EVE

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

60-I-III CARRANZA

E: 1/25.000

Mapa Geológico del País Vasco

Euskal Herriko Mapa Geologikoa

60-I-III CARRANZA

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-411-93

I.S.B.N.: 84-88302-44-4

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

I. García Pascual

E. Eguiguren Altuna

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1991.

INDICE

	Pág.
1. **INTRODUCCION**	9
2. **ESTRATIGRAFIA**	11
2.1. COMPLEJO URGONIANO	11
2.2. COMPLEJO ALBOCENOMANIENSE	17
2.3. CUATERNARIO	18
3. **SEDIMENTOLOGIA.**	21
4. **GEOLOGIA ESTRUCTURAL**	33
BIBLIOGRAFIA	39

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Carranza (60-I-III) forma parte de la hoja n.º 60 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 "Valmaseda".

La zona estudiada, correspondiente al ámbito de la Comunidad Autónoma dentro del cuadrante, se sitúa en el ángulo sureste del mismo, abarcando una superficie aproximada de 45 km^2. Morfológicamente consta de unos acusados relieves calcáreos en el Norte (peñas de Ranero, Torca y pico del Moro, La Mortera, Surbias-alto de Las Minas, etc.), que van disminuyendo suavemente de cota hacia el Sureste, centro del valle de Karrantza, a medida que se produce el tránsito lateral a materiales terrígenos.

Los abundantes arroyos definen dos cuencas, las de los ríos Calera y Karrantza, separadas por la divisoria del alto de Ubal-Copa Encinal.

Las principales poblaciones son Lanestosa y Concha, cabecera del valle de Karrantza. En él se encuadran pequeños núcleos como Ambasaguas, Matienzo o San Esteban.

2. ESTRATIGRAFIA

La zona de trabajo y su entorno inmediato o regional han sido estudiados en época reciente por numerosos autores. RAT (1959), en su Tesis Doctoral, sentó las bases estratigráficas y cartográficas a gran escala de buena parte de la cuenca cretácica vasco-cantábrica. Otros trabajos regionales posteriores son los de RAMIREZ DEL POZO (1971), de carácter eminentemente paleontológico, y PASCAL (1985), quien profundiza en las investigaciones de RAT bajo un punto de vista biosedimentario y megasecuencial.

PUJALTE (1977) y G.ª MONDEJAR (1979), en sus respectivas tesis doctorales, y posteriormente en sucesivos trabajos y colaboraciones, delimitaron, ordenaron y definieron unidades estratigráficas, algunas de las cuales se estudian en este capítulo, proporcionando también un marco secuencial, sedimentológico y paleogeográfico para las mismas. Por su parte, la cartografía a escala 1:50.000 del Plan MAGNA (Hojas 59-Villacarriedo, 1977 y 60-Valmaseda, 1978) aporta una visión muy útil del entorno geológico próximo al área de estudio. Finalmente, en los últimos años, se han realizado estudios geológicos, mineros e hidrogeológicos de diversa envergadura y extensión superficial: entre ellos cabe citar el Inventario de Indicios Mineros del IGME (1982) y los del AYTO. DE KARRANTZA-CADEM (1985), GOMEZ (1989) y la Tesis Doctoral de HERRERO (1989). Lógicamente, resultan también fundamentales los datos obtenidos durante la realización de la cartografía 1:25.000 de los cuadrantes adyacentes: Trucíos (60-II), Zalama (60-III/85-I) y Balmaseda (60-IV/85-II).

A tenor de los datos que se desprenden de estos antecedentes y de los obtenidos en el presente estudio se puede decir que en el área de trabajo afloran términos correspondientes a los complejos sedimentarios Urgoniano y Albocenomaniense o Supraurgoniano, recubiertos por escasos depósitos cuaternarios. La disposición general de la serie es la de un gran sistema de plataforma calcárea extensa y muy potente ("Barrera de Ramales" de RAT) -cercana en el área estudiada a los 1.000 metros de espesor y abarcando una edad Aptiense a Albiense medio-superior- que pasa lateralmente en todo su espesor a materiales terrígenos de mayor batimetría. Al parecer, la subsidencia diferencial se debe al movimiento relativo de bloques propiciado por el sistema de fallas de Ramales, relacionado con el Escudo de Cabuérniga, y que hace aflorar materiales triásicos y jurásicos.

2.1. COMPLEJO URGONIANO

El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (op. cit.) abarcando todos los materiales del Cretácico inferior marino. La potencia máxima del complejo en áreas adyacentes (corte del río Asón; G.ª MONDEJAR, 1979) supera los 4.000 metros.

Los términos distinguidos en cartografía son los siguientes, de más antiguo a más moderno:

''Limolitas y areniscas de grano fino, calcáreas o decalcificadas'' (1). Se trata de limolitas calcáreas o decalcificadas, oscuras, micáceas, ferruginosas y con abundante materia orgánica, entre las que se intercalan niveles de areniscas desorganizadas de grano muy fino, areniscas calcáreas negras con orbitolinas o barras métricas aisladas de **''areniscas con estratificación cruzada''** (2), en bancos por lo general centi a decimétricos.

Corresponderían por su facies a los materiales de la formación Ereza (G.ª MONDEJAR y PUJALTE, 1982), a la que se viene atribuyendo una edad Aptiense inferior, aunque la datación por los orbitolínidos presentes no ha sido posible. Sin embargo, su posición estratigráfica se localiza a menos de 400 metros por debajo de materiales datados como Albiense inferior, quizá en paso medio. Por otro lado, no se advierte fractura alguna de importancia entre estos terrígenos y la supuesta base de las ''calizas de Ramales'', al tiempo que los mismos no son en absoluto equivalentes laterales proximales típicos de calizas urgonianas, al menos hasta el Albiense medio alto. Así pues, a falta de otros datos, exclusivamente la correlación litoestratigráfica conduce a atribuir con reservas estos términos (1) y (2) a la formación Ereza, dentro del Aptiense inferior. Afloran exiguamente, muy cubiertas por materiales deslizados, en las pistas del área de El Polvorín. La potencia observable no excede de los 100 metros.

En los tramos basales del litosomo calizo aparecen, al Sur de El Polvorín, unas **''calcarenitas bioclásticas masivas o con estratificación cruzada''** (3), de grano grueso, carácter masivo y con grandes ostreidos aislados. La potencia aflorante es muy reducida, de orden decamétrico. El mismo tipo de facies aparece a techo del litosomo, con estratificación cruzada y potencias métricas en el área de Surbias.

''Calizas masivas de rudistas y corales. Olistolitos calizos'' (4). Se trata de un potente litosomo (probablemente más de 800 metros, contando parte del pináculo terminal de Ranero), que constituye la parte principal de las ''calizas de Ramales'' (G.ª MONDEJAR, 1982), muy fracturado y karstificado, en el que se localizan profundas simas, campos de dolinas y una densa red de fracturas. Un corte de fácil acceso se obtiene por la carretera de Ranero a la mina abandonada de dolomita. En áreas como Rebuño, Ranero, Torca del Moro, etc., parecen apreciarse taludes de clinoformas calcáreas. En algunos casos puede observarse la estratificación, como en la Loma del Mazo. El rango de edades que abarcan va desde el Aptiense al Albiense medio, quizás en tránsito al superior. La información de sondeos (GOMEZ, 1989) indica que, por debajo de las primeras calizas aflorantes en el cuadrante, se extiende hacia el centro de la cuenca una barra calcárea de edad Albiense inferior. Este dato es coincidente con los esquemas e hipótesis de G.ª MONDEJAR (1979) y G.ª MONDEJAR y PUJALTE (1981).

Las calizas (4) se presentan generalmente en forma masiva o monticular (vertiente norte de peña Rebuño), o bien en biostromos decamétricos, siempre con escasa o nula contaminación terrígena, textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos, de tamaño desde arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos, mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

La biofacies, muy variada, está compuesta 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 rodofíceas corallináceas, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos, habién-

dose clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER) y *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava* (LEYM.) que indican una edad Aptiense superior - base Albiense superior. Destaca la importante disminución de la macrofauna de Oeste a Este, pasando a predominar las facies algales con esporádicos bancos de ostreidos *(Chondrodonta)*.

Los montículos arrecifales presentes son de dimensiones decamétricas, con una facies de núcleo bien diferenciada sobre la que se apoyan calizas más estratificadas, constituyentes de las facies de talud monticular. En cuanto a otro tipo de estructuras biogénicas, es de destacar la presencia de un pináculo hectométrico de caliza masiva al Norte de Ranero.

Por otra parte, olistolitos métricos a decamétricos de estas facies son componentes esenciales del término (17), apareciendo también con frecuencia en el término (8), especialmente en las facies proximales, e incluso en el (13).

''Calizas en bancos métricos, con rudistas y corales'' (5). Aparecen de forma limitada, a cualquier altura, en los tránsitos laterales de las calizas masivas a las series terrígenas, como en Lanestosa, Ranero, Loma del Mazo, etc., o bien a techo de las mismas (Ranero), o como pequeños litosomos aislados (Escalerillas).

La litología y biofacies son muy similares a las de las calizas masivas, con la única diferencia de presentar un mayor número de interrupciones y/o micro-intercalaciones terrígenas, que son las que marcan la estratificación. Se presentan estratificadas según planos irregulares, a veces poco netos. El grado de fracturación es prácticamente idéntico al de las calizas masivas, si bien la intensidad de la karstificación puede ser algo menor. La potencia que presentan los cuerpos de caliza (5) es muy variable, aunque raramente sobrepasan el hectómetro. Un afloramiento de fácil acceso es la cantera de La Cadena, actualmente en explotación.

''Calizas impuras'' (6). Se trata fundamentalmente de una alternancia bastante irregular de calcarenitas oscuras margosas y margocalizas, o incluso margas, irregularmente estratificadas, que se sitúan a varias alturas estratigráficas en el tránsito entre las facies calizas y los materiales terrígenos de talud proximal. Aparecen con entidad cartográfica principalmente en los alrededores de Lanestosa, en el área de Las Escalerillas-Ranero, y como techo del litosomo en tránsito vertical a los terrígenos albocenomanienses (alto de Las Minas). La geometría y potencia de los cuerpos es muy variable; destacan los aproximadamente 200 metros de Las Escalerillas, donde se encuentran dispersos los afloramientos-tipo, esporádicamente silicificados. Entre la fauna existente se han clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT), *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava* (LEYM.) y algas rodofíceas corallináceas, que indican una edad Aptiense superior (parte alta) - mitad Albiense medio.

''Calizas estratificadas en bancos decimétricos-métricos'' (7). Al igual que las calizas estratificadas (5), se sitúan a diversas alturas estratigráficas en el tránsito entre el final de la plataforma caliza y el talud más terrígeno, o el techo del litosomo. En general se trata de calcarenitas (''packstones'' y ''grainstones'') de grano muy fino, bioclásticas, con frecuente estratificación ondulada y localmente con restos visibles de algas calcáreas. El corte-tipo se sitúa en el área de La Tolina. La potencia y la geometría de estas facies son muy variables, dándose espesores máximos algo superiores a los 100 metros en Lanestosa y Ranero. Es digna de mención la presencia de pequeños parches coralinos, extensiones del medio arrecifal dentro de los terrígenos albocenomanienses, en la zona de Surbias. Entre la fauna existente se han clasificado: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), algas rodofíceas, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* (DOUGLASS), que indican una edad Aptiense superior (parte alta) - techo del Albiense medio.

