cantos centimétricos. Se encuentran también cantos blandos margocalizos. Es frecuente la textura pseudo-oolítica, con granos muy redondeados y varias generaciones de cemento esparítico.

El número y potencia de las barras calcareníticas aumenta hacia el sureste.

Areniscas calcáreas y limolitas (14). Término predominantemente areniscoso formado por estratos centi a decimétricos de areniscas calcáreas, laminadas, micáceas, de granulometría variable hasta microconglomerado, entre los que se intercalan niveles limolíticos. Se observa estratificación cruzada de bajo ángulo. Aparecen ocasionales fragmentos de bivalvos. La decalcificación confiere a la roca localmente tonos rojizos.

Unicamente se ha diferenciado en el vértice sureste del cuadrante.

Alternancia regular de calizas y margas en bancos decimétricos (15). Se trata litológicamente de la misma facies que el término general indiferenciado (10), con la particularidad de ser una alternancia regular de estratos netos, escasamente nodulizados, de potencias centi-decimétricas y con predominio calcarenítico. Los bancos duros aparecen en porcentajes situados entre el 40 % y 60 % aproximadamente. Localmente se observan estratos mixtos micrítico-areniscosos laminados, con intensa bioturbación. La discordancia basal de las calizas turonienses hace desaparecer este término hacia el sur.

2.4.2. **Serie de Orduña**

Abarca las formaciones del Valle de Mena, Ribera Alta y Las Losas de AMIOT (1982).

2.4.2.1. **Calizas Turonienses**

Sobre el conjunto anterior se deposita otro cuya característica general es la de formar una **alternancia regular de calizas laminadas, margocalizas y margas en bancos decimétricos-métricos** (16), denominado habitualmente "calizas turonienses", con una potencia variable entre 80 y 130 metros.

La apariencia de la serie es la de estar fraccionada en bancos alternantes (en ocasiones hasta métricos) de caliza masiva, y marga o margocaliza menos resaltante; sin embargo, el examen en detalle de los bancos duros pone de relieve su división en estratos más finos, decimétricos, con contactos netos en general. Se advierten canalizaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Las características principales de este tramo son su regularidad y monotonía, en composición y geometría. Se observan localmente discordancias de bajo ángulo en su contacto de muro.

Los afloramientos tipo se encuentran en los alrededores de Goiuri/Gujuli, en las vías del ferrocarril y en el corte excavado por la cascada que se sitúa en la cabecera del río Altube. En cuanto al contenido micropaleontológico más significativo se puede destacar: *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *P. praehelvetica* (TRUJILLO), *P. helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL), *Marginotruncana marianosi* (DOUGLASS), *M. pseudolinneiana* (PESAGNO), *M. renzi* (GANDOLFI), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *D. hagni* (SCHEIBNEROVA), *Hedbergella gr. simplex* (MORROW), *Bairdoppilata cuvillieri* (DAMOTTE), *Mauritsina babinoti* (COLIN, LAMOLDA, LAZARO), *Imhotepia gr. marssoni* (BONNEMA), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Bairdia sp.*

2.4.2.2. **Alternancias senonienses**

La sucesión presenta su máxima variedad de facies al este del diapiro de Orduña hacién-

dose más monótona al sur y oeste del mismo y hacia el este, en la transversal de Gopegi (cuadrante de Murgia).

Es una serie que en el oeste queda comprendida entre resaltes principales, quedando su edad limitada al intervalo Turoniense superior - Coniaciense inferior. Estos resaltes de referencia desaparecen progresivamente hacia el este, dentro ya del cuadrante de Murgia. En consecuencia, el límite superior de las alternancias se eleva hasta por encima de los equivalentes laterales de las calizas de Orduña, situando su techo (en otros cuadrantes) al menos en el Santoniense superior.

La sucesión constituye un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. Estas litologías se combinan de forma que originan hasta seis facies de contenido carbonatado creciente, diferenciables en cartografía. Dichas facies se intercalan entre sí con frecuentes pasos laterales, originando series muy diferentes en las Peñas de Orduña (al oeste), Delika (al sur), subida a San Pedro (o Zunbi-zanba) y Untzaga (centro) y Goiuri/Gujuli (al este). A continuación se describen en el orden cronológico en que van apareciendo en la sucesión estratigráfica compuesta.

Alternancia de margas y margocalizas en bancos decimétricos (17). Se trata de una facies "blanda" alternante, compuesta por las litologías citadas y que aparece en el sector este, sobre las calizas turonienses, alternando con términos calcáreos a escala decamétrica.

Calizas laminadas (18). Término casi exclusivamente calizo, organizado en estratos centi a decimétricos, laminados, a veces anastomosados, de composición mayoritariamente calcarenítica. Dentro de la sucesión, se sitúa en la parte central y con potencias hasta hectométricas en Goiuri/Gujuli; no es representativo en ningún otro sector salvo en las Peñas de Orduña, donde aparecen sucesivos niveles métricos a decamétricos (algunos de ellos exagerados en la cartografía).

Alternancia de margocalizas y calizas laminadas (19). Se trata de la formación Valle de Mena de AMIOT (1982) denominada en otros cuadrantes como "margas de Zuazo". Es la facies volumétricamente más representativa. En los sectores occidentales constituye casi toda la sucesión, mientras que hacia el este se intercala con las otras facies, al tiempo que pierde carbonato y disminuye con él la potencia de los niveles duros. Litológicamente es una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con abundantes niveles calcareníticos.

La potencia máxima del término en el oeste (cortes de Peña Orduña y Delika) puede superar los 450-500 metros. El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana cf. pseudolinneiana* (PESAGNO), *M. cf. coronata* (BOLLI), *M. cf. schneegansi* (SIGAL), *M. cf. sigali* (REICHEL), *M. cf. renzi* (GANDOLFI), *M. cf. tarfayaensis* (LEHMANN), *Dicarinella cf. imbricata* (MORNOD), *Dicarinella sp.* Esta asociación data un rango de edad que va desde el Turoniense superior al Coniaciense medio.

En el "Estudio Geológico de la provincia de Alava" (1972) se dice que se trata de biomicritas del Coniaciense que contienen *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *P. sphaerica* (KAUFMANN), *Rugoglobigerina sp., Cytherella ovata* (ROEMER), *Cythereis sp., Pterigocythere sp., Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *G. lapparenti coronata* (BOLLI), *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *G. sigali* (REICHEL), y pequeños rotálidos.

Margas masivas y margocalizas minoritarias. Bancos aislados de calcarenita (20). Es un término "blando" no alternante, compuesto por una masa general margosa más o menos carbonatada (margas calcáreas), en la que se intercalan niveles o zonas difusas de carácter margocalizo y estratos decimétricos (hasta

1,5 metros de potencia) de caliza, caliza margosa o calcarenita.

Está representado principalmente en la parte inferior del corte de la subida al alto de San Pedro (o Zunbi-Zanba), donde puede presentar una potencia máxima cercana a los 200 metros. A la altura de Delika pasa lateralmente hacia el sur al término (19), mucho más carbonatado.

Margocalizas (masivas y estratificadas) (21). Término exclusivamente margocalizo, que se encuentra representado en el mismo corte que el anterior. Litológicamente consta de una alternancia aparente de estratos duros y blandos, si bien la naturaleza de ambos es muy similar, siendo la cantidad de carbonato una diferenciación de origen diagenético. Localmente, esta diferenciación entre estratos es mínima, adquiriendo la roca un aspecto masivo. El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana pseudolinneiana* (PESAGNO), *M. renzi* (GANDOLFI), *M. paraconcavata* (PORTHAULT), *M. cf. sigali* (REICHEL), *M. sinuosa* (PORTHAULT), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Hedbergella gr. simplex* (MORROW), *H. flandrini* (PORTHAULT). La asociación faunística da una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior.

