

EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS SEDIMENTARIOS DEL MARGEN CONTINENTAL CANTÁBRICO DURANTE EL ALBIENSE Y CENOMANIENSE, EN LA TRANSVERSAL DEL LITORAL VIZCAÍNO

S. Robles, (*) V. Pujalte (*) y J. García-Mondéjar (*)

(*) Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Bilbao.

RESUMEN

El área estudiada se sitúa en la franja costera vizcaína comprendida entre Cabo Villano y Bermeo. En ella aflora, principalmente a favor de los espectaculares acantilados, una potente sucesión sedimentaria del Albiense y Cenomaniano con algunas delgadas intercalaciones de rocas volcánicas submarinas. En este tiempo fueron activos dos sistemas principales de fallas, que condicionaron los límites y la dinámica sedimentaria de la cuenca. El sistema de orientación general N35°E produjo la individualización de una zona de margen de cuenca (parte occidental del área estudiada) y de una zona de cuenca propiamente dicha, que ocupa el resto del área. El otro sistema, de hipotética orientación E-W u WNW-ESE, debió condicionar la existencia de un macizo septentrional emergido, que actuó como área fuente fundamental durante este período. Este sistema no aflora en la actualidad, posiblemente por haberse reactivado durante la compresión terciaria como superficies de corrimiento.

Se han identificado cuatro macrosecuencias deposicionales separadas entre sí por discontinuidades sedimentarias. Las discontinuidades son más notorias en el margen de cuenca, en donde se produce el acuñamiento parcial o total de cada macrosecuencia. Su génesis estuvo controlada por la actividad tectónica regional y los consecuentes cambios relativos del nivel marino.

La Macrosecuencia 1 (Albiense inferior-medio) incluye, en el margen de cuenca, un sistema sedimentario de abanico costero retrogradante (Fm. Monte Grande), que yace sobre las calizas intensamente karstificadas del Albiense inferior. Esta macrosecuencia también está representada, especialmente en las zonas de cuenca, por plataformas carbonáticas inestables y por taludes de megabrechas calcáreas, indicadores de actividad tectónica. En conjunto esta macrosecuencia refleja un ascenso relativo del nivel marino.

La Macrosecuencia 2 (Albiense superior) está representada por sistemas turbidíticos de facies gruesas provenientes de la erosión y resedimentación de los sistemas de abanicos costeros precedentes (Macrosecuencia 1). Su límite inferior es una superficie erosiva fuertemente irregular, en la que se identifican "horsts" tectónicos sinsedimentarios y cañones submarinos. Estos sistemas sedimentarios se generaron por impulsos tectónicos (particularmente constatada la actuación de las fallas de orientación N35°E) y descenso relativo del nivel marino en los bordes de la cuenca, siendo comparables a los sistemas turbidíticos de tipo II de Mutti (1985).

La Macrosecuencia 3 (Albiense superior-Cenomaniense inferior) está representada fundamentalmente por sistemas turbidíticos muy ricos en lutitas, similares al tipo III de Mutti (1985), originados durante un período de nivel de mar ascendente. Estos sistemas progradaron sobre una superficie de discontinuidad que aumenta hacia el E, cubriendo toda la zona estudiada.

La Macrosecuencia 4 (Cenomaniense medio) en el margen de cuenca está constituida por turbiditas silíceas de facies gruesas y en las zonas de cuenca propiamente dicha, por turbiditas carbonáticas y otros sedimentos gravitacionales. Las relaciones geométricas entre esta macrosecuencia y las subyacentes indican un basculamiento del margen de cuenca y el descenso relativo del nivel marino en dicha zona.

Las reconstrucciones paleogeográficas efectuadas demuestran que el área estudiada formaba parte durante el Albiense y el Cenomaniense del margen meridional de un macizo "europeo", tal como el Macizo de Vizcaya o "Les Landes plateau", propuesto por otros autores. Ello explica la semejanza en la evolución sedimentaria del Albiense y Cenomaniense entre el área estudiada y la zona norpirenáica.

Palabras clave: Cuenca Vasco-Cantábrica, Albiense, Cenomaniense, Macrosecuencias deposicionales, Tectónica sinsedimentaria, Cambios del nivel marino, Abanico costero, Flysch, Megabrechas calcáreas, Paleogeografía.

ABSTRACT

The study area is situated in the northern part of Biscay, between Cabo Villano and Bermeo (fig. 1). The outcrops mostly along cliff sections, show thick Albian and Cenomanian sedimentary successions, with minor interbedded submarine volcanics. This area is of great interest for the study of these successions, firstly because

of the excellent outcrop conditions of the coastal cliffs, but mainly for the presence of an ancient basin margin in the western part of the area (Cabo Villano zone, figs. 1, and 3), which has been identified here for the first time. Contemporary wrench faults, trending approximately N35E, separated this zone from the basin to the East, to which the rest of the study area belongs. Another fault system, trending E-W or WNW-ESE, is thought to have been also active during the sedimentation. The faults of the latter system are not seen at outcrops, probably because they were reactivated as thrust planes during the Tertiary compression.

Four main depositional macrosequences have been identified, which are separated from each other by sedimentary breaks, more notorious in the basin margin successions. These breaks were created by a combination of local tectonics and sea level variations. Each macrosequence includes a suite of distinct sedimentary systems and shows systematic variations of facies and thickness between marginal and basinal zones (figs. 4, 5 and 17).

Macrosequence 1 (Lower-Middle Albian) includes a fan delta system (Monte Grande Fm.) at the basin margin, which rests on strongly karstified Lower Albian carbonates. Such karstified boundary reveals a long time of subaerial exposure following the elevation of the margin. The Monte Grande succession was deposited under the conditions of an overall marine transgression, which caused an increasing shoreline retreat. This may reflect a decrease in the intensity of basin floor downfaulting, a contemporaneous sea level rise, or both. Elsewhere, Macrosequence 1 is represented by destructive carbonate aprons and unstable carbonate platforms, which reflect the effects of the tectonic activity in the basinal areas (fig. 26).

Macrosequence 2 (Late Albian) is mostly represented by coarsegrained flysch deposits that were resedimented, from older fan-delta deposits, following a tectonic pulse and sea level fall. In the basin margin, they infill erosional depressions cut into Monte Grande strata, which are interpreted as structurally controlled submarine canyons. In the basin, they occur as fully developed turbiditic systems, comparable with type II systems of Mutti (1985) (fig. 27).

Macrosequence 3 (Late Albian-Lower Cenomanian) is mostly represented by mud-rich turbiditic systems, similar to Mutti's type III, which are believed to have evolved under conditions of an overall sea level rise. During the time span of sedimentation of macrosequence 3, these systems prograded over the entire study area (fig. 28).

Macrosequence 4 (Middle Cenomanian) followed a strong pulse of tectonic activity and a sea level fall, which prompted a strong tilting of the basin margin and caused deposition of coarse grained siliceous turbidites (fig. 29). At the same time, carbonate turbidites and other resedimented deposits were laid down on basinal areas.