En el litosomo calizo de Karrantza son frecuentes las alteraciones hidrotermales, que presentan diferentes manifestaciones:

—La **dolomitización** es particularmente intensa en Lanestosa, al Sur de Peña del Moro (niveles estratiformes y filonianos en la zona de Los Ingleses, con mineralizaciones de sulfuros), y también en Ranero, donde es cartografiable como masas y filones de dimensiones hectométricas, muy bien aflorados. Acompañando a estos fenómenos aparece, en Ranero, un voluminoso cuerpo calizo brechificado por eventos hidrotermales y cementado por calcita y dolomita rosa, a veces cebrada (carretera a la mina de dolomita).

—La **silicificación** es patente sobre todo en el alto de Las Minas (ya en Cantabria), donde a veces está asociada a fracturas. Esporádicamente es reconocible la textura original de la caliza. A menor escala deben destacarse las silicificaciones filonianas de Matienzo, bien expuestas en el frente abandonado de la antigua mina.

El conjunto de materiales de talud y cuenca, que ocupan todo el valle de Karrantza, representa parte de la formación "margas de Bilbao" (G.ª MONDEJAR y PUJALTE, 1982).

En las áreas de Lanestosa, cerro Copa Encinal y La Cerroja, loma del Mazo, Ranero y Santecilla, se localiza una serie de materiales de talud, con signos de inestabilidad sinsedimentaria. Estos pueden aparecer asimismo en áreas más distales como Villanueva de Presa o Sierra. Bajo el punto de vista litoestratigráfico, se ha agrupado los materiales en dos términos, que se describen a continuación:

"Calizas margosas, calcarenitas y niveles de brechas calcáreas" (8). El término consta de una matriz margosa o margocaliza estratificada regularmente, o más caótica localmente, con fenómenos de inestabilidad tipo "slump", en la que se intercalan olistolitos calizos dispersos, diferenciados como calizas (4) o (7), o calcarenitas (15) cuando son cartografiables. Son también muy frecuentes las intercalaciones parabrechoides calcáreas derivadas de las propias litologías presentes. Estas intercalaciones se han diferenciado, cuando son cartografiables, como **"niveles de inestabilidad o parabrechas calcáreas"** (9), en matriz margosa o margocaliza. Como afloramientos-tipo pueden citarse Villanueva de Presa (donde se disponen en discordancia cartográfica sobre materiales más distales), Lanestosa y la zona al Este de Ranero.

Aparece también en estas series otro tipo de materiales brechoides diferenciados como (17), que se describirán más adelante.

Estratigráficamente, el término (8) se localiza a dos alturas diferentes: una equivalente a la base del litosomo calizo (Lanestosa, con potencia aflorante decamétrica) y otra más próxima a su techo (loma del Mazo—afloramientos -tipo dispersos—, Ranero, Santecilla), ambas de edad Albiense y con potencias similares; llegan a aparecer incluso en la base de los terrígenos albocenomanienses (Sierra). La base del episodio de El Mazo parece truncar con bastante nitidez la serie infrayacente, que disminuye rápidamente de potencia hacia el Norte.

En el tramo (8) se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Ammobaculites cf. reophacoideis* (BARTENST.), *Gaudryina dividens* (GRAVERT), *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Gavelinella (Berthelina) intermedia* (BERTHELIN), *Gavelinella rudis* (REUSS), *Globorotalites brotzeni* (HOFKER), *Globorotalites rumanus* (NEAGU), *Vaginulina geinitzi* (REUSS), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU),

Marginulina jonesi (REUSS), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella cf. infracretacea* (GLAESSNER), gasterópodos, radiolas de crinoideos, *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT), *Simplorbitolina conulus* (SCHROEDER). Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albiense inferior (alto) o medio.

''Margas y margocalizas; niveles calcareníticos aislados'' (10). Representan los primeros episodios terrígenos de cierta batimetría que cabría calificar como de talud más distal o ''cuenca'', en cuyos materiales se encuentra fauna de mar abierto, como belemnites y ammonites. Aparecen como pequeñas intercalaciones ligadas al tránsito lateral de las calizas (minas de Lanestosa, Ilsa, Ranero), o con mayor extensión, entre las series ya francamente distales del Sur, Este y Noreste: zonas de La Herrán-Lombanos, La Cerroja y Sangrices (afloramiento-tipo), o Concha-La Tejera y Santecilla. La potencia que presentan es muy variable, métrica en las zonas proximales hasta varios cientos de metros en las distales.

En este tramo se ha observado una microfauna abundante, reconociéndose las siguientes asociaciones fósiles: *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Spiroplectammina rectangularis cretosa* (TEN DAM), *Proteonina cf. ampullacea* (BRADY), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Tristix excavata* (REUSS), *Pleurostomella reussi* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* (BERTHELIN), *Marginulina aequivoca* (REUSS), *Marginulina striatocostata* (REUSS), *Dentalina nana* (REUSS), *Dentalina cf. soluta* (REUSS), *Dentalina distincta* (REUSS), *Vaginulina geinitzi* (REUSS), *Planularia sp., Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Nodosaria sceptrum* (REUSS), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU), *Lenticulina subalata* (REUSS), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Gavelinella (Berthelina) intermedia* (BERTHELIN), *Gavelinella rudis* (REUSS), *Planulina schloenbachi* (REUSS), *Epistomina spinulifera polypioides* (REUSS), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella cf. infracretacea* (GLAESSNER), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Textularia chapmani* (LALICKER), *Sigmoilina antiqua* (FRANKE), *Dentalina distincta* (REUSS), *Dentalina linearis* (REUSS), *Nodosaria sp., Vaginulina recta* (REUSS), *Lagena globosa* (MONTAGU), *Ramulina cf. spandeli* (PAALZOW), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Valvulineria cf. gracillina* (TEN DAM), *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Haplophragmium aequale* (ROEMER), *Textularia chapmani* (LALICKER), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN), *Bathysiphon sp., Gaudryina sp., Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Spirillina minima* (SCHACKO), *Flabellammina washitensis* (ALEX. y SMITH), *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Ammobaculites cf. reophacoides* (BARTENST.),*Saracenaria sp., Trochammina cf. obliqua* (TAPPAN), *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN), *Marginulina dispar* (REUSS), *Marginulina jonesi* (REUSS), *Astacolus grata* (REUSS), *Epistomina spinulifera polypoides* (REUSS), *Glomospira sp., Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides cushmani* (LOEBL. y TAPPAN), *Haplophragmoides platus* (LOEBL.), *Haplophragmoides cf. latidorsatum* (BORN.), *Coptocampylodon lineolatus* (ELLIOT), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallela* (REUSS), *Rehacythereis cf. reticulata* (JONES y HINDE), *Cytherelloidea champmani* (JONES y HINDE), *Cornicythereis cf. cornueli* (DEROO), radiolas, crinoideos, y gasterópodos.

Estas asociaciones indican, para este tramo, una edad Albiense inferior a medio.

''Areniscas silíceas masivas en bancos decimétricos a métricos. Areniscas y lutitas'' (11). Son areniscas silíceas, prácticamente

sin cemento carbonatado, organizadas en bancos a veces cercanos a los 2 metros de potencia, de planos netos y aspecto masivo. Se sitúan a diversas alturas de la serie (siempre dentro del Albiense inferior - medio), a veces con forma sigmoidal y apoyadas directamente en posible discordancia erosiva sobre las calizas masivas y estratificadas (minas de Lanestosa), con potencias máximas al parecer inferiores a 100 metros. En otras ocasiones forman cuerpos decamétricos aislados en las facies de talud más o menos distal (Matienzo, San Ciprián, Traspalacio). Su grado de tectonización es notable, siendo muy intenso en las proximidades de fallas, como ocurre en los alrededores de Lanestosa (afloramientos-tipo). Con frecuencia se encuentran fuertemente alteradas, especialmente cuando entre ellas se intercalan niveles lutíticos.

En algunas zonas (Ambasaguas, San Ciprián, Sancides), la inestabilidad sinsedimentaria característica de estas areniscas llega al extremo de formar, en las áreas más distales, **''niveles de inestabilidad o parabrechas areniscosas en matriz lutítica''** (12), con bloques redondeados hasta de 5 - 6 metros de areniscas silíceas, canalizaciones deformadas, ''slumps'', etc., en matriz lutítica negra (afloramientos - tipo en el lecho y entorno del río en Ambasaguas y en los accesos a Bollain). Localmente, algún olistolito areniscoso decamétrico llega a ser cartografiable, como al Oeste de San Esteban.

''Calcarenitas y margas'' (13). Alternancia variable de calcarenitas estratificadas en bancos centi-decimétricos y margas calcáreas. Se establece como término general representativo del tránsito del talud medio - distal a la ''cuenca'' carbonatada. Excepcionalmente aparece asociado a calcarenitas y brechas en la base del Complejo Albocenomaniense (áreas de Sierra y Surbias). El porcentaje de calcarenitas oscila aproximadamente entre el 15% —una proporción menor se consideraría término (10)— y el 80%, por encima del cual se han distinguido cuerpos calcareníticos definidos como **''calcarenitas estratificadas''** (15). Estos cuerpos calcareníticos intercalan localmente algunas margocalizas y calizas margosas en bancos decimétricos. El término es equivalente lateral cercano de la mitad inferior del litosomo calcáreo, como ocurre en Rebuño - Tolina y Lanestosa (aunque puede aparecer aislado como en Matienzo), y está organizado en bancos decimétricos, con estratificación neta y plano - paralela y laminación muy patente. Lateralmente se convierten hacia cuenca en facies menos carbonatadas, como los términos (10) y (13). Las geometrías y potencias son muy variables, cifrándose entre unos pocos metros (Matienzo) y más de 200 (Rebuño). Esporádicamente se localizan olistolitos calcareníticos decamétricos, como en el área de Ranero.

En este tramo se han reconocido las siguientes asociaciones fósiles: *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Proteonina cf. ampullacea* (BRADY), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Ammobaculites subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides platus* (LOEBL.), *Haplophragmoides cushmani* (LOEBL. y TAPPAN), *Haplophragmoides globosus* (LOZO), *Haplophragmoides cf. latidorsatum* (BORN.), *Trochammina cf. obliqua* (TAPPAN), *Flabellammina washitensis* (ALEX. y SMITH), *Gaudryina sp., Dentalina distincta* (REUSS), *Dentalina nana* (REUSS), *Dentalina cf. soluta* (REUSS), *Lenticulina gaultina* (BERTHELIN), *Lenticulina exarata danubiana* (NEAGU), *Lenticulina subalata* (REUSS), *Planularia sp., Tristix excavata* (REUSS), *Eoguttulina anglica* (CUSHM. y OZAWA), *Epistomina spinulifera polypioides* (REUSS), *Spirillina minima* (SCHACKO), *Ramulina cf. spandeli* (PAALZON), *Gavelinella (Berthelina) intermedia* (BERTHELIN), *Planulina cf. schloenbachi* (REUSS), *Valvulineria cf. gracillima* (TEN DAM), *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Pleurostomella reussi* (BERTHELIN), *Pleurostomella obtusa* (BERTHELIN), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.),

Favusella washitensis (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella cf. infracretacea* (GLAESSNER), *Sigmoilina cf. antiqua* (FRANKE), *Vaginulina recta* (REUSS), *Vaginulina geinitzi* (REUSS), *Marginulina striatocostata* (REUSS), *Vaginulinopsis cephalotes* (REUSS), *Astacolus cf. schloenbachi* (REUSS), *Lagena globosa* (MONTAGU), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallela* (REUSS), *Bairdippillata sp., Dolocytheridea cf. bosquetiana* (JONES y HINDE), *Cytherelloidea chapmani* (JONES y HINDE), *Cornicythereis cf. cornueli* (DEROO), *Neocythere vanveeni* (MERTENS), *Cythereis sp., Coptocampylodon lineolatus* (ELLIOT), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Glomospira sp., Lingulina cf. loreyi* (BERTHELIN), *Bathysiphon sp., Pseudotextulariella cretosa* (CUSHM.), *Dorothia gradata* (BERTHELIN), *Dorothia filiformis* (BERTHELIN), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Spiroplectammina rectangularis cretosa* (TEN DAM), *Nodosaria cf. orthopleura* (REUSS), *Nodosaria sceptrum* (REUSS), *Proteonina cf. ampullacea* (BRADY), *Reophax scorpiurus* (MONTFORT), *Enantiomorphina sp., Saracenaria bononiensis* (BERTHELIN), *Textularia chapmani* (LALICKER), *Marginulina jonesi* (REUSS), *Flourensiana cayeuxi* (MARIE), *Frondicularia inversa* (REUSS), *Spiroplectinata annectens* (PARKER), *Globulina cf. prisca* (REUSS), *Gavelinella rudis* (REUSS), *Cuneolina cf. pavonia* (D'ORB.), *Anomalina cf. complanata* (REUSS), *Globorotalites brotzeni* (HOFKER), *Nodosaria cf. prismatica* (REUSS), *Epistomina spinulifera polypioides* (REUSS), *Marginulina aequivoca* (REUSS), *Everticyclammina greigi* (HENSON), gasterópodos, radiolas de crinoideos.