Alternancia de calizas laminadas y margocalizas compactas (22). Es una facies litológicamente similar al término (19), aunque con mayor presencia de carbonato. Se sitúa como tránsito lateral y vertical a las facies calcáreas del Coniaciense superior o como intercalaciones dentro de ellas. Los espesores son muy variables, pudiéndose hablar en general de potencias situadas entre 20 y 70 metros.

La nitidez de la estratificación depende en gran medida de las condiciones de afloramiento y de la meteorización que afecte a estas alternancias.

En cuanto al contenido micropaleontológico se puede destacar: *Dicarinella cf. imbricata* (MORNOD), *D. cf. canaliculata* (REUSS), *Marginotruncana cf. schneegansi* (SIGAL), *M. cf. sigali* (REICHEL), *Marginotruncana sp., Heterohelix sp.* La asociación citada da un rango de edad un poco amplio: Turoniense medio-Coniaciense medio. En el "Estudio Geológico de la provincia de Alava" (1972) se data como del Coniaciense, con globotruncanas, ostrácodos, heterohelix y stomiosferas.

2.4.2.3. **Calizas de Orduña o de Subijana**

Equivalen a la formación Ribera Alta de AMIOT (1982).

Son un elemento de diferenciación geomorfológica de primer orden, debido al resalte que originan en los bordes de la cuenca diapírica de Orduña.

La combinación de características geomorfológicas y litológicas permite distinguir el término en este cuadrante. Sin embargo, hacia el este, va perdiendo su carácter distintivo, y en el cuadrante de Murgia se transforma en varios términos pertenecientes a las alternancias senonienses.

Pueden definirse como **calizas y calizas margosas en bancos decimétricos a métricos** (23), entre las cuales pueden intercalarse niveles calcareníticos masivos, de escasa potencia (Bagate), o bien bancos decamétricos con estratificación cruzada a gran escala como en la pared situada junto al pico del Fraile.

Además de ir desapareciendo hacia el este, también se van interdigitando hacia el norte con los términos superiores de las alternancias senonienses.

El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana pseudolinneiana* (PESSAGNO), *M. coronata* (BOLLI), *M. cf. schneegansi* (SIGAL), *M. cf. sigali* (REICHEL), *M. cf. tarfayaensis* (LEHMANN), *M. sinuosa* (PORTHAULT), *M. undulata* (LEHMANN),

Hedbergella flandrini (PORTHAULT). La asociación da una edad Coniaciense.

2.5. **TERCIARIO**

Los afloramientos de rocas terciarias, en el cuadrante de Orduña, están restringidos exclusivamente al área del diapiro de Murgia y son de edad Neógeno.

Esta circunstancia y la ausencia de otros afloramientos terciarios similares en zonas cercanas demuestran que el diapiro de Murgia, una vez emplazado, actuó como una minicuenca de sedimentación durante el Neógeno.

Los materiales terciarios groseros allí depositados son muy proximales, y proceden en su mayor parte del desmantelamiento parcial de los bordes de la minicuenca, constituidos por rocas triásicas, rocas carbonatadas del Cretácico superior y rocas detríticas del Cretácico inferior. Es preciso recalcar el carácter aparentemente marino de las microfacies en cuanto a matriz y cemento. Así mismo algunos cantos de microconglomerado presentan contactos de mutua adaptación, lo que apunta a un origen intraformacional coetáneo con el aporte de un gran volumen de sedimentos continentales extraformacionales a un medio acuoso distinto de un abanico aluvial.

La serie terciaria se dispone en contacto discordante sobre rocas carbonatadas del Cretácico superior, o bien sobre materiales triásicos (ofitas y arcillas) y sus enclaves. Comienza con **conglomerados calcáreos y calcosilíceos y arcillas rojas (ocasionales calizas, brechas calcáreas y margas)** (24). Se trata de una formación basal fundamentalmente conglomerática, en la que se intercalan a distintas alturas algunos niveles de arcillas rojas y rocas carbonatadas. Presenta importantes variaciones tanto laterales como verticales. Las litologías que predominan son los conglomerados. Estos están compuestos por cantos subredondeados de tamaño generalmente centimétrico (algunos incluso decimétricos). Son cantos de naturaleza variada. Los más frecuentes son los cantos de rocas carbonatadas (calizas y margas) procedentes del Cretácico superior. También son frecuentes algunos cantos de areniscas procedentes de la formación Valmaseda, e incluso de ofitas y arcillas triásicas o calizas oquerosas jurásicas. La abundancia relativa de estos cantos está en función de la naturaleza litológica de las áreas-fuente cercanas.

En la mayoría de los casos son ortoconglomerados con poca matriz (formada frecuentemente por arcillas rojas, características), aunque también se observan paraconglomerados. En otros casos la ausencia de cantos da paso a niveles de potencia variable de arcillas rojas y/o grises, con numerosos y finos horizontes calizos discontinuos.

En el conjunto de materiales descritos se intercalan ocasionalmente algunos estratos de rocas carbonatadas, tales como margas, calizas y brechas calcáreas. En caso de presentar una potencia o extensión superficial suficiente se han diferenciado en cartografía como **margas y calizas** (25). Se pueden apreciar posibles concreciones calcáreas en las margas, debidas quizá a la incipiente formación de paleosuelos (SCHOLLE *et al.* 1983).

Menos frecuentes son algunas intercalaciones observadas de areniscas y limolitas, en finos y discontinuos estratos.

La potencia de este conjunto es muy variable debido en parte a la morfología original de la cuenca de deposición, con potencias mínimas, difíciles de determinar (quizá de unos pocos metros), en los márgenes y máximas, cercanas a los 175 metros, en el depocentro.

Estos materiales aparecen medianamente representados al este del peaje de Altube y en la autopista A-68 al suroeste del citado peaje. Se observan además afloramientos puntuales al este y sureste de Izarra.

A techo de los materiales descritos (o incluso directamente encima de materiales triásicos) se dispone un conjunto definido como **limolitas grises, localmente con finas intercalaciones de calizas, areniscas y conglomerados calcáreos** (26).

La litología dominante son limolitas grises bien estratificadas en estratos centi-decimétricos, algo calcáreas, con abundante materia orgánica dispersa o formando pequeñas acumulaciones en lechos.

Interestratificados con estos materiales se observan muchos niveles discontinuos, de potencias centimétricas, de calizas arenosas finamente laminadas.

Con menos frecuencia y más localmente, se intercalan en la serie niveles aislados de potencia decimétrica de caliza arenosa y conglomerados calcáreos, así como de areniscas, sobre todo en los tramos más altos observados. Este hecho, unido a una probable irregularidad de la cuenca de depósito, hace difícil estimar la potencia. No obstante podría acercarse a 60 metros. Esta serie está bien representada al este y suroeste del peaje de Altube, en la autopista A-68.

2.6. CUATERNARIO

Han sido cartografiados distintos tipos de depósitos cuaternarios considerados de interés, bien por su composición, potencia o extensión lateral.

Se distinguen depósitos aluvio-coluviales antiguos, terrazas, aluviales, aluvio-coluviales recientes y coluviales y, finalmente, depósitos antropogénicos.