The palaeogeographical reconstruction of the studied interval (figs. 26, 27, 28 and 29), demonstrates that the study area was placed during the Albian and Cenomanian along a southwards-facing margin, i.e., an "european" margin. This may have been a segment either of the Armorican margin, or of an hypothetical intermediate massif, such as the "Biscay massif" or "Les Landes Plateau" of authors. That explain, in any case, the striking similarities of sedimentary successions and evolution between the study area and the north pyrenean zone.

Key words: Basque Cantabrian basin, Albian, Cenomanian, Depositional macrosequences, Contemporary faulting, Sea level changes, Fan delta, Flysch, Slope apron, Palaeogeography.

Robles, S.; Pujalte, V. y García-Mondéjar, J. (1988): Evolución de los sistemas sedimentarios del Margen continental Cantábrico durante el Albiano y Cenomaniense, en la transversal del litoral vizcaíno. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 409-441.

Robles, S.; Pujalte, V. y García-Mondéjar, J. (1988): Evolution of depositional systems in the Cantabrian continental margin during Albian and Cenomanian, Biscay coastal sections. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 409-441.

1. INTRODUCCIÓN

La noción de que la historia evolutiva mesozoica del margen continental del norte de España es resultado de la interacción entre las placas ibérica y europea, es aceptada hoy de modo generalizado. Sin embargo, se discute todavía la naturaleza exacta de dicha interacción, debido principalmente a que la tectónica terciaria produjo un importante acortamiento cortical, enmascarando el esquema paleogeográfico mesozóico. Para reconstruir dicho esquema paleogeográfico, una de las vías más útiles ha sido el análisis tectoestratigráfico, como ya puso de manifiesto Garrido Megías (1973, 1982), y más recientemente Puigdefábregas y Souquet (1986), entre otros autores.

El presente trabajo se orienta en esta línea y en el análisis detallado de los sistemas sedimentarios del Albiano y Cenomaniense, excelentemente expuestos en los

acantilados del litoral vizcaíno. A partir del estudio de los diferentes perfiles existentes, la sucesión sedimentaria se ha dividido en unidades genéticas, a las que denominamos "macrosecuencias deposicionales", examinando para cada una de ellas sus facies y asociaciones de facies, su geometría en la transversal estudiada, sus límites y sus relaciones mutuas. A partir de todo ello hemos intentado deducir los principales controles que han intervenido en su génesis.

El área ha revelado tener un gran interés, por cuanto que en la misma hemos identificado un antiguo borde de cuenca tectónicamente activo. Ello ha permitido examinar las relaciones entre la tectónica y la sedimentación en dicho borde y comparar con lo ocurrido en la cuenca en sentido estricto, todo ello en excelentes condiciones de afloramiento. Salvando matices significativos, las conclusiones que hemos obtenido coinciden, en líneas generales, con las avanzadas por Puigdefábregas

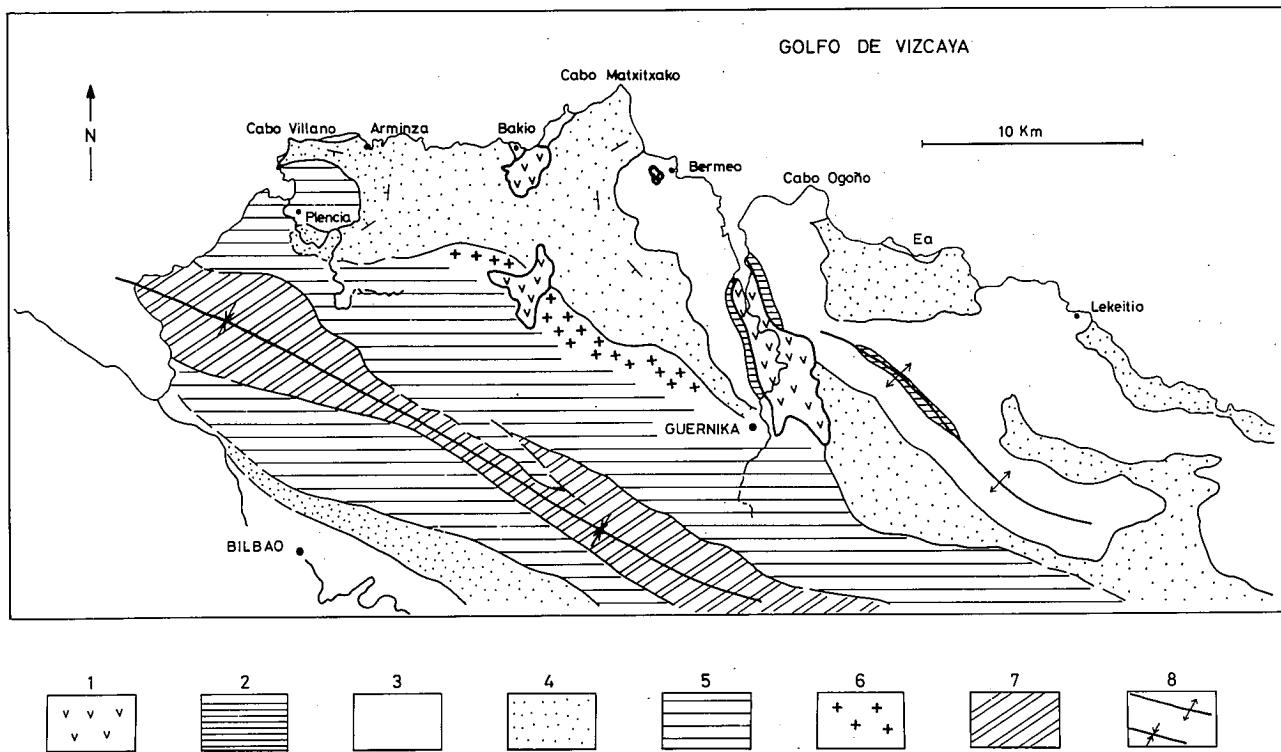


Fig. 1.—Mapa geológico simplificado del área de estudio y región colindante. 1: Trías superior. 2: Lías-Barremiense. 3. Aptiense-Albiense medio. 4: Albiense superior-Cenomaniense inferior. 5. Cretácico superior. 6: Rocas volcánicas del Cretácico superior. 7. Terciario. 8: Ejes de las principales estructuras de plegamiento (Sinclinorio de Vizcaya y Anticlinorio Norte). Explicación en el texto.

Fig. 1.—Schematic geological map of the study area and neighbouring region. 1: Upper Trias. 2: Lias-Barremian. 3: Aptian-Middle Albian. 4: Upper Albian-Lower Cenomanian. 5: Upper Cretaceous sediments. 6: Upper Cretaceous volcanics. 7: Tertiary. 8: Main fold axes (Biscay Synclinorium and North Anticlinorium). See text for explanation.

gas y Souquet (1986) para el ámbito norpirenáico. Ello refuerza la interpretación ofrecida en ambos trabajos y permite extender, hasta la región Vasco-Cantábrica, el modelo de fosas de desgarre que ofrecen dichos autores para la zona norpirenáica durante el intervalo Albiense-Cenomaniense.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio (zona litoral entre Cabo Villano y Bermeo, fig. 1) se sitúa en el extremo occidental del “Arco Vasco” de Feuillée y Rat (1971), dentro de la región Vasco-Cantábrica. Como discutiremos más adelante, corresponde, probablemente, a un segmento del paleomargen mesozoico europeo del Golfo de Vizcaya, hipótesis ya apuntada por Boillot (1986).