Estas asociaciones indican para este tramo una edad Albiense inferior - medio.

Dentro de los términos (13) y (15), se dan fenómenos de inestabilidad en horizontes concretos, aunque lateralmente discontinuos, que se han distinguido cuando son excepcionalmente cartografiables como **''niveles carbonatados inestables y parabrechas''** (14). Consisten en niveles inestables métricos o ''slumps'' de calcarenitas y margocalizas, en fase de brechificación más o menos avanzada que truncan con diversos ángulos la serie infrayacente. Son destacables los aflorantes al Norte de Sangrices.

En algunos niveles inestables, o de deslizamiento, se evidencia una mezcla de derrubios de distintas áreas fuente, que originan depósitos mixtos de ''debris-flow''. Estos se han distinguido en cartografía como **''parabrecha mixta calcosilícea''** (16), compuesta por cantos generalmente centimétricos de calcarenita, margocaliza y arenisca en matriz margoso - lutítica. Afloran muy exiguamente con potencias métricas (la mejor exposición se encuentra en Sangrices - Arabuste) a diversas alturas en las series distales de talud.

''Megabrecha de olistolitos calizos'' (17). Se trata de niveles más o menos estratiformes, de continuidad lateral escasa y potencias muy variables, en los que el componente olistolítico es mayoritario. En este cuadrante se encuentran por lo general en contacto directo con la parte superior del litosomo calizo (área de El Moro - Loma del Mazo), incluidos en el término (8) anteriormente descrito. A veces pueden localizarse pequeños cuerpos más distales, como en Santelices o Sierra.

2.2. **COMPLEJO ALBOCENOMANIENSE**

El Complejo Albocenomaniense, sinónimo del Complejo Supraurgoniano de RAT (1959), puede definirse como el potente conjunto, casi exclusivamente terrígeno y localizado en el Cretácico medio (Albiense medio-superior - Cenomaniense inferior), que cierra el episodio arrecifal del Cretácico inferior (Complejo Urgoniano), separándolo en la vertical de las amplias plataformas, más profundas, características del Cretácico superior. En todo el amplio monoclinal que constituye el flanco suroeste del Anticlinal de Bilbao, el Complejo Albocenomaniense está representado por la formación Balmaseda

(G.ª MONDEJAR y PUJALTE, 1982), una pila de hasta más de 5000 metros de sedimentos terrígenos depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud.

Dentro del cuadrante se han cartografiado materiales que por su facies y localización estratigráfica se adscriben al Complejo Albocenomaniense, aún siendo equivalentes laterales directos del techo del litosomo calizo. Afloran dispersos en el cuadrante, en las áreas de La Cerroja, Sierra y Surbias, aquí discordantes sobre los depósitos carbonatados de talud, con una potencia máxima inferior a los 400 metros, y consisten en:

''Lutitas negras'' (18), escasamente aflorantes al Norte de Santecilla (con buenas exposiciones, aunque limitadas), y en las zonas de Sierra y La Cerroja. Se trata de lutitas muy negras con laminación concoide, niveles de septarias y nódulos ferruginosos rojizos, y escasos estratos areniscosos finos.

''Areniscas y lutitas'' (19), mal expuestas en el Sur del cuadrante y con mayor desarrollo (alrededor de 300 metros de potencia) en el área de Surbias y a techo del litosomo. Representan un término indiferenciado, mal aflorado, en el que la proporción de lutitas negras y limolitas arenosas grises, por un lado, y de bancos areniscosos centi a decimétricos por otro, es aproximadamente similar. Se ha clasificado *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconcava* (LEYM.), que indica una edad Aptiense superior - base del Albiense superior.

''Areniscas'' (20). Sucesivas barras métricas aisladas en la alternancia (19), en el área de Surbias. Se trata de paquetes estratificados de areniscas silíceas, plano-paralelas o con laminación cruzada u ondulada de ''ripples'', de contactos erosivos o bancos separados por finos niveles lutíticos.

En la parte superior del término (19), en el área de Surbias, se han cartografiado tres barras métricas de **''calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada''** (21), equivalentes laterales proximales del arrecife urgoniano. Están constituidas por bioclastos de tamaño arena fina - media, bien seleccionados, y organizados en ''sets'' decimétricos a métricos de estratificación cruzada planar.

Al margen de estos términos que se acaba de describir, aparecen dentro del Complejo Albocenomaniense otras facies carbonatadas o mixtas que ya fueron descritas con anterioridad en el Complejo Urgoniano, como puede ser el término margo - calizo (13) o las brechas de tipo (8), (9) y (16).

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios, pese a no alcanzar gran extensión ni potencia, son de génesis muy variada. En el área estudiada se han diferenciado los siguientes:

''Terrazas fluviales'' en desmantelamiento (22). El único ejemplo algo extenso que se ha cartografiado se encuentra en el casco urbano de Lanestosa, situándose a un nivel ligeramente más alto que el aluvial del río Calera. Otros relictos de mucha menor entidad pueden encontrarse en el lecho del río Presa - Karrantza a su paso por Ambasaguas y Molinar.

''Depósitos aluviales'' (23). Son de escasa entidad y poco potentes, circunscritos a los cauces de los ríos Calera y Karrantza.

''Coluviales indiferenciados'' (24). Formados por bloques silíceos o calcáreos minoritarios, en una matriz arcillo - arenosa. Los únicos cartografiables se encuentran en Surbias y en la vertiente occidental de la Peña del Moro (Fuente La Rosa), donde se intercalan con sucesivas avenidas de canchales (25), de diferentes edades.

''Coluviales de bloques calizos'' (25). Canchales calizos de bloques sueltos, que se apoyan sobre los grandes relieves de la ''Barrera de Ramales''. Algunos se encuentran fuertemente cementados y están recubiertos por depósitos calcosilíceos (24), más recientes. En el ángulo noroeste del área de estudio, al Norte de Lanestosa, se dan, al parecer, fenómenos de fallas gravitatorias recientes que desplazan grandes bloques calizos intensamente fracturados hacia el fondo del valle. Así parecen reconocerse posibles estructuras de colapso o hundimiento kárstico en los alrededores de la cueva de Covalanas, las cuales modifican incluso el curso del río Calera al entrar en la Comunidad de Cantabria.

''Depósitos residuales - kársticos'' (26). Se han cartografiado en la misma zona de hundimientos descrita anteriormente y parece, por su morfología y posición, que se trata de depósitos residuales de una red de dolinas previas, actualmente colapsadas. Otro pequeño acúmulo residual de ''terra rossa'', bien aflorado, se ha cartografiado en un filón dolomítico karstificado, en la carretera de Ranero a la mina abandonada de dolomita.

''Depósitos antropogénicos'' (27). Escombreras de minas abandonadas en las zonas de Matienzo y Lanestosa (coto Txomin), así como en el entorno de canteras como La Cadena o la mina de dolomita de Ranero. Se pueden observar sin embargo multitud de pequeñas acumulaciones no cartografiables, correspondientes a labores menores. Algún relleno para explanación, en los alrededores de La Tejera - Ambasaguas, también ha sido cartografiado.

3. **SEDIMENTOLOGIA**

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrico - estratigráfica y paleogeográfica.

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

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

—Ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Aptiense - Cenomaniense inferior). Ciclo conjunto que abarca materiales de los complejos Urgoniano y Albocenomaniense, que en este cuadrante se encuentran fuertemente interrelacionados.

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas de elementos sedimentarios que podrían asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM *et al.* (1977); casi todos ellos comienzan por una superficie de discontinuidad que varía desde un cambio brusco litológico - sedimentológico hasta un "onlap" sobre un sustrato previamente estructurado, o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no-deposición, de registro sedimentario.

Por lo general los ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Supraurgoniano) suelen presentarse bien definidos y con frecuencia separados por una superficie neta, si no discordante, o asociada a un hiato en la sedimentación.

Sin embargo, en este cuadrante y en su entorno se da una fuerte interacción entre los dos sistemas sedimentarios, por lo cual se opta por abordar su estudio sedimentológico y paleogeográfico de forma conjunta. La distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias se visualiza en las figuras 3.1. y 3.2.

En lo referente al **Complejo Urgoniano** (RAT, 1959), se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana del Arco Vasco. Aparte de otros controles, como la

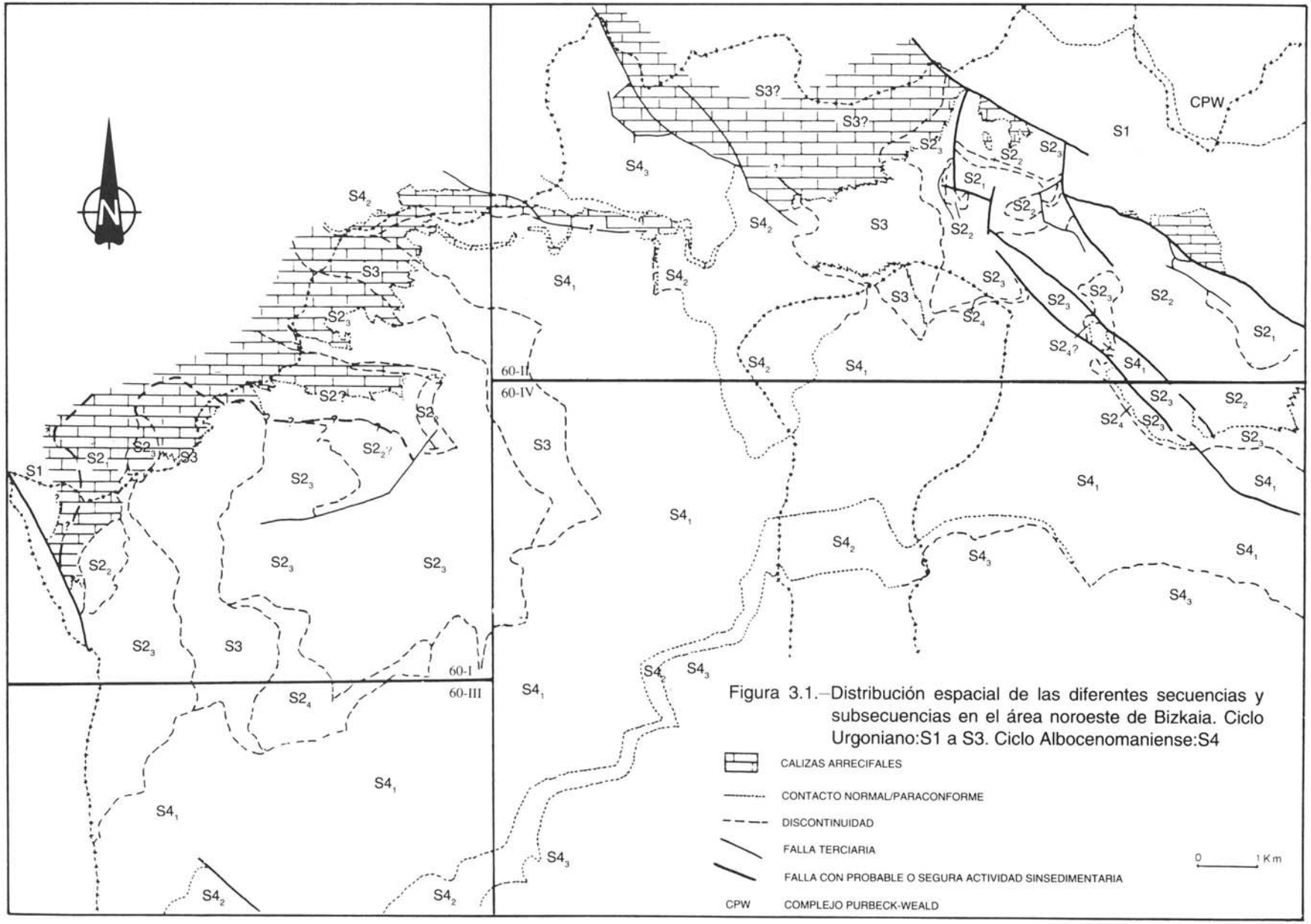


Figura 3.1.—Distribución espacial de las diferentes secuencias y subsecuencias en el área noroeste de Bizkaia. Ciclo Urgoniano:S1 a S3. Ciclo Albocenomaniense:S4