Depósitos aluvio-coluviales arenosos antiguos (27). Son depósitos restringidos al área del diapiro de Murgia. Están formados por cantos subredondeados y bloques de areniscas y conglomerados en matriz arenosa; presumiblemente proceden de la serie supraurgoniana situada al noreste del cuadrante. Sus afloramientos pueden observarse con dificultad en las cotas más altas de la sierra del alto Bakubitxi.

Son materiales con escasa cohesión; debido a ello han sido en gran parte desmantelados, originando nuevos depósitos coluviales de escasa potencia pero de una gran extensión lateral. Por esto la situación de los contactos entre estas formaciones antiguas y modernas se hace muy difícil de precisar por su similitud litológica.

Terrazas (28). Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferente granulometría con alta variabilidad espacial tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas redondeadas englobadas en una matriz areno-limosa. En el caso de Orduña, la terraza está constituida por cantos calcáreos. El espesor es variable, alcanzando varios metros, especialmente sobre el diapiro de Orduña, a favor de la depresión erosiva excavada en las facies blandas del Keuper.

Depósitos aluviales (29). Presentan unas características muy similares a los depósitos de terrazas, si bien el espesor es mayor y más regular. Conviene resaltar las grandes alteraciones que presentan estos depósitos por las obras realizadas, encaminadas a encauzar y dragar los cursos de agua. En la cuenca de Orduña se dan grandes acumulaciones de arcillas y gravas calcáreas, de hasta 80 metros en algunos pozos y sondeos. Es de destacar la gran extensión lateral del conjunto aluvial + terraza en el área de Orduña (del orden de 9 kilómetros cuadrados).

Depósitos aluvio-coluviales y coluviales (30). La diferenciación entre coluviales en sentido estricto y depósitos aluvio-coluviales no siempre ha podido realizarse en este cuadrante. Ello es debido a que, por tratarse de una zo-

na de cabecera fluvial, no está suficientemente definido el carácter de las acumulaciones en la zona de tránsito entre depósitos gravitatorios de ladera y materiales retrabajados por corrientes aluviales. Por ello se han agrupado todos bajo un término común.

Depósitos antropogénicos (31). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaños. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles.

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: geométrico-estratigráfica, referida a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua; secuencial, es decir, relativa a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo; y paleogeográfica, relativa a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

En el área de trabajo aparecen, además de términos triásicos y jurásicos asociados a los diapiros de Orduña y Murgia, materiales pertenecientes a las potentes series del Cretácico inferior y superior, con edades comprendidas entre Albiense superior y Coniaciense medio. En la cubeta neógena de Murgia se localizan materiales continentales.

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, se han distinguido estos ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Albiense medio - Cenomaniense inferior), representado en el cuadrante por la formación Valmaseda.
- Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense medio - Coniaciense medio en el cuadrante).
- Ciclo Neógeno (Mioceno-Plioceno?).

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, más o menos brusco, hasta una discordancia angular con importante pérdida de registro sedimentario por erosión o no deposición. Algunas de estas secuencias constituyen macrosecuencias de profundización o somerización en el sentido de JAMES (1979).

Los materiales triásicos, depositados en un medio continental árido, no permiten un estudio sedimentológico debido al proceso halocinético que han sufrido, el cual dificulta sobremanera el reconocimiento de secuencias verticales, y mucho más el de posibles evoluciones en la horizontal.

Por su parte, los enclaves jurásicos corresponden a carniolas de medios intersupramareales de tipo "sabkha" o a calizas tableadas y margas neríticas.

3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal (Urgoniano) y lo se-

para de la sedimentación carbonatada extensiva de las grandes plataformas del Cretácico superior.

Al terminar la época de máximo desarrollo arrecifal, un sistema terrígeno deltaico progradante desde el suroeste chocaba contra la barrera calcárea de Gorbea. Finalmente, hacia el Albiense medio-superior, el avance de los terrígenos superó el obstáculo y comenzó a invadir la cuenca carbonatada de Orozko en el ámbito de los cuadrantes de Llodio, Amurrio, etc., hacia el oeste.

En su encuadre regional, los materiales de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al sur y las formaciones de Zufía y Eguino (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. 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 3.1.

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 (figura 3.2.), de los cuales, sólo el techo del III y el IV están representados en el cuadrante. Los tres primeros son los más areniscosos, suman más de 3.500 metros y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El tramo final, de unos 1.000 metros, es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta.

Los primeros estadios del ciclo deltaico comienzan antes de la destrucción final de la vida en las barreras de arrecifes urgonianos. Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados del tramo II las que sepultan definitivamente los arrecifes albienses. A partir de este momento comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio, y cuyas facies están bien representadas en el cuadrante. A lo largo de este estadio 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, (techo de secuencias negativas de progradación de abanico) hasta biostromos de potencia decamétrica con rudistas, corales, orbitolinas y algas. Un caso particularmente interesante son las barras calizas visibles en el área de Altube (corte de la autopista A-68). La intumescencia originada por el ascenso del diapiro, en el tránsito Albiense-Cenomaniense, (equivalente aproximado a la implantación del edificio de Eguino) creó condiciones locales para la instauración de arrecifes, a salvo de la contaminación terrígena del delta de la formación Valmaseda.

Finalmente, en la época de decadencia del delta, coincidente con la máxima retrogradación de las facies deltaicas, el sistema comienza a sufrir una creciente influencia marina, que acaba desembocando en el inicio de la transgresión cenomaniense que da paso al Cretácico superior. Desde el punto de vista geométrico, el enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación Valmaseda uniformiza los relieves propios del sistema urgoniano, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior (ver figura 3.3.).

El proceso tiene excepciones locales en las áreas de paleoalto, originadas por una intumescencia probablemente halocinética combinada con tectónica de bloques: diapiros extruidos como el de Murgia, o no aflorantes como el de Aitzgorri-Egino (cuadrante de Asparrena), paleoalto complejo de Maturana, (cuadrante de Legutiano, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra) etc., todos ellos en el entorno próximo del cuadrante.