La sucesión sedimentaria aflorada comprende los siguientes conjuntos principales (fig. 1):

1. Arcillas con yesos e intercalaciones de ofitas del Trías superior, que aparecen exclusivamente a favor de estructuras diapiricas.
2. Carbonatos del Lías-Barremiense. La sucesión del Lías y Dogger (300 m), es esencialmente marina y presenta muchos puntos en común con la que existe en los Pirineos, Cantabria, Asturias y Portugal. Se acepta generalmente que su depósito tuvo lugar en una etapa “pre-rift”. La sucesión del

Malm-Barremiense (100 m) tiene, por el contrario, un carácter transicional y salobre, ligándose su depósito al comienzo del “rifting” cretácico (i.e., 2º episodio de “rifting” del Mesozoico).

3. Calizas de rudistas, margas y lutitas oscuras (litológia mayoritaria), areniscas y brechas calcáreas, del Aptiense-Albiense medio. Se trata de un potente conjunto sedimentario (alrededor de 1.200 m de potencia máxima, que en la literatura regional se describe frecuentemente como “Complejo Urgonian” (Rat, 1959). Su acumulación tuvo lugar durante la etapa principal del “rifting” cretácico.
4. Flysch siliciclástico (Flysch Negro) del Albiense superior-Cenomaniense inferior (1.700 m). Pertenece a una unidad sedimentaria de gran extensión regional (fig. 2), que puede seguirse lateralmente a lo largo de más de 400 km (Souquet *et al.*, 1985; Puigdefábregas y Souquet, 1986). Su origen se asocia al inicio de una importante traslación de la Placa Ibérica respecto a la Europea a lo largo de la Falla Norpirenáica, con el consiguiente desarrollo de un rosario de cuencas flysch a todo lo largo de la misma (Souquet *et al.*, 1985; Puigdefábregas y Souquet, 1986).
5. Sedimentos marinos profundos del Cretácico superior (3.000 m), que incluyen importantes inter-

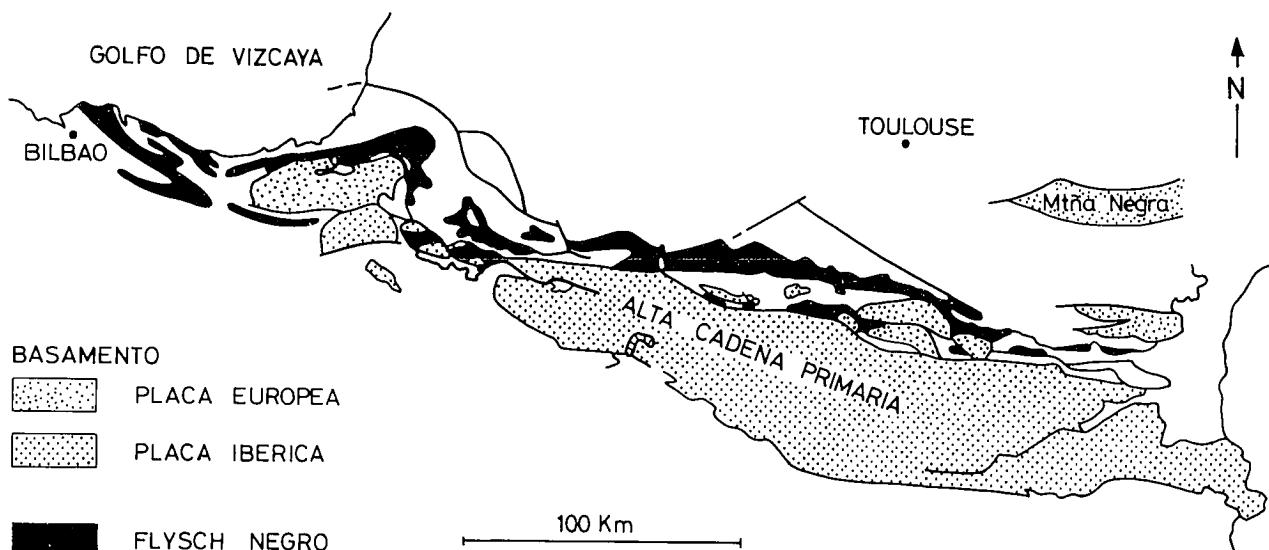


Fig. 2.—Mapa de afloramientos del “Flysch Negro” en los Pirineos y región Vasco-Cantábrica así como de los macizos paleozoíticos pirenaicos. Redibujado a partir de la fig. 6 de Puigdefábregas y Souquet (1986).

Fig. 2.—Outcrop map of the “Black Flysch” within the Pyrenees and Basque-Cantabrian region and of the Pyrenean Palaeozoic massifs. Redrawn from fig. 6 of Puigdefabregas and Souquet (1986).

calaciones de flysches arenosos. Representan la continuación del proceso de traslación antes señalado, con el consiguiente ensanchamiento y profundización de la cuenca.

6. Rocas volcánicas submarinas, de edad Albiense superior-Coniaciense (Mathey, 1986).
7. Calizas pelágicas (Paleoceno e Ilerdiense), y Flysch terciario (Cuisiense-Luteciense) (2.500 m), cuyo depósito está ligado a la etapa de convergencia de placas y desarrollo de cuencas de antepaís.

El interés regional del intervalo Albiense-Cenomaniense, en el que se centra este trabajo, radica en que durante el mismo se produjo el drástico cambio geodinámico que condujo a la oceanización del Golfo de Vizcaya.

3. MACROSECUENCIAS DEPOSICIONALES DEL ALBIENSE-CENOMANIENSE: DELIMITACIÓN Y SISTEMAS SEDIMENTARIOS CONSTITUYENTES

Se han diferenciado cuatro macrosecuencias deposicionales principales, cuyas distintas características reflejan un importante control de la tectónica local, así como cambios relativos del nivel del mar. Dichas macrosecuencias muestran variaciones sistemáticas de facies y espesor a lo largo de la transversal estudiada, causadas principalmente por una importante subsidencia diferencial de bloques. Concretamente, la zona de Cabo Villano-Monte Grande (figs. 1 y 3), puede asimilarse a un antiguo borde de cuenca, mientras que el resto del área de estudio tuvo, durante el intervalo albiense-

cenomaniense un carácter de cuenca en sentido estricto. En la transversal estudiada, la subsidencia diferencial se produjo, principalmente, a lo largo de fallas de orientación aproximada N35°E (figs. 3 y 4). Como resultado, en el borde de cuenca, las macrosecuencias presentan menor espesor que en la zona de cuenca, al tiempo que las discontinuidades que las limitan están mucho mejor marcadas y llegan a cortarse entre sí, lo que produce el acuñamiento total de algunas de las unidades deposicionales (figs. 3, 4 y 5). Dentro de las macrosecuencias establecidas existen otras discontinuidades estratigráficas menos significativas, que probablemente permitan delimitar secuencias deposicionales de menor rango en estudios posteriores.