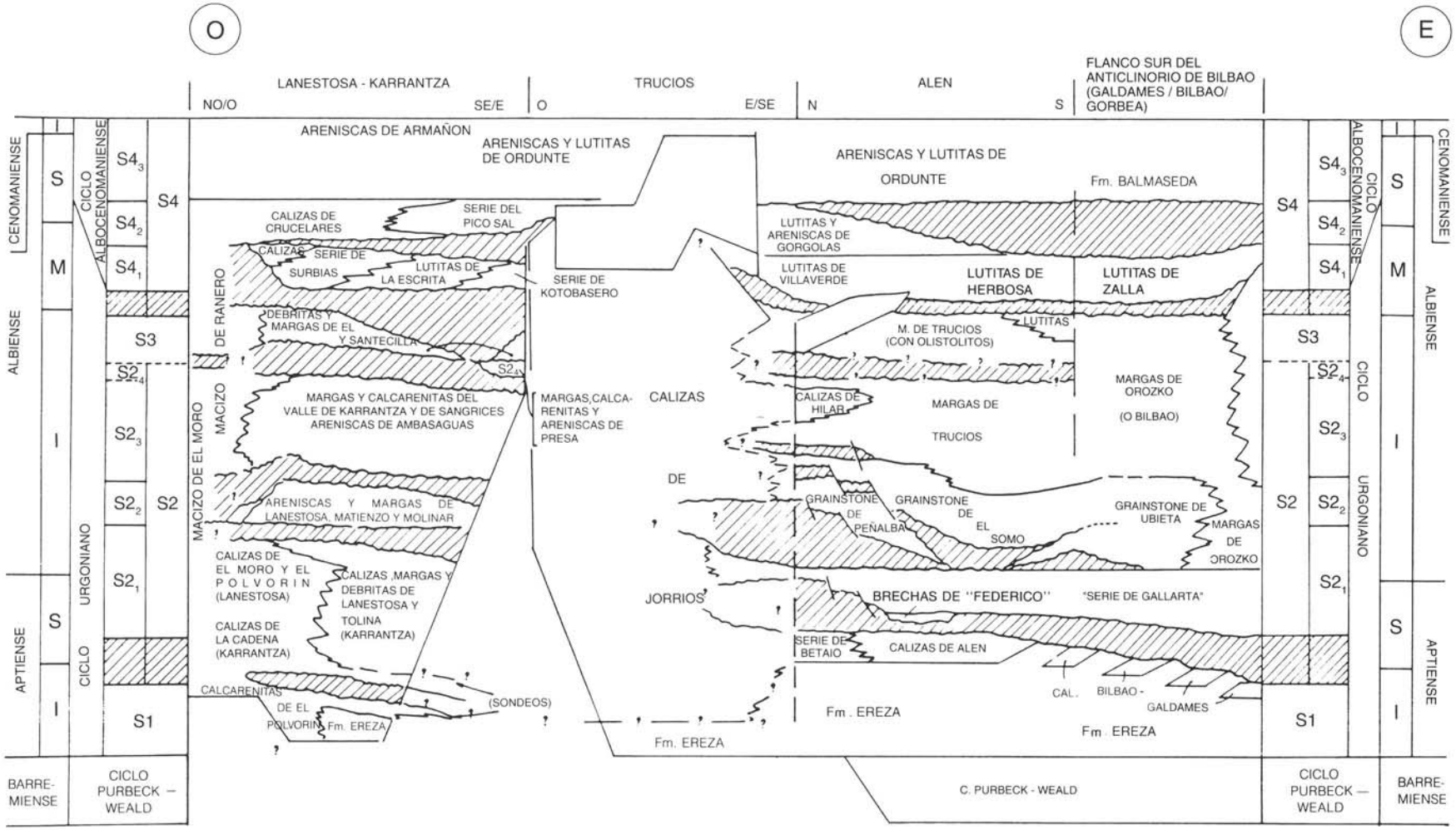


Figura 3.2.—Organización y distribución de ciclos y secuencias en el área de trabajo. Con referencia al conjunto del flanco S del Anticlinorio de Bilbao. Las dimensiones verticales no expresan potencias sino lapsos de tiempo.

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 3.3.). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en muchos puntos del entorno. De esta manera, en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto, contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. 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 Vizcaya y el anticlinorio Nor-Vizcaíno, y quizá en menor medida el anticlinorio de Bilbao, en el que se sitúa 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 y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

Por su parte, el **Ciclo Albocenomanienense** (Supraurgoniano de RAT, 1959) es el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino - somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Balmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al Sur y las formaciones Zufia y Egino (plataformas terrígeno - carbonatadas), y Durango (talud terrígeno) al Norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.4.

El ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos y su continuación en la cuenca proximal, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figura 3.1.). Este es el caso del cuadrante, a partir de la secuencia $S4_1$. A ello se debe la notable variación de potencias en el Albocenomaniense en el entorno del área de estudio y, en general, en el flanco sur del anticlinorio de Bilbao.

Dentro del flanco sur del anticlinorio de Bilbao, la formación Balmaseda se puede dividir en tres tramos. Los dos primeros son más areniscosos y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación, y abarcan la totalidad de la secuencia S4. El episodio final es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta que no se halla representado en el cuadrante.

Los tres tramos se estructuran en una macrosecuencia simétrica progradante - retrogradante. En la primera parte de la macrosecuencia ($S4_1$ y $S4_2$), las lutitas de La Escrita y la serie de Surbias se acuñan en "onlap" sobre los umbrales arrecifales de Ranero - Crucelares, provocando la muerte de las comunidades biológicas en los arrecifes y pináculos. En la segunda parte ($S4_3$), a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos retrogradantes le sucede, fuera del cuadrante, un nuevo episodio de prodelta con influencia marina creciente. Es de destacar que los primeros estadios de la progradación deltaica coexisten con los últimos arrecifes, antes de la destrucción total de la vida en las barreras urgonianas. Las facies que van apareciendo hacia el Noreste muestran carac-

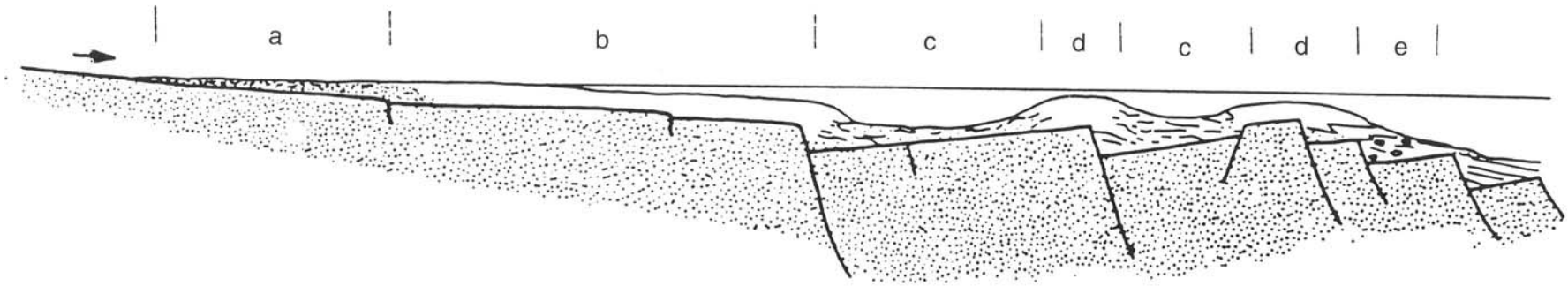


Figura 3.3. Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano con indicación de áreas-tipo para cada situación paleogeográfica
a) Facies de influencia continental
b) Plataforma carbonatada
c) Cuencas restringidas o «lagoons» de plataforma interna
d) Bancos arrecifales («off-shore banks»)
e) Cuenca marina franca (Bermeo-Bakio)

Tomado de RAT y PASCAL (1.979)

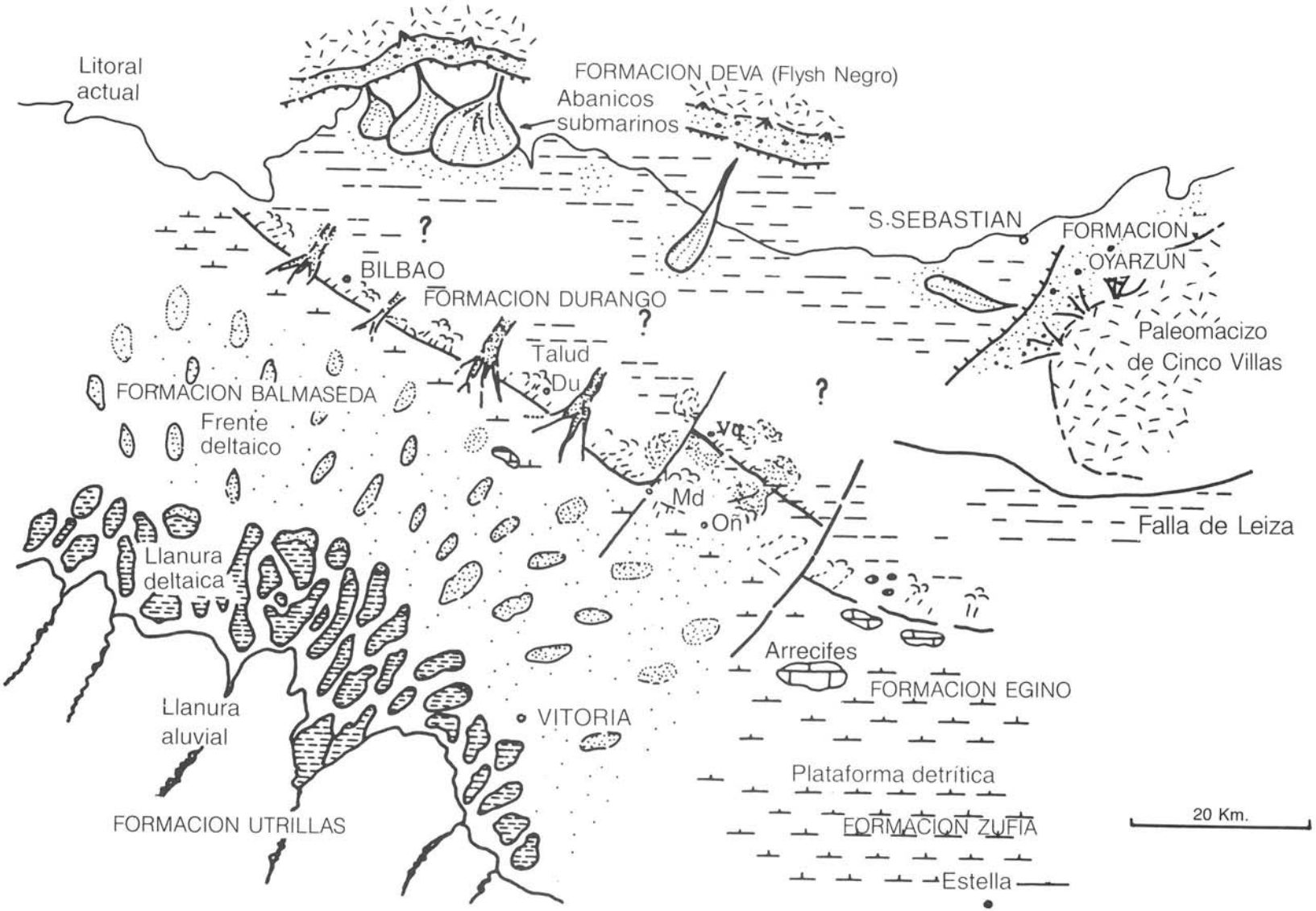


Figura 3.4.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del País Vasco para el Albiense superior - Cenomaniense inferior ("Supraurgoniano"), PUJALTE, 1985

terísticas mareales, apuntando a una ligera somerización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza principalmente desde el Sur.