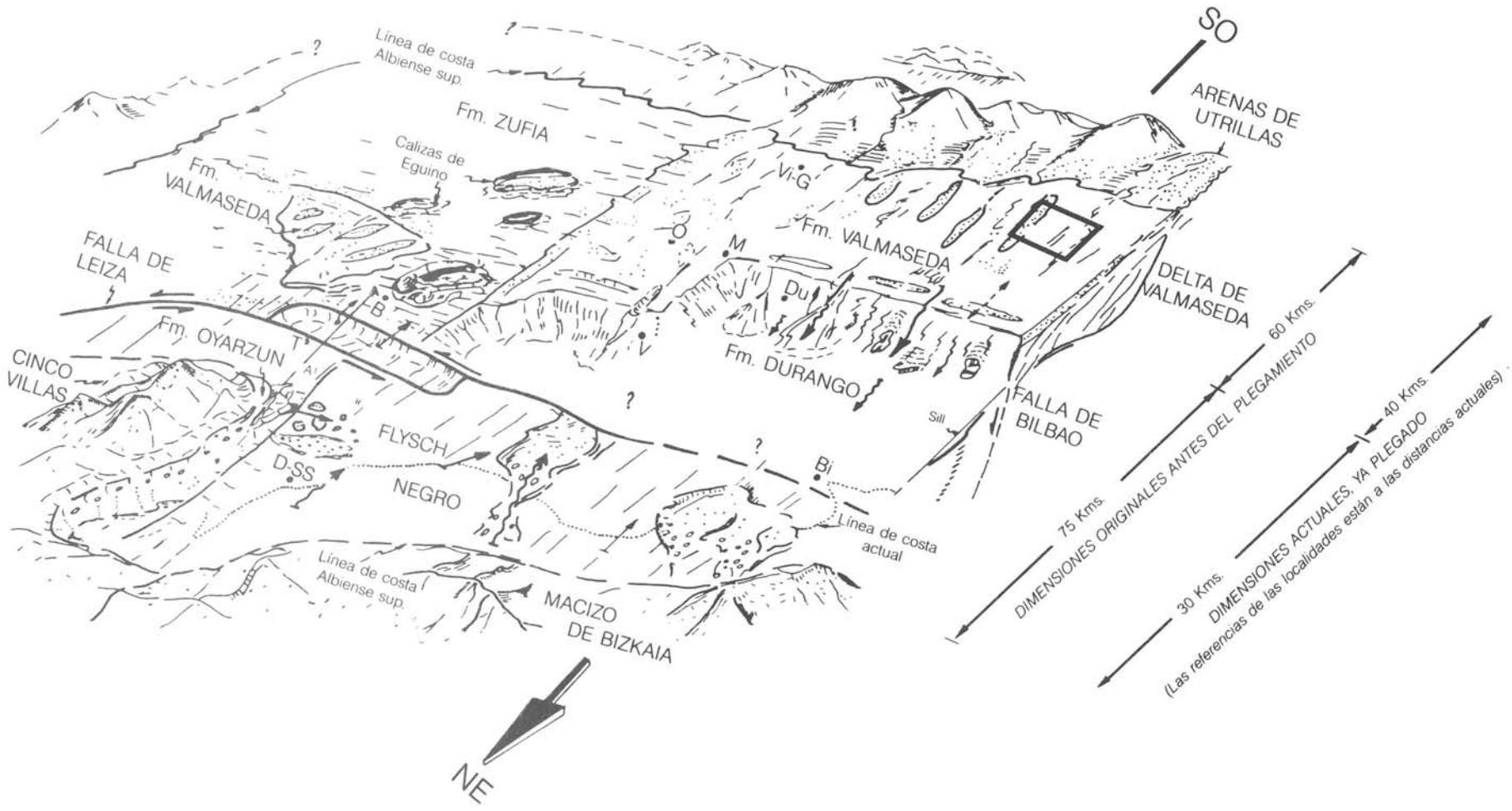


Figura 3.1.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B - Beasain;
Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate.
(Explicación en el texto)

Situación aproximada del cuadrante

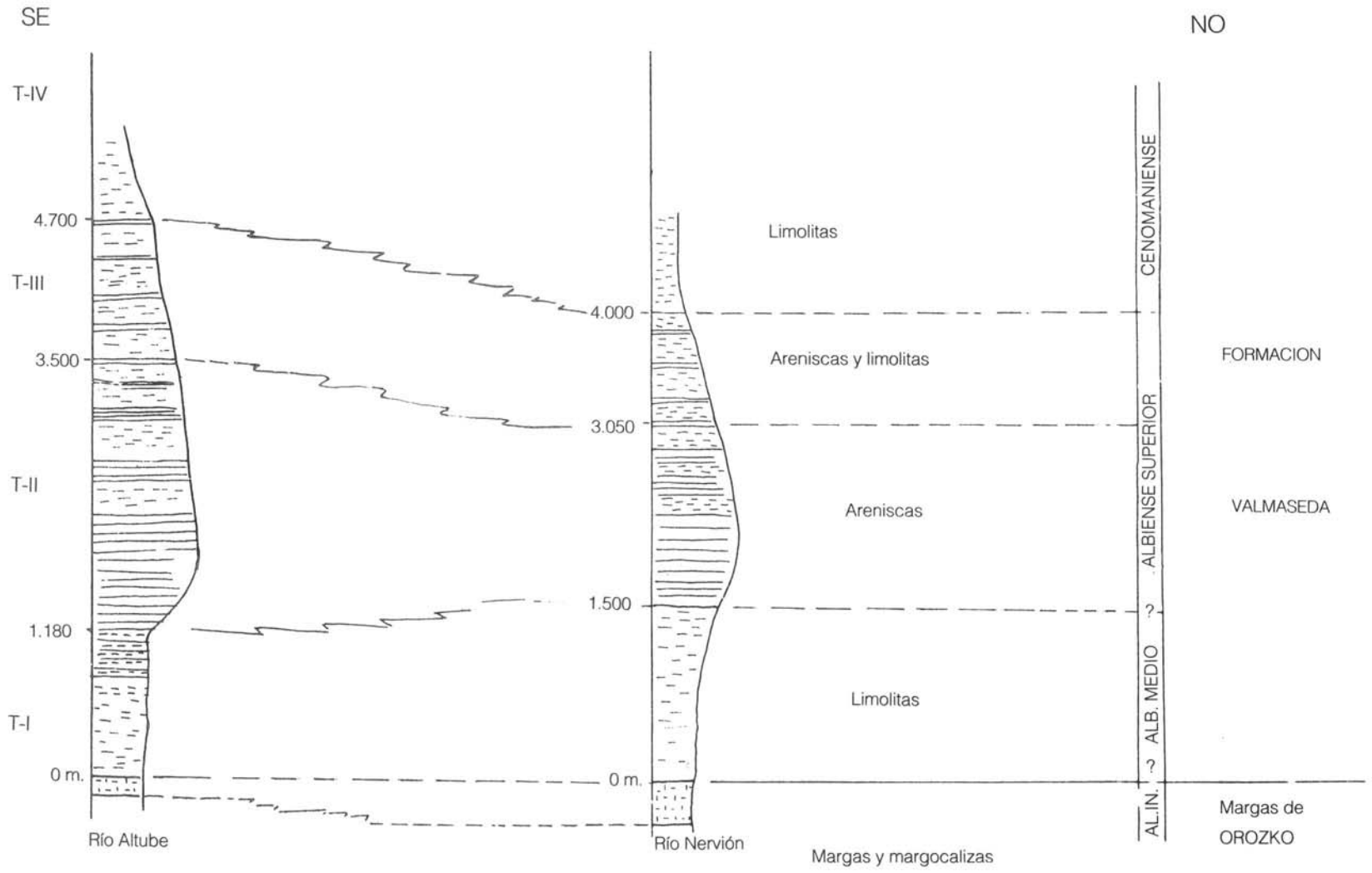


Figura 3.2.—Esquema de correlación de las columnas de los ríos Altube y Nervión con las unidades cronoestratigráficas en la formación Valmaseda. Se observa claramente la pérdida de potencia de los cuerpos centrales areniscosos hacia el noroeste. También es patente la variación en el espesor de las margas de Orozko.