Macrosecuencia 1: Sistemas sedimentarios de abanicos costeros y de taludes -bancos carbonatados (Albiense inferior?-Albiense medio).

En el borde de la cuenca, el límite inferior de la Macrosecuencia 1 está marcado por una importante superficie de karstificación, desarrollada sobre calizas urgonianas del Albiense inferior (García Mondéjar y Pujalte, 1983). En el resto del área (Bakio, Bermeo), coincide con la brusca aparición de megabrechas calcáreas (localmente disconformes) en la sucesión eminentemente margosa y lutítica del Aptiense-Albiense (figs. 4 y 5).

En la macrosecuencia 1 se reconocen tres tipos de sistemas sedimentarios principales: (1) abanico costero, (2) talud carbonatado destructivo y (3) plataforma/banco carbonatado. El primer tipo aparece exclusivamente en la zona de borde de cuenca, donde está representado por la Fm. Monte Grande (Pujalte *et al.*, en prensa). Se trata de un sistema de tipo “braid-delta” (*sensu* McPherson *et al.*, 1987), que Robles *et al.*, (1988), han descrito sedimentológicamente en detalle.

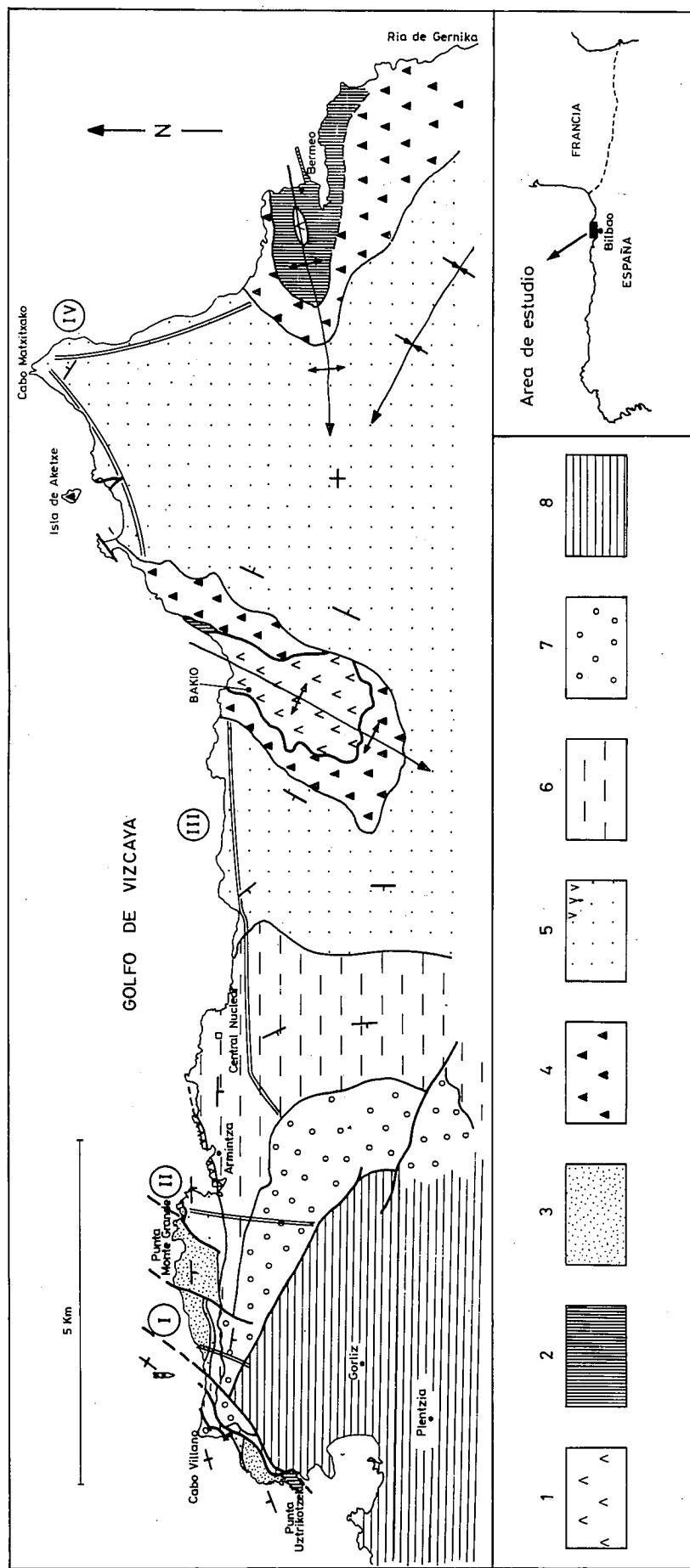


Fig. 3.—Cartografía de las macrosecuencias deposicionales definidas en el área de estudio. 1: Keuper (diapir). 2: Albienense inferior (substrato relativo de las macrosecuencias estudiadas). 3: Formación Monte Grande (Macrosecuencia 1). 4: Brechas de Bakio y equivalentes (Macrosecuencia 1). 5: Flysch Negro de facies de grano grueso y rocas volcánicas superiores (Macrosecuencia 2). 6: Flysch Negro de facies de grano fino (Macrosecuencia 3). 7: Flysch Cenomaniense medio (Macrosecuencia 4). 8: Cretáceo superior post-Cenomaniense medio. I, II, III y IV Series estratigráficas del Flysch Negro y del Flysch Cenomaniense (macrosecuencias 2, 3 y 4).

Fig. 3.—Geological map of the study area showing the distribution of the depositional macrosequences defined in this paper. 1: Keuper (diapir). 2: Lower Albian (relative substratum of the studied macrosequences). 3: Bakio Breccias and equivalents (Macrosequence 1). 4: Coarse-grained Black Flysch and its capping volcanics (Macrosequence 2). 5: Middle Cenomanian Flysch (Macrosequence 3). 7: Middle Cenomanian Flysch (Macrosequence 4). 8: Upper Cretaceous (Macrosequence 4). I, II, III and IV, studied sections of the Black Flysch and Middle Cenomanian Flysch (Macrosequences 2, 3 and 4).