Las variaciones de subsidencia que se producen en el transcurso de la sedimentación albiense y cenomaniense fueron el resultado de movimientos verticales conocidos por los autores como "fase antecenomaniense" o "fase áustrica". En esta época se rejuvenecieron los relieves emergidos y se produjo una gran movilidad en el fondo marino con creación de nuevos altos y surcos, o acentuación de los ya existentes.

Los materiales urgonianos y albocenomanienses del entorno próximo se depositaron en tres sectores diferenciados de la cuenca (figura 3.5.), abarcando principalmente el cuadrante gran parte del sector más occidental. El primero de ellos, que se ha denominado de Alén, se sitúa en el Este, entroncado con la historia secuencial y paleogeográfica del anticlinorio de Bilbao, y constituye un paleoalto escalonado con reducción de potencias en los sentidos noreste y noroeste. A los dos restantes sectores, que comprenden los tres cuartos occidentales de los afloramientos urgonianos, se les ha denominado de Trucios y Karrantza.

Dentro de estos sectores se individualizan "subsectores" o cuencas subsidiarias, con distintos comportamientos a lo largo del lapso urgoniano, como podrían ser los surcos o depresiones de Karrantza y Trucios, o los paleoaltos (umbrales) de Moro - Ranero (parte de la "Barrera de Ramales"), Jorrios, Concha o Crucelares.

En el desarrollo de este capítulo de Sedimentología se tratará de esbozar la evolución de cada elemento paleogeográfico, y sus relaciones mutuas a lo largo de los lapsos correspondientes a las diferentes secuencias deposicionales.

Como ya se mencionó anteriormente, la tónica general en el crecimiento de las plataformas y bancos urgonianos es la secuencia unitaria de somerización arrecifal (JAMES, 1979), que es un crecimiento vertical y lateral como respuesta biológica del arrecife a las continuas pulsaciones subsidentes, más o menos bruscas, cuya suma constituye la profundización total de la cuenca de depósito. Este tipo de secuencia no es en sí más que un ciclo negativo que, al repetirse, origina una somerización y una progradación lateral del edificio arrecifal, en una dinámica regresiva. Esta se ve cortada periódicamente por un ciclo positivo (ver por ejemplo la evolución del techo de la de Crucelares), reflejo de la imposibilidad de la comunidad biológica de contrarrestar en ese momento y lugar el aumento de batimetría producido. A escala de secuencias deposicionales, la S1 y la $S2_1$ son en sí mismas secuencias de somerización bien desarrolladas.

Se describirá ahora la evolución paleogeográfica de los distintos sectores:

Durante la primera secuencia deposicional urgoniana (S1), tiene lugar en el umbral de Moro - Ranero la implantación de un edificio arrecifal a partir de una llanura mareal uniforme con pequeños episodios de "altos fondos" calcareníticos con bancos de orbitolinas y ostreidos.

La secuencia es un claro ejemplo de somerización, finalizando con biostromos de rudistas y ostreidos bien desarrollados. Así comenzó el crecimiento de arrecifes de rudistas y corales, que formaron una estructura incipiente de "rampa" carbonatada.

Durante la segunda secuencia, se produce una neta diferenciación de ambientes sedimentarios con mayor o menor contaminación terrígena y crecimiento arrecifal ($S2_1$ a $S2_4$), que coincide con una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato según la misma red de fallas sinsedimentarias que

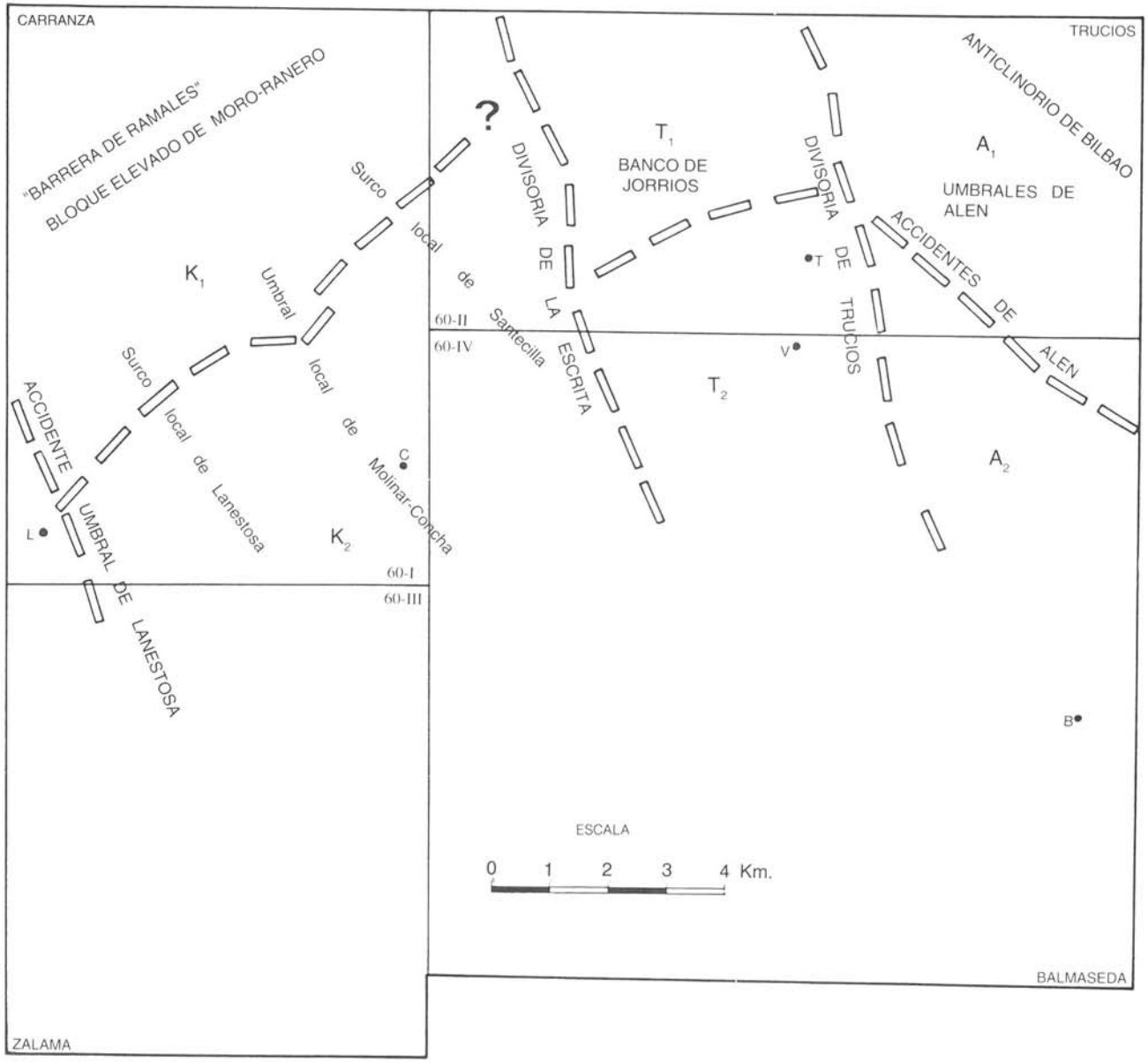


Figura 3.5.—Zonación del área de trabajo en sectores (ALEN, TRUCIOS y KARRANTZA) y subsectores paleogeográficos durante el Ciclo Urgoniano.

A_1 : PALEOALTO DE ALEN: ZONA AXIAL DEL ANTICLINORIO DE BILBAO

A_2 : DEPRESION ESCALONADA (ARCENTALES)

T_1 :PALEOALTO DE JORRIOS: EDIFICIO ARRECIFAL

T_2 :DEPRESION DE TRUCIOS

K_1 PALEOALTO DE MORO-RANERO MARGEN SURESTE DE LA "BARRERA DE RAMALES"

K_2 :DEPRESION DEL VALLE DE KARRANTZA, CON SUS ALTOS Y SURCOS LOCALES

L: LANESTOSA

C: CONCHA

T: TRUCIOS

V: VILLAVERDE

B: BALMASEDA

actuaban desde el Aptiense inferior. Esto origina el fraccionamiento del área en bancos arrecifales como el de Moro - Ranero o el de Jorrios (cuadrante de Trucios), y taludes y cuencas profundas donde se depositaron las margas de Karrantza y Trucios ($S2_3$ a S3), simultáneamente a los episodios de talud destructivo de El Mazo, Ranero, Santecilla, etc. y sus equivalentes en los cuadrantes de Zalama, Trucios y Balmaseda. Los tránsitos laterales entre las series son muy bruscos (figuras 3.1. y 3.6.), respondiendo al esquema general tectosedimentario urgoniano que se plasma en la figura 3.3.

Los sucesivos movimientos de estos bloques del sustrato acentúan la subsidencia diferencial propiciando la génesis en el Noroeste y el acúmulo en el Sureste de potencias crecientes de calcarenitas bioclásticas que alternaban con margas autóctonas en plataformas y taludes de pendiente cada vez más acentuada. Al mismo tiempo, algunos de estos bloques sufrían épocas de no deposición o erosión, que creaban una superficie de discontinuidad entre las secuencias $S2_1$ y $S2_2$, marcada por estructuras de disolución paleokárstica y/o erosivas y de relleno como las desarrolladas por las areniscas de Lanestosa sobre las calizas de El Polvorín, visibles en las laderas mineras del Coto Txomin.

Durante el lapso de depósito de la secuencia S2 se producen movimientos en los accidentes que separan los sectores K_1 y K_2 de la figura 3.5., lo cual origina una aceleración de la subsidencia diferencial y un aumento de las pendientes en los taludes carbonatados. Como consecuencia, aumenta la inestabilidad sinsedimentaria y la potencia de los depósitos en el área de cuenca, de manera que la secuencia constituye el principal episodio de relleno de depresiones del ciclo Urgoniano.