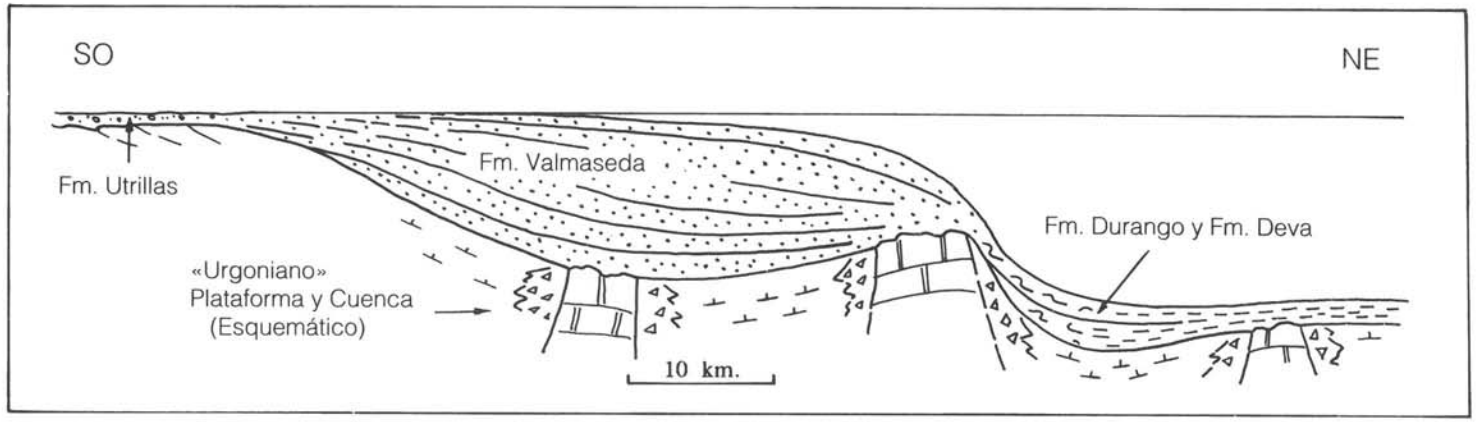


Figura 3.3.–Corte interpretativo según PUJALTE y MONGE, 1985

3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense medio-Campaniense)

La transgresión cenomaniense que comienza en este ciclo es acompañada por un basculamiento hacia el sur que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés (donde se produce el depósito de potentes series margosas), y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971).

El ciclo consta de hasta seis secuencias deposicionales, de las cuales sólo las tres inferiores afloran en el cuadrante (figura 3.4.). Durante la primera secuencia (Cenomaniense medio-Turoniense basal), la transgresión (profundización) lenta y continua era contrarrestada por el desarrollo de altos fondos locales (somerización), de características casi oolíticas. Son rasgos comunes en estas series la intensa bioturbación, así como las laminaciones alternantes de sedimentos detríticos y micríticos (hemipelágicos) con laminación paralela.

El episodio transgresivo que había tomado cuerpo en el Cenomaniense final, se ve truncado cuando todo el sistema de Alternancias Cenomanienses a gran escala (flysch margoso, flysch calizo y calcarenítico, y limolitas), se ve cortado en discordancia para la instauración de una plataforma calcárea extensiva justo en la base del Turoniense.

Por otro lado, se observa con claridad que todas las intercalaciones calcáreas, limolíticas o calcareníticas incluidas en la serie sufren algún tipo de interrupción o variación lateral en las proximidades del eje Orduña-Amurrio (ver cuadrante del mismo nombre). Esto, unido al efecto de intumescencia ya descrito del diapiro de Murgia, pone de manifiesto la existencia de un bloque con funcionamiento sinsedimentario independiente, limitado por dos accidentes de dirección aproximada N 30°-35° E.

Sobre la discontinuidad basal de la segunda secuencia (Turoniense) se sitúan en Orduña unos 100 metros de calizas (calizas de Gárate) que van acuñándose progresivamente hacia el este hasta desaparecer. Esta facies presenta discordancias internas, signos de inestabilidad y rellenos de canales calcareníticos.

A tenor de las facies observadas y de los datos microfaunísticos, debe tratarse de depósitos de plataforma externa abierta, de cierta batimetría, aunque más proximales que las infrayacentes Alternancias Cenomanienses.

La segunda secuencia tiene carácter positivo, indicando una evolución transgresiva. La parte superior de la misma está compuesta por diversas facies de alternancias margo-calcáreas entre las que se intercalan calcarenitas laminadas en forma de lentejones aislados (muy restringidos al oeste del diapiro de Murgia).

El Turoniense datable en el área de Legutiano (al este del cuadrante) se reduce a 2-3 metros de materiales perturbados cubiertos en paraconformidad por sedimentos coniacienses bien estratificados (como adelantaba AMIOT, 1982). En efecto, en este cuadrante puede observarse un nivel irregular, métrico-decamétrico, de materiales deslizados y brechificados que corresponde a la secuencia turoniense. Este nivel se encuentra, seguramente, limitado a muro y techo por dos discontinuidades sólo parcialmente visibles en el área de los embalses, cuando el nivel de aguas es excepcionalmente bajo. La discontinuidad de techo de la secuencia turoniense es también claramente definible en cuadrantes como Vitoria-Gasteiz y Salvatierra, y en menor medida en Asparrena. Volviendo al de Orduña, cabe deducir que entre el techo de las calizas turonienses de Gárate y la base progradante hacia el norte de las calizas coniacienses de Subijana debe haber algún tipo de paraconformidad, enmascarada por la monotonía de las series, que sea equivalente de la discontinuidad que se localiza hacia el sureste. Se describe también, por otra parte, la presencia de unas calizas