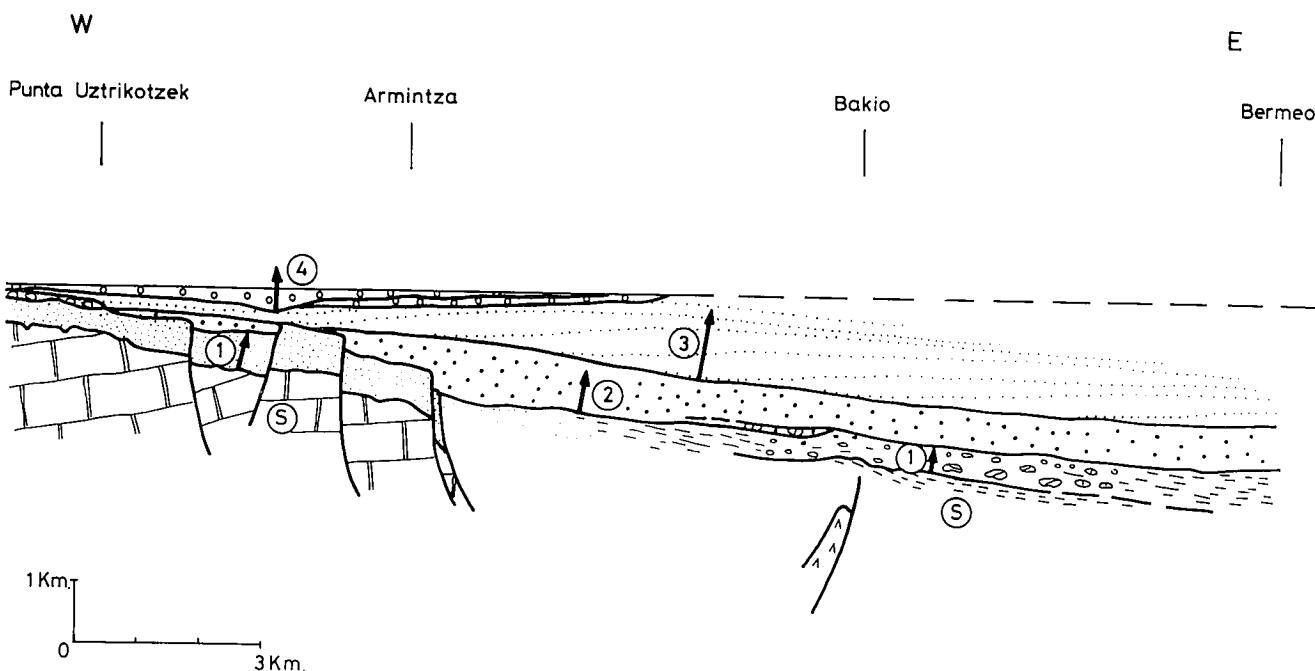


Fig. 4.—Reconstrucción esquemática, previa a la deformación compresiva terciaria, de la disposición relativa de las macrosecuencias deposicionales establecidas en una sección transversal del área estudiada. S: Sustrato relativo (Jurásico-Albiense inferior). 1, 2, 3 y 4: Macrosecuencias deposicionales tal como son referidas en el texto.

Fig. 4.—Schematic reconstruction, prior to the Tertiary compressional deformation, showing the relative disposition of the stabilised macrosequences in a cross-section of the studied area. S: Relative substratum (Jurassic-Lower Albian). 1, 2, 3 and 4: Depositional macrosequences as referred to in the text.

En los depósitos de este sistema se diferencian siete asociaciones de facies principales (AF), correspondientes cada una a un subambiente diferente del sistema, y cuyas características esenciales se indican a continuación. AF1, Llanura aluvial: conglomerados y areniscas de relleno de amplios canales trenzados. AF2, Llanura deltática: areniscas y conglomerados de relleno de canales laxos densamente bifurcados, entre areniscas y lutitas de desbordamiento y pequeñas barras de desembocadura (fig. 6). AF3, Frente deltáico: secuencias negativas de 3 a 8 m de espesor formadas por barras arenosas de desembocadura cortadas por areniscas conglomeráticas de relleno de los distribuidores menores (fig. 7). AF4, Bahías entre distribuidores: lutitas carbonosas y areniscas de derrames laterales de los distribuidores. AF5, Barras litorales: litosomas arenosos tabulares. AF6: Plataformas carbonáticas: parches arrecifales y bancos tabulares bioconstruídos. AF7, Talud deltáico: lutitas negras con “slump” y cicatrices de “slump”; areniscas de zonas distales de barras de desembocadura, rellenos arenosos de abarrancamientos submarinos y debritas. La distribución lateral y vertical de las asociaciones de facies del sistema de “*braid-delta*”, en un perfil transversal a las paleocorrientes, se expresa en el diagrama de la fig. 8.

La sucesión vertical de asociaciones de facies corresponde a un sistema de abanico costero retrogradante, relacionado con una transgresión (Figs. 8 y 9). Es evidente que el abanico costero se instaló sobre un fuerte paleorrelieve, probablemente creado o aumentado por fallas preexistentes, como lo demuestra la diferencia de

espesor sedimentario entre el sector oriental (Monte Grande) y occidental (Cabo Villano), unido al brusco acuñamiento de la asociación de facies de llanura aluvial (AF1) en ese mismo sentido (fig. 8).

El mejor ejemplo del sistema de talud carbonatado de margen erosivo está situado en la zona de Bakio (García Mondéjar y Robador, 1984), donde aparece una sucesión de 500 m de megabrechas, brechas y turbiditas calcáreas, en una sucesión vertical de carácter retrogradante (fig. 10). Representa el colapso y destrucción importante de una plataforma urgoniana previa, situada al N de los afloramientos actuales, probablemente por un proceso de retrofallamiento.

Finalmente, el sistema de banco carbonatado está representado por la parte superior de la caliza urgoniana de Busturia (Gernika). Contiene montículos arrecifales de gran tamaño, y muestra cambios laterales al NW y E a lutitas, margas y brechas de mayor batimetría. El margen NW del banco fue de tránsito y escarpe erosivo, con crecimiento hacia arriba de tipo estacionario (*upbuilding*). El margen E fue de escarpe erosivo y crecimiento también estacionario, ligado a una falla de actuación sinsedimentaria.

La aparición del banco como un casquete calizo alrededor del actual anticinal diapírico de Gernika, sugiere movimientos halocinéticos sinsedimentarios; éstos fueron causantes, simultáneamente, de su poco registro relativo y de sus cambios laterales a sedimentos de “cuenca”. El incremento de subsidencia diferencial hacia el Albiense inferior-medio dio lugar a la aparición de los taludes erosivos, en tanto que el ascenso re-