Hacia el final del Albiense inferior (secuencia $S2_3$), tiene lugar una brusca retrogradación de los aparatos calcáreos y la primera aparición de depósitos extensivos margosos y calcareníticos de talud-cuenca (margas en la depresión del valle de Karrantza y de Trucios). La brusca profundización del fondo marino va siendo contrarrestada paulatinamente por el relleno en la cuenca margosa, y en la plataforma por el crecimiento arrecifal, de manera que a techo de la subsecuencia tiene lugar la fuerte progradación de las calizas de Ranero hacia la cuenca. A partir de este momento se inicia un nuevo basculamiento del sustrato, que provoca un aumento de la batimetría y, por tanto, una nueva retrogradación arrecifal, especialmente en la zona del Moro y menos evidente en Ranero. Este fenómeno será más lento durante el resto del Albiense inferior, y se acentuará (quizá con alguna recurrencia del tipo de la de Crucelares) en el Albiense medio, coincidiendo con la llegada al área del prodelta albocenomaniense.

En estadios más avanzados del crecimiento arrecifal, la expansión progresa durante todo el Albiense inferior (S3) creando fuertes taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomos de Ranero y Jorrios (figura 3.6.). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa creando potentes depósitos de "debris - flow" en Santecilla (ángulo noreste del cuadrante). Tectoestratigráficamente, la secuencia S3 representa un lapso de equilibrio entre progradación y subsidencia, unido a la instauración de taludes destructivos con producción de debritas con grandes olistolitos en el surco local de Santecilla.

Las calizas de Moro - Ranero conforman un sistema de bancos arrecifales con facies masivas más internas, orientadas SO - NE en la banda occidental del cuadrante. Localmente presentan niveles de crecimiento monticular, y cuerpos más marginales estratificados en bancos métricos. La composición de los bancos más masivos es sin duda de origen algal.

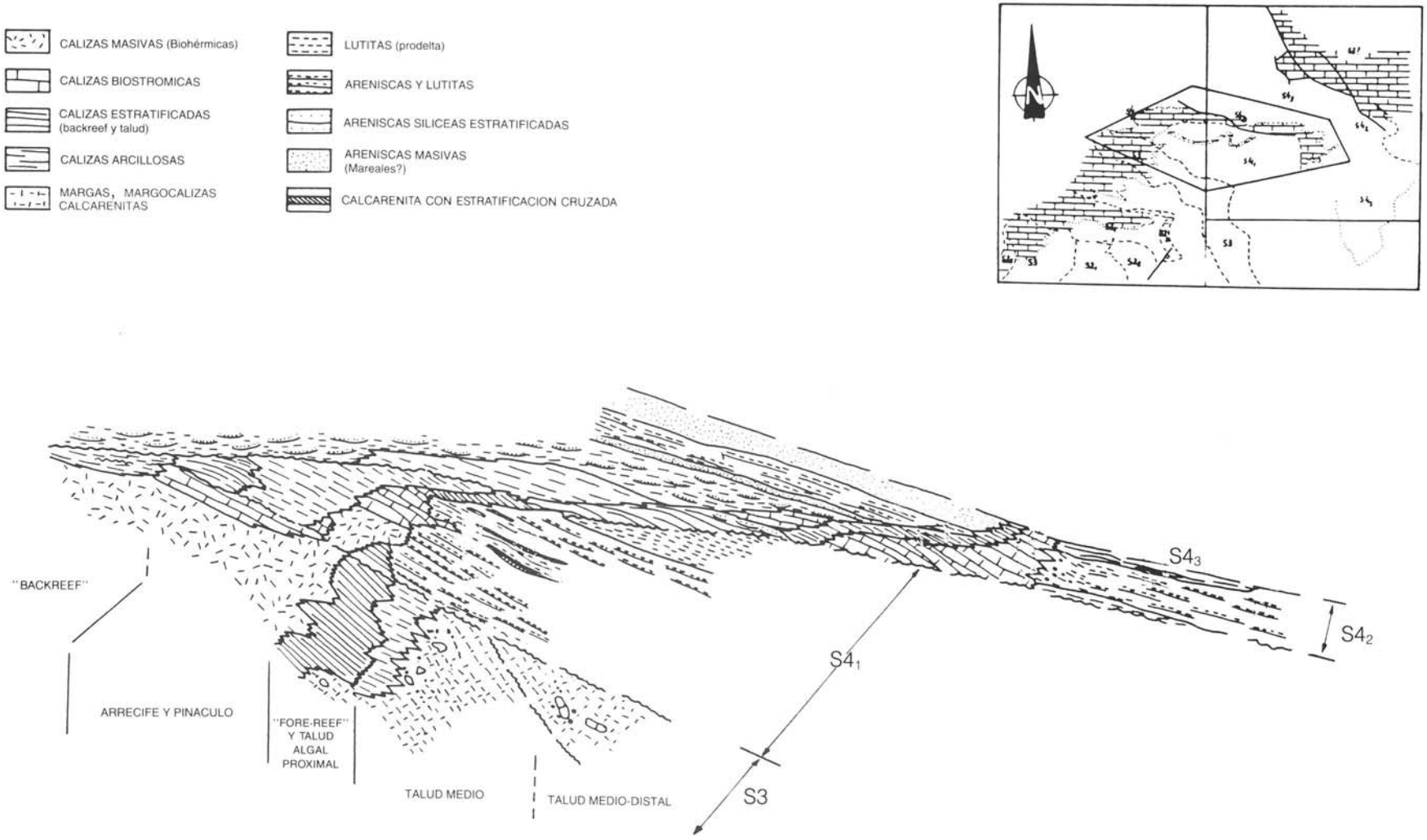


Figura 3.6.—Esquema estratigráfico-geométrico del desarrollo del Pináculo de Ranero y la barra de Crucelares, con indicación de las secuencias y subsecuencias, y localización del área con respecto a la figura 3.1.

Las facies observadas en el edificio de Ranero indican la presencia de ciclos de somerización en una situación moderadamente profunda. El edificio arrecifal se mantenía en una posición elevada, a salvo de los aportes terrígenos que invadían la cuenca de manera pulsante. Sin embargo, coincidiendo con los límites secuenciales, los terrígenos llegaban a recubrir con una mayor o menor penetración los flancos del edificio, como ocurre entre la $S2_1$ y $S2_3$, causando interrupciones destructivas en el crecimiento del arrecife. La más extendida de estas interrupciones a nivel de toda la cuenca, que podría quizás coincidir con la mencionada, se ha descrito en el interior de edificios similares en edad y estructura en las áreas de Gernika (ROBADOR, 1984; CADEM, 1985) o Indibiti (Dima) (FERNANDEZ MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1983; IGME - CADEM, 1985).

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal (secuencia S4): en los últimos estadios de crecimiento de los grandes edificios de Ranero y Jorrios, la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes a un medio continental de aguas dulces, freático o vadoso, incluso con formación de sedimentos internos en huecos de disolución paleokárstica con silicificación asociada: zona de Crucelares (límite con el cuadrante de Trucios). Este nuevo basculamiento dió lugar a un importante episodio destructivo: gran cantidad de "debris flow" y olistolitos se intercalan en las lutitas de prodelta de $S4_1$ en el área de Manzaneda y, en menor medida, en Santecilla, marcando los últimos episodios destructivos en esa zona. Simultáneamente, el sistema terrígeno deltaico progradante desde el Sur, y en parte desde el Norte, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera calcárea. Este sistema, a lo largo de sucesivos episodios, se irá interdigitando y superponiendo primero a las margas de la depresión del valle de Karrantza y, finalmente, al propio edificio arrecifal, como se observa en áreas como Ranero - Surbias y Crucelares (límite con el cuadrante de Trucios).

Mientras en zonas meridionales tenía lugar la llegada de los abanicos deltaicos, las areniscas masivas de la zona de Armañón y Pico Sal (Trucios) presentan facies que sugieren una influencia mareal. Simultáneamente continúa el avance desde el Sur de las facies deltaicas de la formación Balmaseda, con sus típicos "niveles de abandono" de la actividad de los lóbulos deltaicos. Durante estos episodios aumentaba la influencia marina lo suficiente como para permitir la proliferación de orbitolinas, e incluso la formación de bancos de ostreidos en facies arenosas.

Como resumen de la evolución paleogeográfica, se puede decir que las secuencias definidas coinciden con episodios evolutivos en la cuenca de depósito. En líneas generales es posible, pues, diferenciar un primer episodio de establecimiento de plataformas tabulares locales de tipo rampa carbonatada (Aptiense inferior a base del Albiense inferior en los sectores de Karrantza y Alén; figura 3.1.). En un segundo episodio comenzó a establecerse una subsidencia diferencial más acusada creándose plataformas y cuencas locales según el esquema clásico de WILSON (1975), y escalones de batimetría creciente en general hacia el Sur. Finalmente, en una tercera etapa, la progradación de las facies destructivas se generalizó, desplomándose éstas por los taludes hacia las depresiones de Karrantza y Trucios. Todos estos movimientos y basculamientos crearon en el área un relieve previo a la llegada de los terrígenos meridionales de la formación Balmaseda. Este relieve se pone de manifiesto en las diferencias generales de facies y potencias en el Complejo Albocenomaniense y, a menor escala, en las relaciones de los terrígenos de prodelta y de plataforma terrígena - mareal con el techo de los edificios arrecifales en las áreas de Ranero y Crucelares.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, este cuadrante se sitúa al Oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco, dentro de la llamada "zona externa". Dicha zona es más o menos coincidente con la unidad de Gorbea (figura 4.1.). Esta amplia unidad, que se extiende al Sur del anticlinorio de Bilbao abarcando gran parte de su flanco sur, se caracteriza por una relativa calma tectónica que contrasta con otra más compleja que domina en el núcleo del anticlinorio. La posición que ocupa el cuadrante dentro de la unidad es un tanto especial, ya que se localiza en las cercanías de la intersección de dos accidentes importantes ("franja cabalgante de Ramales" y "falla de Ramales"), uno de los cuales bien podría considerarse como el límite occidental de la unidad.

El cuadrante presenta una estructuración tectónica sencilla. Los materiales aflorantes en el área de trabajo constituyen una serie monoclinal de dirección más o menos N 40° E, que buza suavemente hacia el Sureste. A grandes rasgos configuran el cierre periclinal de una macroestructura antiforme, desarrollada en un ámbito más amplio que la propia zona de trabajo y conocida como "anticlinal de Karrantza" (figura 4.2.).

En el área de trabajo y afectando a la serie monoclinal se localizan fallas, en general de escaso salto, que corresponden preferentemente a dos sistemas N 45° E y N 130° E.

En la mitad suroccidental dominan las fallas del primer sistema. Son fracturas subverticales o buzantes al Sur, más o menos coincidentes con la alineación que dibuja el tránsito, hacia facies de talud, de la barrera calizo-arrecifal. La mayoría podrían considerarse fallas sinsedimentarias, ligadas a un probable accidente que controló la configuración paleogeográfica plataforma - cuenca actuando como una falla sinsedimentaria al menos durante el lapso Aptiense - Albiense.

En la mitad nororiental, afectando al flanco norte del anticlinal, domina en cambio el sistema de fallas N 130° E. Este es particularmente intenso al Suroeste de Ranero. Son fracturas de gran importancia metalogénica. Asociadas a estas fallas subverticales y de escaso salto se localizan importantes mineralizaciones, así como extensas zonas de dolomitización y silicificación (Filón Principal, Sta. Matilde y Matienzo). La surgencia de aguas termales del balneario de los PP. Palotinos en El Molinar está relacionada también con una de estas fracturas. Estas bien podrían considerarse como zonas de debilidad, relacionadas posiblemente con accidentes de zócalo.