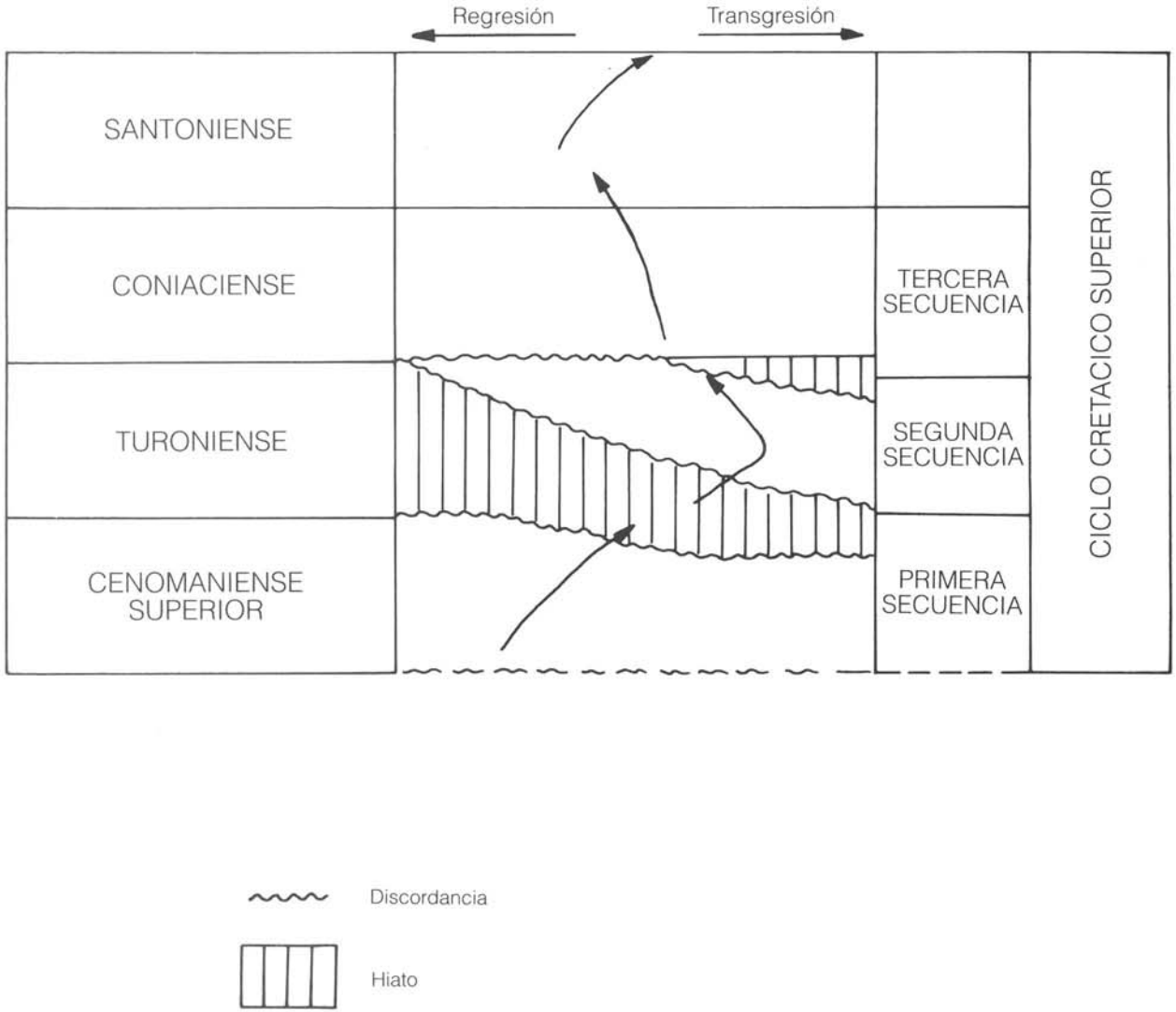


Figura 3.4.–Distribución de las tres secuencias sedimentarias del Cretácico superior que aparecen en el cuadrante. Modificado de IGME (1989)

coniacienses progradantes, que se sitúan en discontinuidad sobre la macrosecuencia positiva turoniense (figura 3.5.).

La tercera secuencia (Coniaciense) del Ciclo Cretácico superior está formada por la macrosecuencia de base negativa que forman las margas de Zuazo y las calizas progradantes de Subijana.

Estas calizas van subiendo en el tiempo desde la zona asturiana (Turoniense superior; AMIOT, 1982) hasta el entorno del cuadrante (Coniaciense inferior, según LAMOLDA, 1982). En determinadas zonas al noroeste del cuadrante se sitúan en discordancia sobre la serie infrayacente (figura 3.5.). En otras, por el contrario, sólo se advierte una superficie ferruginizada o incluso una perfecta concordancia aparente, como en el presente caso.

Las calizas de Orduña (200 metros de potencia) pasan lateralmente hacia el este a facies menos calcáreas y de mayor potencia (aproximadamente 500 metros) y batimetría (ver cuadrantes de Zuya, Legutiano, Salvatierra...), con lo cual se confirma la persistencia del bloque paleoalto de Zuazo-Murgia durante el Coniaciense.

La presencia, al sur del diapiro de Orduña, del mayor acúmulo de calizas detríticas ("packstone-grainstone") indica una característica somera de las facies; efectivamente, son comunes las barras calcareníticas decamétricas con estratificación cruzada a gran escala, originadas por corrientes tractivas en medios de "shoals" o bajíos calcareníticos.

3.3. **CICLO NEOGENO (Mio-Plioceno?)**

En la cubeta neógena de Murgia se depositan materiales conglomeráticos en los bordes de una cuenca lacustre margosa, con abundancia de restos de plantas y lignito (área de Bitoriano, cuadrante de Zuya). En las partes más profundas del lago se acumularon sedimentos variados y areniscas de grano muy fino, mientras que en los márgenes, primero, y hacia el centro después, se desarrollaron concreciones calcáreas del tipo de caliches, sin llegar a formar costras de exudación.

Siguiendo el denominador común de las facies neógenas del entorno, aparecen diversos aportes conglomeráticos a cuencas cerradas que se colmatan con sedimentos fluviolacustres, y con evidencias de pedogénesis o exposición subaérea.

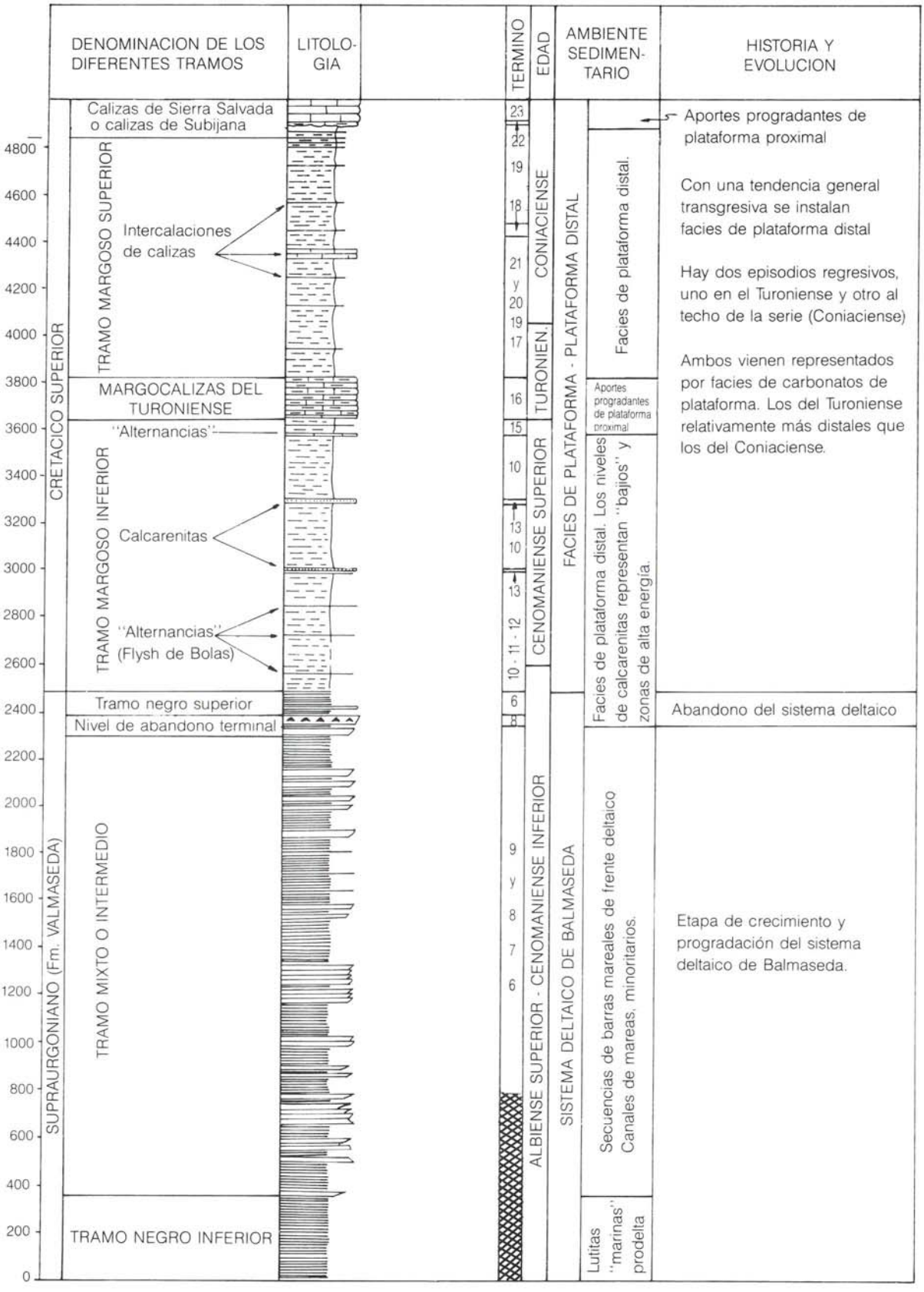


Figura 3.5.—Columna estratigráfica general válida para el cuadrante y su entorno.