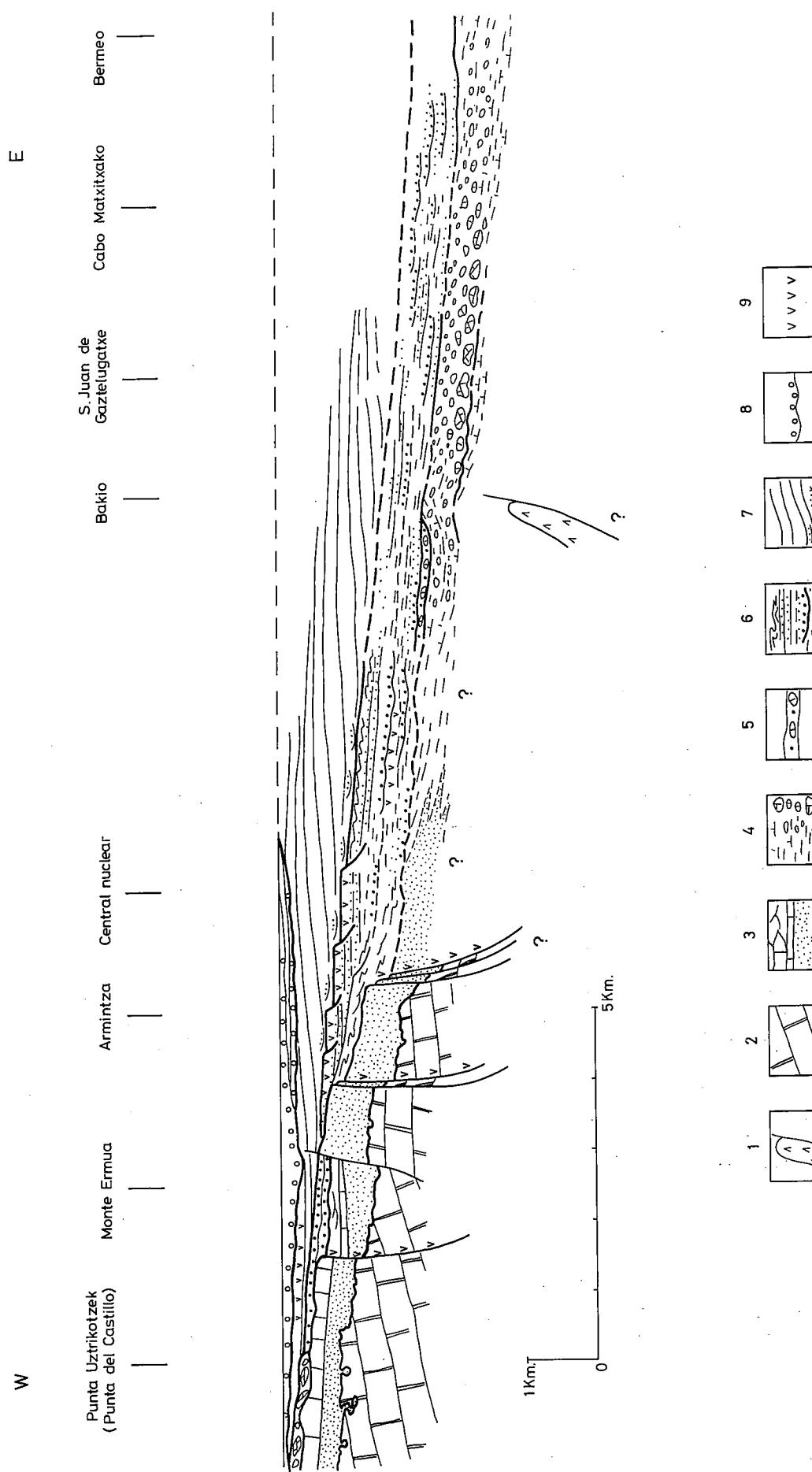


Fig. 5.—Sección transversal de la zona estudiada, restaurada al final del depósito de la Macrosecuencia 4 (Cenomanense medio) y con igual escala vertical y horizontal, que muestra los sistemas sedimentarios constituyentes de las cuatro macrosecuencias deposicionales establecidas. 1: Keuper diapírico. 2: Jurásico-Albense inferior indiferenciado. 3 y 4: *Macrosecuencia I*; Fm. Monte Grande; 4: Brechas de Bakio y equivalentes. 5 y 6: *Macrosecuencia 2*; 5: Megabreccias calizas; 6: Flysch Negro de facies finas. 7: *Macrosecuencia 3*; Flysch Negro de grano grueso. 8: *Macrosecuencia 4*; Flysch Cenomanense medio. 9: Efusiones volcánicas principales.

Fig. 5.—Cross-section of the studied area, restored to the top of Macrosequence 4 (Middle Cenomanian) with equal vertical and horizontal scales showing the sedimentary systems of the four depositional macrosequences established in this paper. 1: Keuper (diapir). 2: Undifferentiated Jurassic-Lower Albian. 3 and 4: *Macrosequence I*: 3: Monte Grande Formation; 4: Bakio breccias and equivalents. 4 and 6: *Macrosequence 2*: 5: Limestone megarbreccias; 6: Coarse-grained Black Flysch. 7: *Macrosequence 3*: Flysch Negro de grano grueso. 8: *Macrosequence 4*: Middle Cenomanian Flysch. 9: Main volcanic intercalations.