El **anticlinal de Karrantza** es una estructura de amplio radio y flancos suavemente

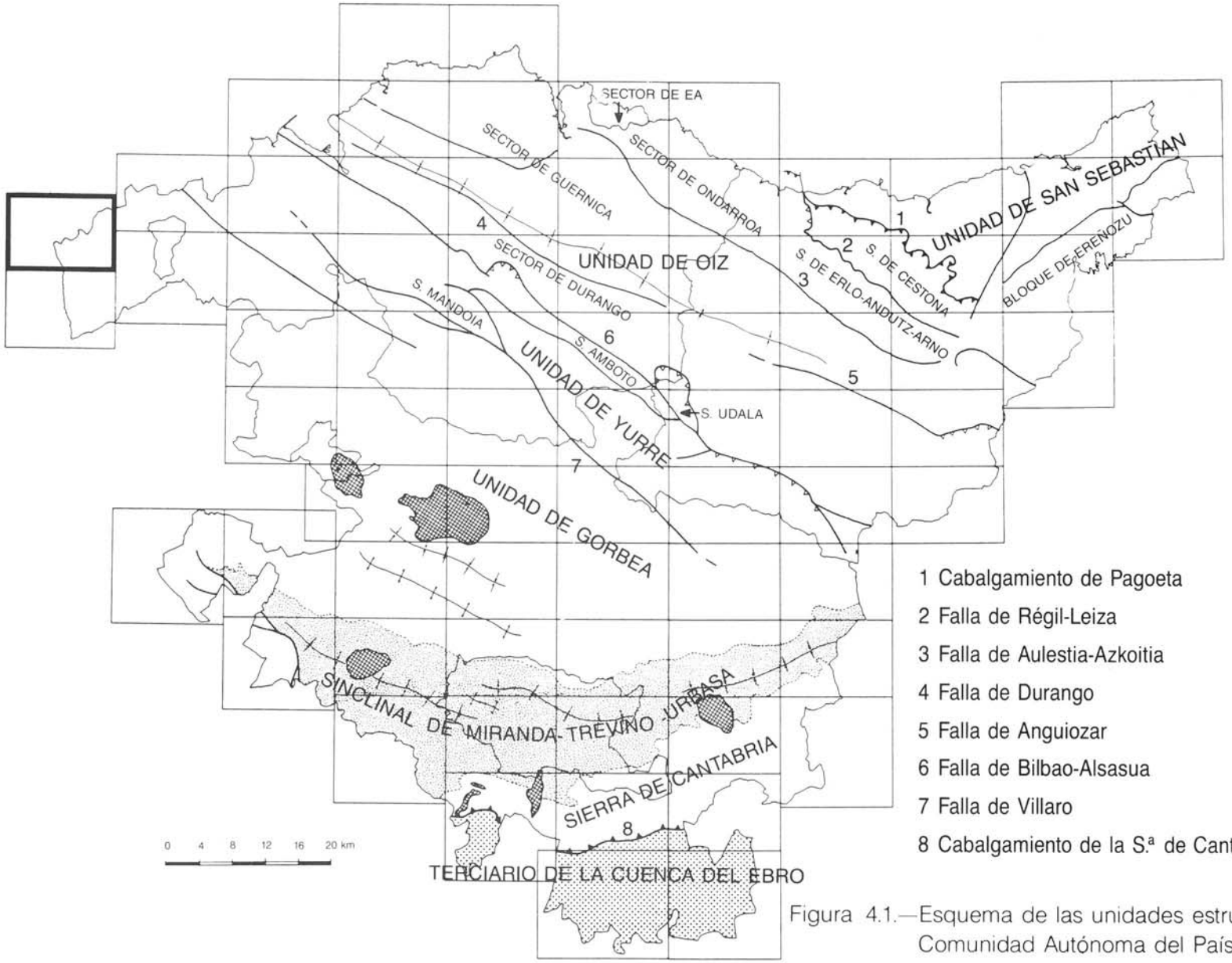


Figura 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

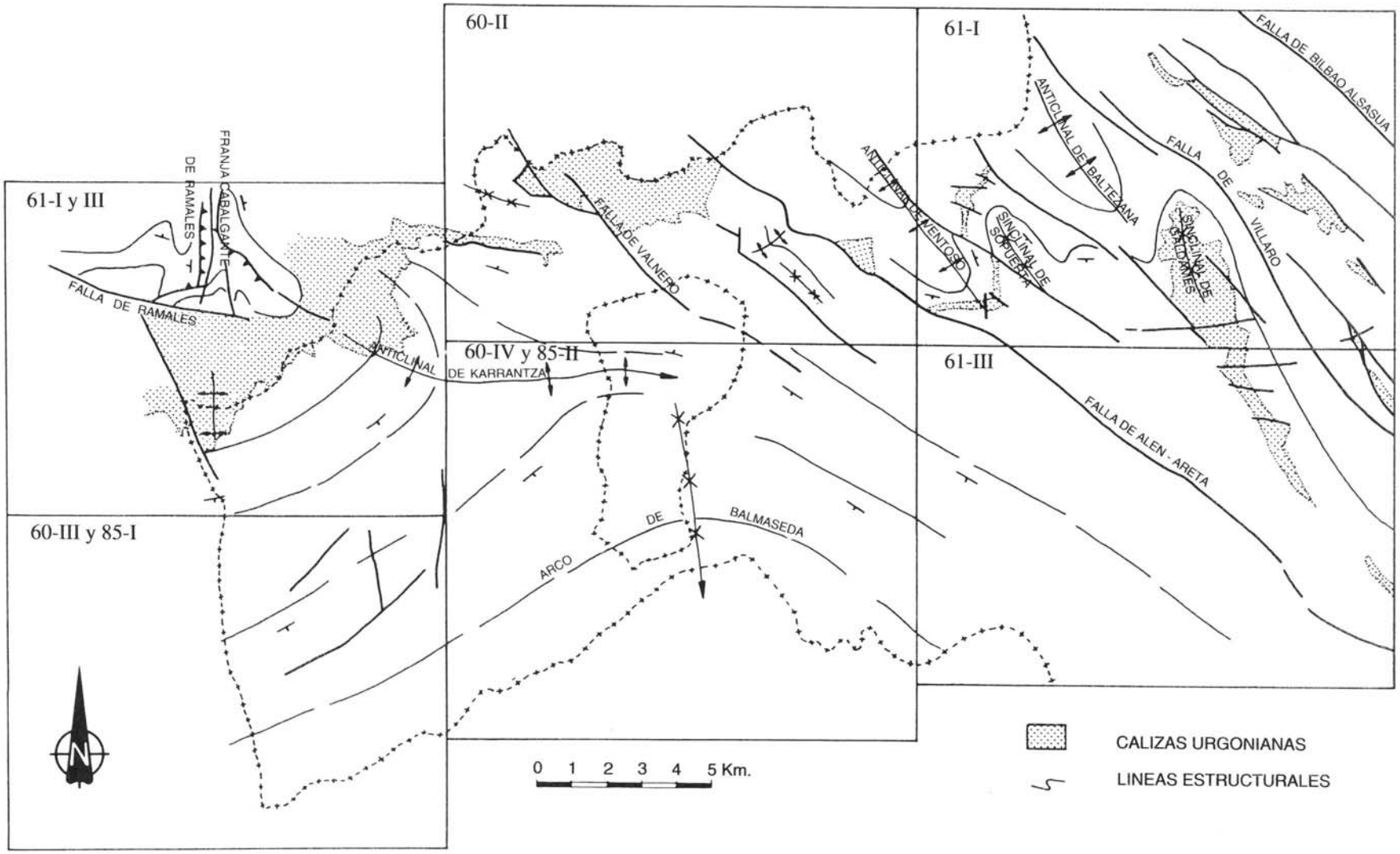


Figura 4.2—Esquema estructural del entorno del cuadrante

buzantes, que presenta una geometría extraña con varios ejes buzantes en general al Sureste. El eje principal se reconoce en el tercio nororiental de la zona de trabajo. Discurre por el valle del río Karrantza, lleva una orientación aproximada N 110 - 120° E y buza suavemente (10 ó 20°) al Sureste. Los ejes secundarios correspondientes a los escasos y suaves pliegues menores, que pueden deducirse de la cartografía (Peña del Moro y Torca del Moro), no parecen coincidir con el principal. En conjunto presentan una disposición radial con centro en el núcleo del anticlinal, que se localiza hacia el Oeste, fuera ya de los límites de la zona de trabajo. A escala regional, el eje principal muestra distintas variaciones de rumbo que parecen motivadas por la interferencia local de estructuras transversales. Esto parece reconocerse al menos en el cuadrante contiguo de Balmaseda, en donde el anticlinal de Karrantza gira ligeramente hasta disponerse en dirección E - O y se amortigua en la convergencia con otra estructura muy laxa, normal a ella de dirección N - S conocida como **''arco de Balmaseda''** y que parece responsable de los cambios de dirección observados en el área.

Como se verá éste no es un caso aislado de convergencia de estructuras longitudinales con otras transversales. En el mismo cuadrante de Carranza, en zonas muy próximas situadas al Oeste del área de trabajo, se observan también algunos notables ejemplos.

El anticlinal de Karrantza, a escala regional, constituye la terminación y amortiguación oriental de la **falla de Ramales** y su ''banda de plegamiento asociada''. Estas estructuras de dirección aproximada N 110° E - O, que se prolongan a su vez hacia el Oeste hasta enlazar con un cabo o saliente del Macizo Paleozoico Asturiano, conocido como **''franja cabalgante de Cabuérniga'',** se consideran el reflejo de accidentes profundos de zócalo sobre materiales de cobertera.

La falla de Ramales, en el área de Ramales - Gibaja, intersecta con un accidente N - S, probablemente de zócalo y de gran importancia regional conocido como **''franja cabalgante de Ramales''.** Este se manifiesta como un accidente de desgarre, con salto en la vertical, que se continúa como una franja tectónica desde Ramales y se prolonga hasta la zona de Colindres, a través de distintos afloramientos triásicos. En este caso, las relaciones temporales de este accidente N - S con la falla de Ramales y su ''banda de plegamiento asociada'', y en consecuencia con el anticlinal de Karrantza, no son tan claras. Ninguna de las dos parece que corte o desplaze a la otra. Cabe también la posibilidad de que la franja cabalgante y la falla de Ramales no sean otra cosa que el mismo accidente, sólo que plegado. De cualquier modo, se advierte que el anticlinal de Karrantza adopta una geometría domal en esta intersección.

Al Norte de dicha intersección, sin embargo, la franja cabalgante de Ramales constituye el límite occidental de la unidad de Gorbea y del Arco Vasco. Articula además este dominio con la ''franja costera de Santander'', pudiendo ser responsable de las notables variaciones del rumbo de las estructuras longitudinales en ambos dominios. Dicha variación configura a escala regional una virgación contraria al Arco Vasco, que bien podría considerarse como una estructura N - S similar al arco de Balmaseda anteriormente descrito. En realidad, ambas virgaciones constituyen un par de pliegues (sinclinal y anticlinal) que parecen haberse formado como consecuencia de un acortamiento paralelo al eje de las estructuras longitudinales (figura 4.3.).