4. PETROLOGIA IGNEA

Las únicas rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Orduña son las ofitas del Trías.

En el diapiro de Orduña no se ha distinguido ninguna masa cartografiable de estas rocas; sin embargo se han reconocido pequeños cantos de ofitas, como componentes de una brecha triásica junto con otros cantos de diversa naturaleza.

En el diapiro de Murgia sin embargo, sí se han reconocido masas cartografiables de ofitas. En el presente cuadrante aflora la mitad occidental de esta estructura, siendo precisamente en esta zona donde se localizan las mayores masas de ofitas de todo el diapiro (área de Luquiano y área de Guillerna).

Los "enclaves" de ofitas provocan una morfología típica de colinas que resaltan sobre los valles o zonas deprimidas ocupadas por las arcillas triásicas. Los afloramientos están restringidos a los frentes de explotación de antiguas canteras. En ellos se reconoce una roca homogénea de grano fino a medio, de colores oscuros verdosos en corte fresco, de gran dureza y compacidad, afectada por una intensa fracturación y diaclasado.

A partir del estudio petrográfico cabe realizar las siguientes observaciones:

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

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

Las rocas tienen textura ofítica microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino. La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos. La hornblenda marrón ha sufrido una transformación a hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos: también se transforma en actinolita, biotita, mica blanca y clorita. Debido a estas transformaciones es corriente encontrar en los planos de exfoliación menas y epidota como subproducto. La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

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

Se puede considerar a esta roca como un microgabro.

5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en el presente cuadrante pertenecen a la Unidad de Gorbea. A escala regional esta unidad se caracteriza por constituir una serie monoclinal buzante al sur, que representa el flanco meridional del gran Anticlinorio de Bilbao (figura 5.1.); está formada por rocas del Cretácico inferior y Cretácico superior y caracterizada por una tectónica muy suave, justificada por su posición en zonas externas de la cadena.

Los rasgos estructurales más importantes que se reconocen son los diapiros de Orduña y de Murgia, que alteran en parte esta calma estructural característica de la unidad.

Diapiro de Orduña

Se trata de una estructura diapírica sencilla enclavada en rocas del Cretácico superior y parcialmente cubierta por materiales cuaternarios.

Presenta una forma elíptica cuyo eje, con una dirección NO-SE, coincide con una de las principales direcciones de deformación alpinas.

La intrusión diapírica provoca las típicas estructuras asociadas, tales como fallas radiales y anulares (este de Aloria), inversiones locales de la serie (sur de Delika), zonas de brechificación (área de Berracaran) y tectonización general, además de bloques desenraizados de las series encajantes y enclaves procedentes de series profundas no aflorantes, transportados por la masa salina durante la intrusión.

Diapiro de Murgia

La mitad occidental de esta estructura aflora en el borde este del cuadrante. Sus límites están constituidos por rocas del Cretácico inferior y Cretácico superior.

El contorno es muy irregular y al igual que en el caso de Orduña está afectado por numerosas estructuras asociadas al diapirismo, tales como fallas radiales, fallas anulares (zona de Belunza y borde sur), inversiones locales de la serie (sureste de Lukiano), zonas de brechificación (este de Andagoia) y tectonización general. Son muy comunes los enclaves de rocas desenraizadas de series profundas no aflorantes, transportados por la masa salina durante su ascenso.

Al contrario que el diapiro de Orduña, que responde a una estructura simple de halocinesis y emplazamiento de la masa salina, el diapiro de Murgia tiene una historia más compleja y dilatada, ya que las primeras fases del movi-

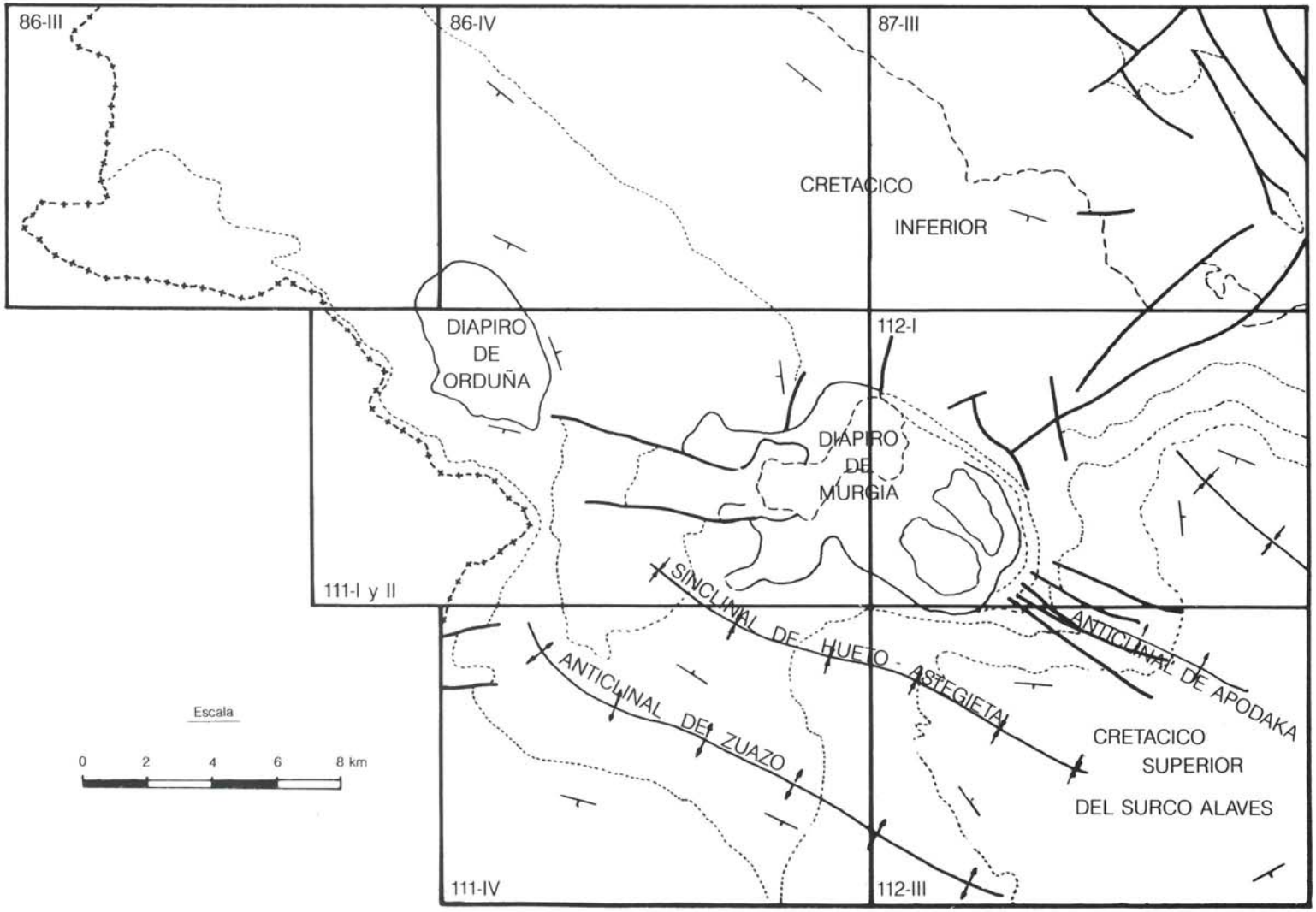


Figura 5.1.—Esquema estructural del cuadrante y sus adyacentes.

miento se inician en el Albiense influyendo a partir de entonces en la sedimentación. Es en el Campaniense cuando culmina el ascenso del diapiro, rompiendo los materiales suprayacentes y llegando a aflorar.