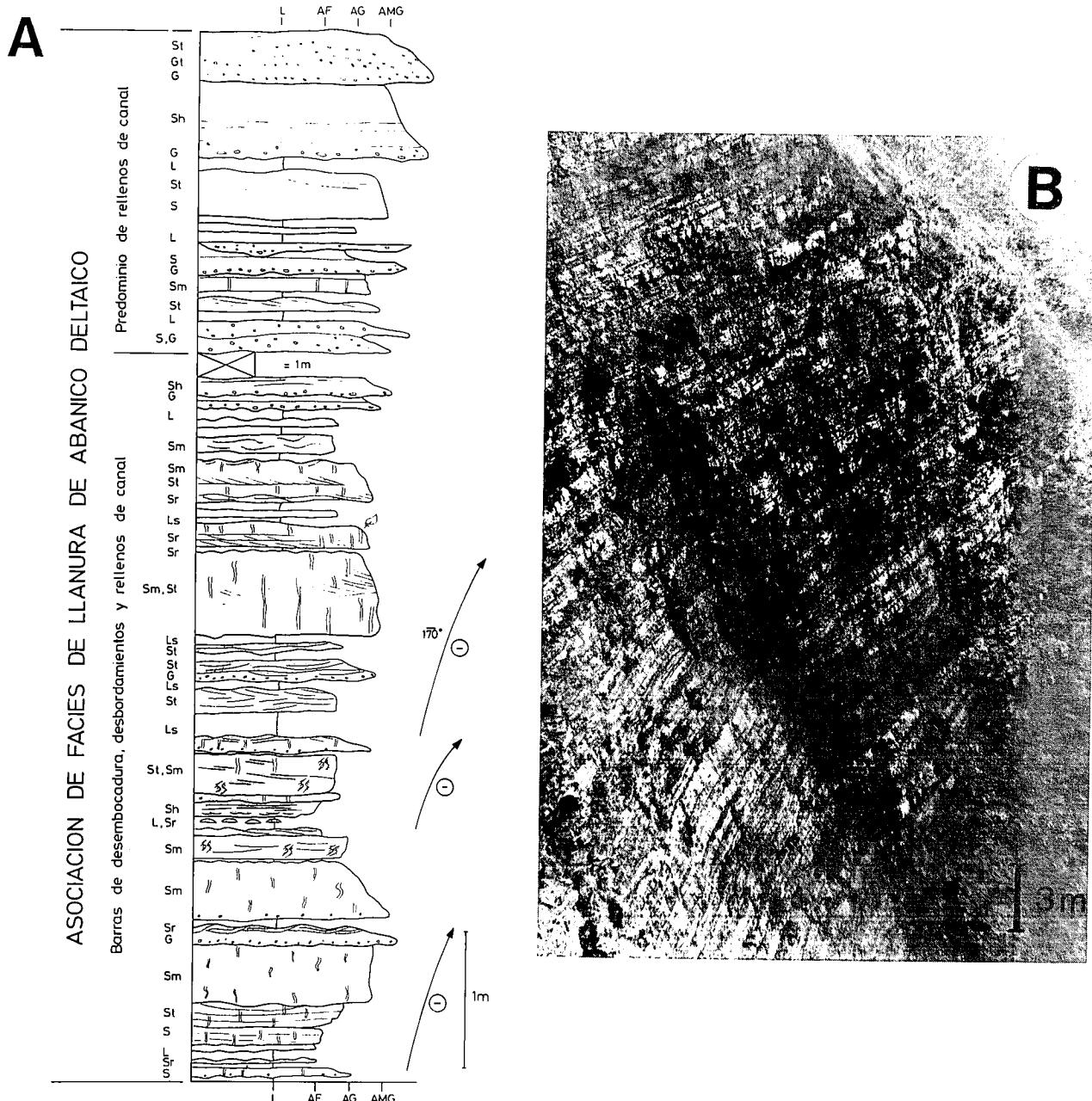


Fig. 6.—Asociación de facies de llanura deltática de la Fm. Monte Grande (Macrosecuencia 1). A: Serie estratigráfica de detalle. Las flechas indican secuencias negativas originadas por desbordamiento de los canales distribuidores o correspondientes a pequeñas barras de desembocadura. Para las facies de la Fm. Monte Grande se utiliza sistemáticamente el código de facies de Miall (1978). Escala granulometría: L. Lutita; AF. arena fina; AG. arena gruesa; AMG. arena muy gruesa. B: Panorámica de las facies de llanura deltática. Fig. 6.—Delta plain facies association of the Monte Grande Formation (Macrosequence 1). A: Representative log. Arrows point to coarsening-up sequences created by over-spilling of distributary channels or corresponding to small mouth bars. The facies code of Miall (1978) is systematically used for the Monte Grande Formation. The granulometric scale is as follow: L. lutite; AF. fine sandstone; AG. coarse sandstone; AMG, very coarse sandstone. B: Panoramic view of a cliff-face exposing stacked delta plain sequences.

lativo del nivel del mar determinó el crecimiento vertical de las calizas someras (García Mondéjar y Robador, en prensa).

Macrosecuencia 2: Depósitos de desplome de taludes colapsantes y sistemas turbidíticos de facies gruesas resedimentadas (Albiense superior).

La Macrosecuencia 2 es la más antigua de las dos identificadas en el “Flysch Negro”. En el borde de cuen-

ca su límite inferior está marcado por una importante y compleja superficie de erosión con paleorrelieve, excavada en la Fm. Monte Grande probablemente en régimen submarino (figs. 11 y 12). Las diferencias de cotas en el paleorrelieve soterrado llegan a superar 200 m (Robles *et al.*, 1988). Por el contrario, en zonas más internas de la cuenca, el límite tiene aparentemente un carácter gradual y concordante y coincide con la aparición de turbiditas silíceas (Robador y García Mondéjar, en prensa).

El rasgo más distintivo de los depósitos de esta macrosecuencia lo constituyen la presencia de abundantes facies turbidíticas de grano grueso (facies A y B de Pickering *et al.*, 1986, cuyo código se usa en el texto para la clasificación de las facies profundas). Estos depósitos, con frecuencia incluyen clastos y bloques de calizas de aguas someras, fauna arrastrada también somera (i.e., Orbitolinás) y abundantes restos vegetales. Se consideran por ello facies resedimentadas, resultado de la canibalización parcial o total de los sistemas sedimentarios de tipo abanico costero, desarrollados durante el Albiense medio. En las figs. 13, 14, 15 y 16, correspondientes a las series estratigráficas del Albiense superior y Cenomaniano medio en distintos perfiles de la cuenca, se expresan las características litológicas e interpretación ambiental de la Macrosecuencia 2, además de sus cambios de espesor desde el borde de la cuenca hasta el centro de la misma.

En la Macrosecuencia 2 se han identificado tres sistemas sedimentarios principales, atribuibles dos de ellos a taludes colapsantes y el tercero a sistemas turbidíticos de tipo II (*sensu* Mutti, 1985). Los depósitos de desplome de taludes están constituidos casi exclusivamente por debritas y facies groseras resedimentadas (facies A1 y F2) y por megabrechas calcáreas (facies F1.1), res-

pectivamente. Aparecen de modo localizado y siempre en relación con un accidente tectónico (falla o diapiro). El ejemplo más característico de uno de los tipos, descrito por García Mondéjar y Pujalte (1985), se encuentra en la parte inferior de la serie estratigráfica de Armintza (figs. 14 y 17). Al oeste de Bakio existen facies de talud en la base de la macrosecuencia, cortadas por una superficie de discordancia sobre la que se disponen los sistemas turbidíticos de tipo II (fig. 18).

Los sistemas turbidíticos de tipo II tienen una representación espacial mucho más amplia, constituyendo el grueso de esta macrosecuencia. En la zona de cuenca comprenden diferentes asociaciones de facies: relleno de canal, intercanal, transición canal lóbulo, lóbulo y orla de lóbulo (fig. 19). La asociación de relleno de canal comprende principalmente facies A1, A2, B1, B2 y F2 (figs. 20A, 21A y 21C). Esta asociación se interdigita lateralmente con la de intercanal, constituida mayoritariamente por facies D2, C2.3 y C2.2, citadas en orden de abundancia decreciente (figs. 19 y 21C). La asociación de transición canal-lóbulo incluye facies C2, B1 y ocasionalmente A2, característicamente organizadas en secuencias negativas de orden métrico a decamétrico (figs. 20C, 21B y 22A). La asociación de lóbulo comprende principalmente turbiditas plano-