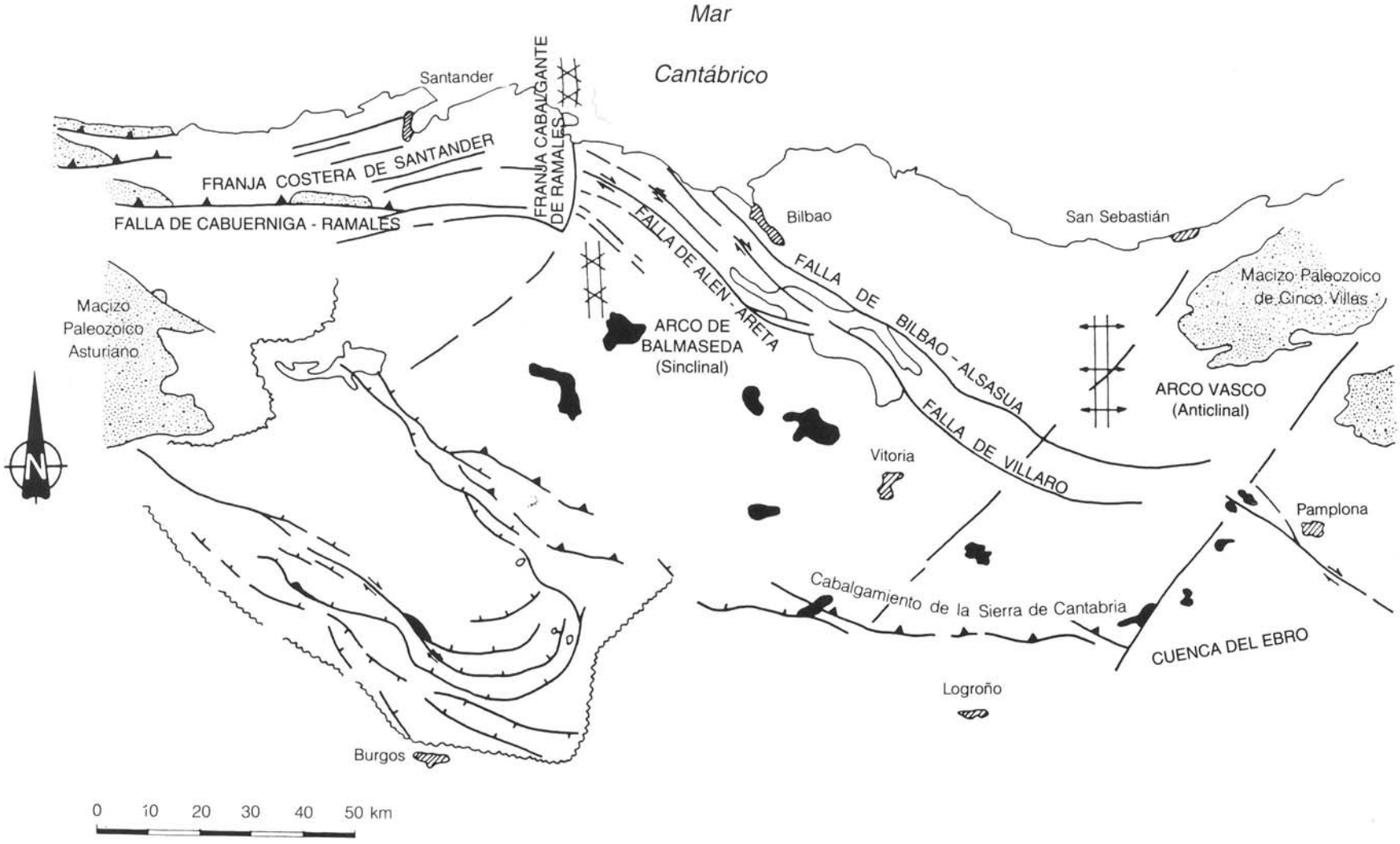


Figura 4.3.–Variación del rumbo de las estructuras longitudinales

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).

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.*

APALATEGUI, O. *et al.* (1989).—"Consideraciones estructurales sobre el Pirineo Occidental y Medio". *Bol. ITGE.* En prensa.

CADEM-AYTO. CARRANZA (1985).—"Proyecto para la mejora del abastecimiento de agua a los núcleos urbanos de Carranza". Síntesis geológica. Inédito.

DEREGNACOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—"Structure géologique du Golfe de Gascogne". Incluye "Carte structurale du Golfe de Gascogne à 1:2.400.000". *Boull du B.R.G.M.* (2) I.N. 3, pp. 149 - 178.

EVE (1987).—"Investigación geológico - minera a escala 1:25.000 en las hojas de Bilbao y Algorta". Inédito.

EXMINESA-EVE (1991).—"Cartografía geológica del área de Ramales-Trucios-Sopuerta". Inédito.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—"El Complejo Urgoniano en el Sector Oriental del Anticlinorio de Bilbao". *Tesis Doctoral,* 421 pp. Universidad del País Vasco.

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. 1983.

FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1988).—"Sedimentation of a Lower Cretaceus (Aptian) coral mound complex, Zaraya Mountains, Northern Spain". *Geol. Mag.* 126, (1989), pp. 423 - 434.

FEUILLÉE, P. (1967).—"Le Cenomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique". (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Societé Géologique de France.* Paris (nouvelle série), Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.

FEUILLÉE, P. (1970).—"Y-a-t'il des Flysch Pyrénéennes ?". *Bull. Soc., Geol. France* N, pp. 603 - 611.

FEUILLÉE, P. et RAT, P. (1971).—"Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques". En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne.* Tomo 2, VI-1 a VI-48.

FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. et RAT, P. (1971).—"Le systeme deltaique de Valmaseda (Albien Supérieur - Cenomanien Inférieur)", En *"Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique"*, pp. 117 - 122.

FLÜGEL, E. (1982).—"Microfacies analysis of limestones". *Springer - Verlag,* 633 pp.

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 GARMILLA, F. GARCIA PASCUAL, I. y ORTEGA BLANCO, R. (1983).—"Facies asociadas a la transgresión aptiense en el flanco S del Anticlinorio de Bilbao". *X Congreso Nacional de Sedimentología.* Mahón, Menorca, Sept. - Oct. 1983. T.2: "Sedimentación en medios de transición", pp. 2-41 a 2-44.

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

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., anexos.

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. (1981).—"El Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Región Vasco - Cantábrica (parte occidental)". Libro de Jornadas de Campo. *Grupo Español del Mesozoico. PICG Mid Cretaceous Events.*

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.

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.

GOMEZ, J.J. (1989).—"La cuenca de Lanestosa (Vizcaya). Distribución de facies en el subsuelo y mineralizaciones de Pb - Zn". *XII Congreso Español de Sedimentología.*

HERRERO, J.M. (1989).—"Las mineralizaciones de Zn, Pb, F en el Sector Occidental de Vizcaya: mineralogía, geoquímica y metalogenia". *Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco.*

IGME (1977).—"Memoria de la hoja 1:50.000 n.º 59 - Villacarriedo".

IGME (1978).—"Memoria de la hoja 1:50.000 n.º 60 - Valmaseda".

IGME (1988).—"Memoria de la hoja 1:200.000 n.º 5/12 - Bermeo-Durango".

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

JAMES, N.P. (1978).—"Facies models 10. Reefs". *Geoscience.* Canada vol. 5, n.º 1, pp. 16 - 26.

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

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

MAGNIEZ, F. et RAT, P. (1972).—"Les foraminifères des formations à spongiaires et Tritaxia dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)". *Rev. Esp. Micropaleont.*, Num. extr. XXX aniv. pp. 159 - 178.

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") Tulsa (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53 - 62.

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

OLIVÉ, 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 de Abril 1984. Tomo I, pp. 53 - 65.

ORTEGA, R. (1983).—"El Cretácico Inferior en la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo" *Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco.*

PASCAL, A. (1985).—"Les Systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien - Albien) sur la marge nord - ibérique" *Mém. Géol. Univ. Dijon, 10.* BRGM, Orléans, 569 pp.

PEYBERNES, B. (1976).—"Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées franco espagnoles, entre la Garonne et la Mediterranée". Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles.* Toulouse, 459 pp., 149 figs., XLII Pl.h.t. Imp. C.R.D.P.

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

PUJALTE, V. (1981).—"Sedimentary succession and paleoenvironments within a faultcontrolled basin: the "wealdien" of the Santander area, Northern Spain". In: *Sedimentary Geology,* 28, pp. 293 - 325.

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. Reg. 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.

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

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

READING, H.G. (editor) (1978).—"Sedimentary environments and facies". *Blackwell,* 577 pp.

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

SCHOLLE, BEBOUT & CLYDE (eds.) (1983).—"Carbonate depositional environments". *AAPG Memoir 33; Tulsa, Oklahoma, 703 pp.*

SERRANO, A. et al.—"Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro".

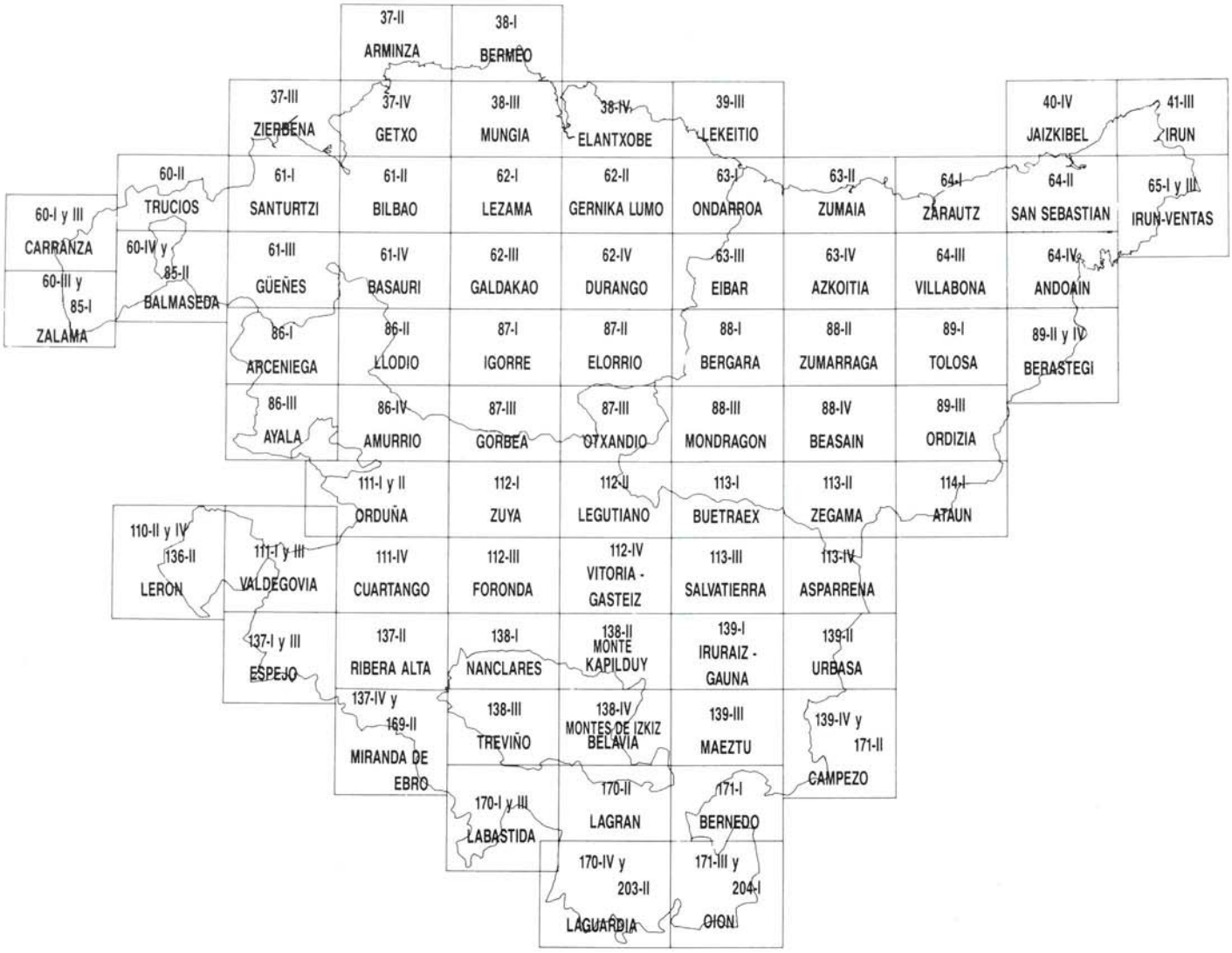
Libro homenaje a Rafael Soler, AGGEP, Madrid, 1989.

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

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

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

"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.: 84-88302-44-4