En el centro del diapiro (cuadrante de Murgia) quedaron flotando dos bloques del Cretácico superior, hundidos a favor de la disolución de los materiales salinos del Keuper y quedando preservados de la erosión.

Los materiales que constituyen el Neógeno se depositan ya sobre un área intensamente erosionada o denudada que constituye una cuenca local.

Con posterioridad al Neógeno, se producen aún movimientos en el diapiro (quizá reajustes debidos a karstificación y colapsos) que provocan cierto basculamiento y alabeamiento de los materiales terciarios.

El diapiro de Murgia ha sido objeto de atención por varios autores, principalmente RIOS (1952), quien cartografió su contorno, y posteriormente por STACKELBERG (1960) que estudia la tectónica del entorno, y propone para el diapiro la forma de un ancho cilindro con una elevación de tipo lacolito.

Los materiales del Cretácico superior situados entre las dos estructuras diapíricas están afectados por dos sistemas de fallas pivotantes. Uno principal, de dirección N 100° - 110° E, y otro subordinado, de dirección N 20° - 40° E.

El movimiento relativo de los bloques, creados por los sistemas de fracturas antes citados, provoca ciertos pliegues e inflexiones de las series afectadas.

Quizá el accidente más importante sea el que se extiende desde el sur de Berracaran hacia el norte de Izarra, poniendo en contacto materiales del Turoniense superior con rocas del Coniaciense medio. Asociados a esta falla se producen pliegues y brechas tectónicas.

Es probable que estas fallas sean la consecuencia de una inestabilidad en la zona, causada por la existencia en profundidad de una conexión entre los dos diapiros. Los datos petroleros así lo insinúan. El sondeo Elvira-4B corta una lengua de Trías a 150 metros.

La plasticidad de este sustrato sería la causa de una dinámica de movimientos relativos entre los bloques.

BIBLIOGRAFIA

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).

AMIOT, M. (1983).—Notas en "Domaine Navarro-Cantabre". En: "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique el Nord-Ibérique". *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*, Tomo 9, pp. 97-106.

CIRY y MENDIZABAL (1949).—"Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava, et de la Navarre occidentale". *Annales Hébert et Haug. t. VII. Livre Jubilaire Charles Jacob.* Lab. Géol. Fac. Scien. Université de Paris.

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 RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J. M. (1972).—"Estudio geológico de la provincia de Alava". *Memoria del IGME*. Vol. 1, 198 pp. 54 fotos.

ITGE (1989).—"Mapa Geológico de España a escala 1:200.000".

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

LAMOLDA, M. (1982).—"Le Turonien basco-cantabrique et ses faunes caracteristiques". Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, serie C, Vol. XLIX, pp. 101-112.

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

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.

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 macrose-

cuencia Albocenomaniense en la transversal de Bilbao''.

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 Region''. *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.

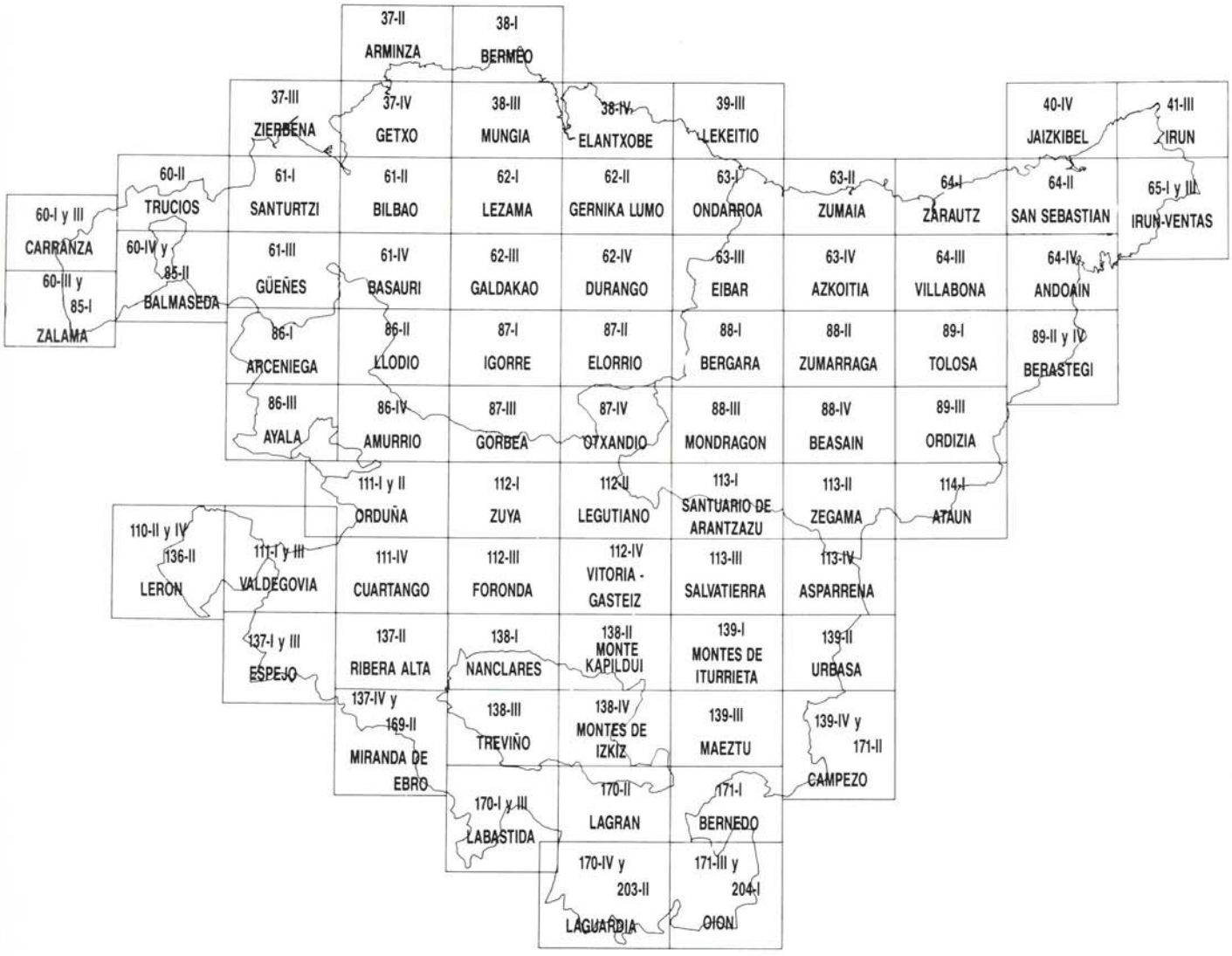
RIOS, J. M. (1952).—''El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al flysch de bolas cenomaniense de la misma región''. Not. y Com. IGME nº 28, pp. 50-87, 10 figs. 1 carte 1/50.000.

SCHOLLE *et al.* (1983).—''Carbonate depositional environments''. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, Oklahoma, 74101 USA.

STACKELBERG, U. V. (1960).—''Der diapir von Murguia (Nordspanien)''. Beih. Geol. Jb. 66, pp. 63-94. Hannover. Tesis Doctoral. Universidad de Bonn.

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