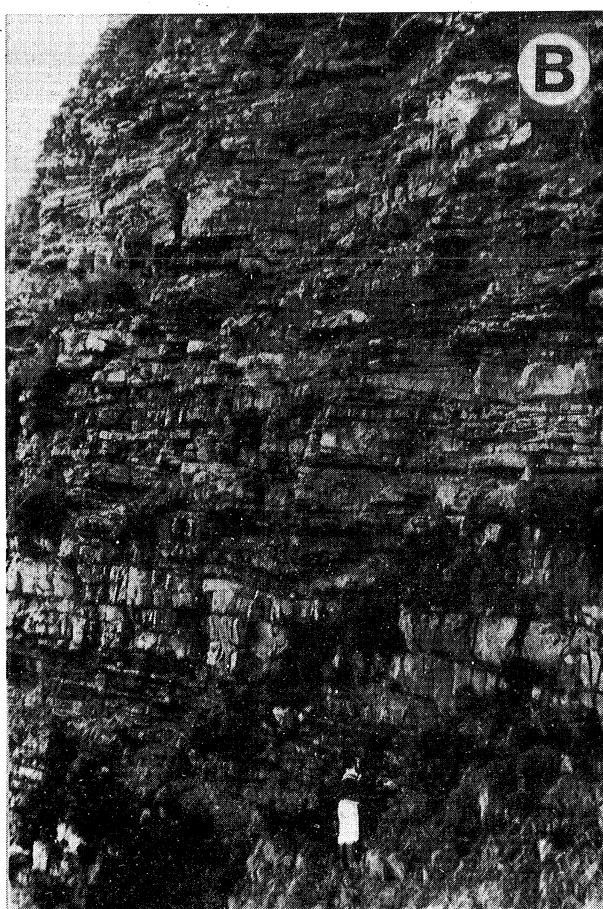
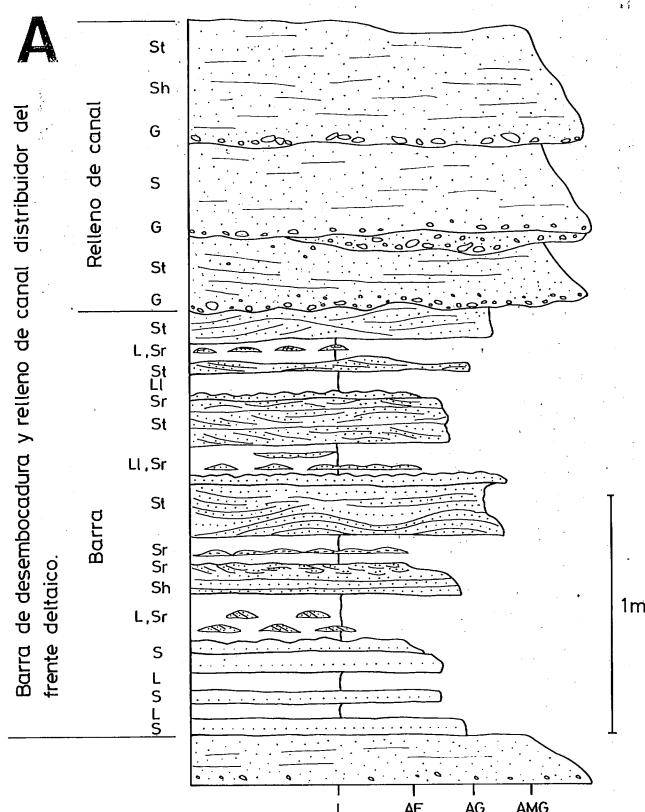


Fig. 7.—Asociación de facies de frente deltáico de la Fm. Monte Grande (Macrosecuencia 1). A: Serie estratigráfica de detalle (igual escala granulométrica que en la fig. 6). B: Superposición de barras de desembocadura y relleno de canales distribuidores, característicos del frente deltáico. La barra observada por el geólogo es la representada en A.

Fig. 7.—Delta front facies association of the Monte Grande Formation (Macrosequence 1). A) Representative log (facies code and granulometric scale as in fig. 6). B) Vertical stacking of mouth bars and distributary channel fills which characterize the delta front. Geologist is looking at the bar depicted in A.

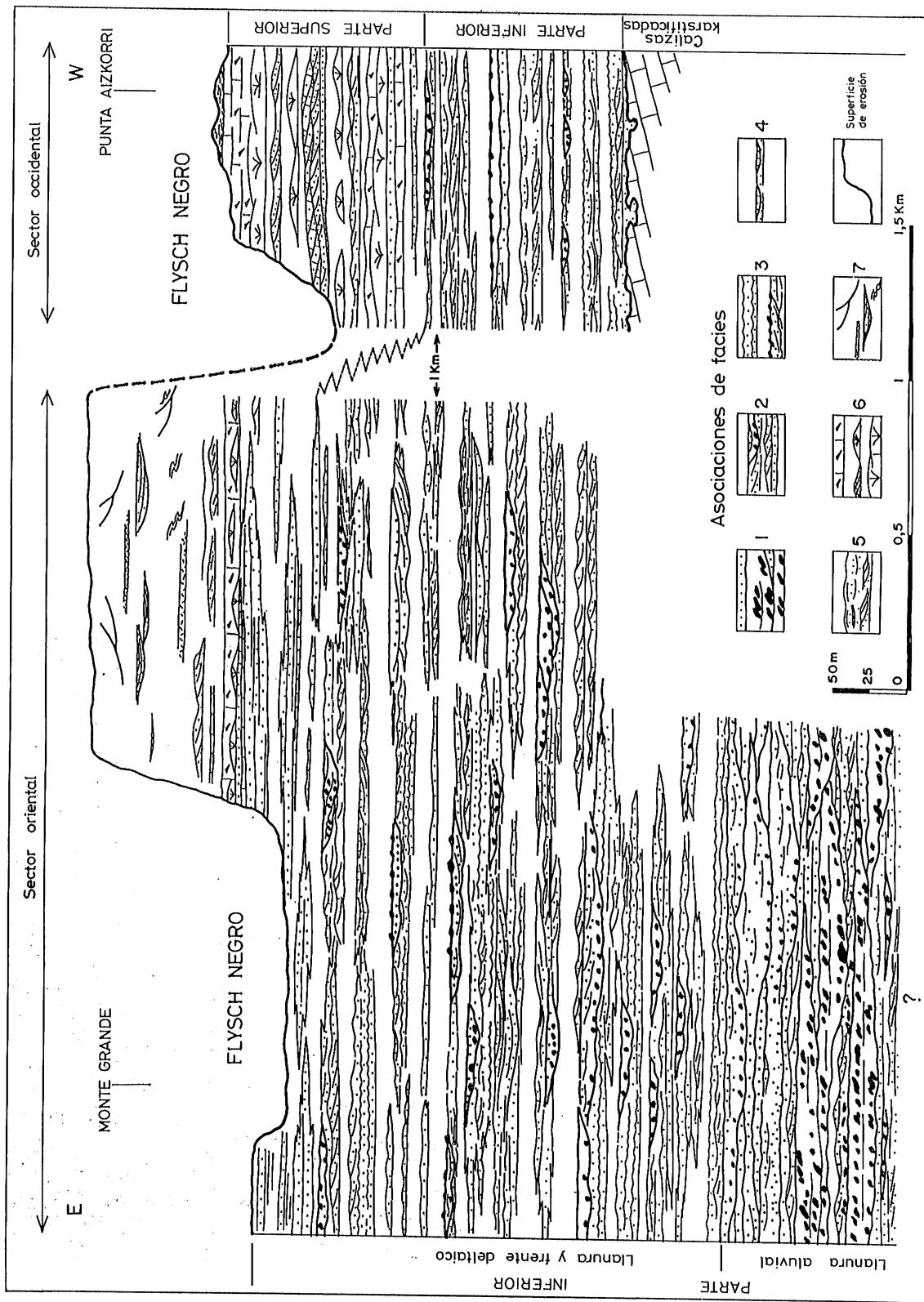


Fig. 8.—Diagrama de correlación de facies del abanico costero de la Fm. Monte Grande (Macrosecuencia 1). Asociaciones de facies: 1: llanura aluvial; 2: llanura deltaica; 3: frente deltaico; 4: bahías entre distribuidores; 5: barras litorales; 6: plataforma carbonática y 7: talud deltaico. Explicación en el texto.
Fig. 8.—Facies correlation chart of the Monte Grande Formation fan-delta system (Macrosequence 1). Facies association: 1: alluvial plain; 2: deltaic plain; 3: delta front; 4: interdistributary bays; 5: nearshore bars; 6: carbonate platform, and 7: delta slope. Explanation in the text.

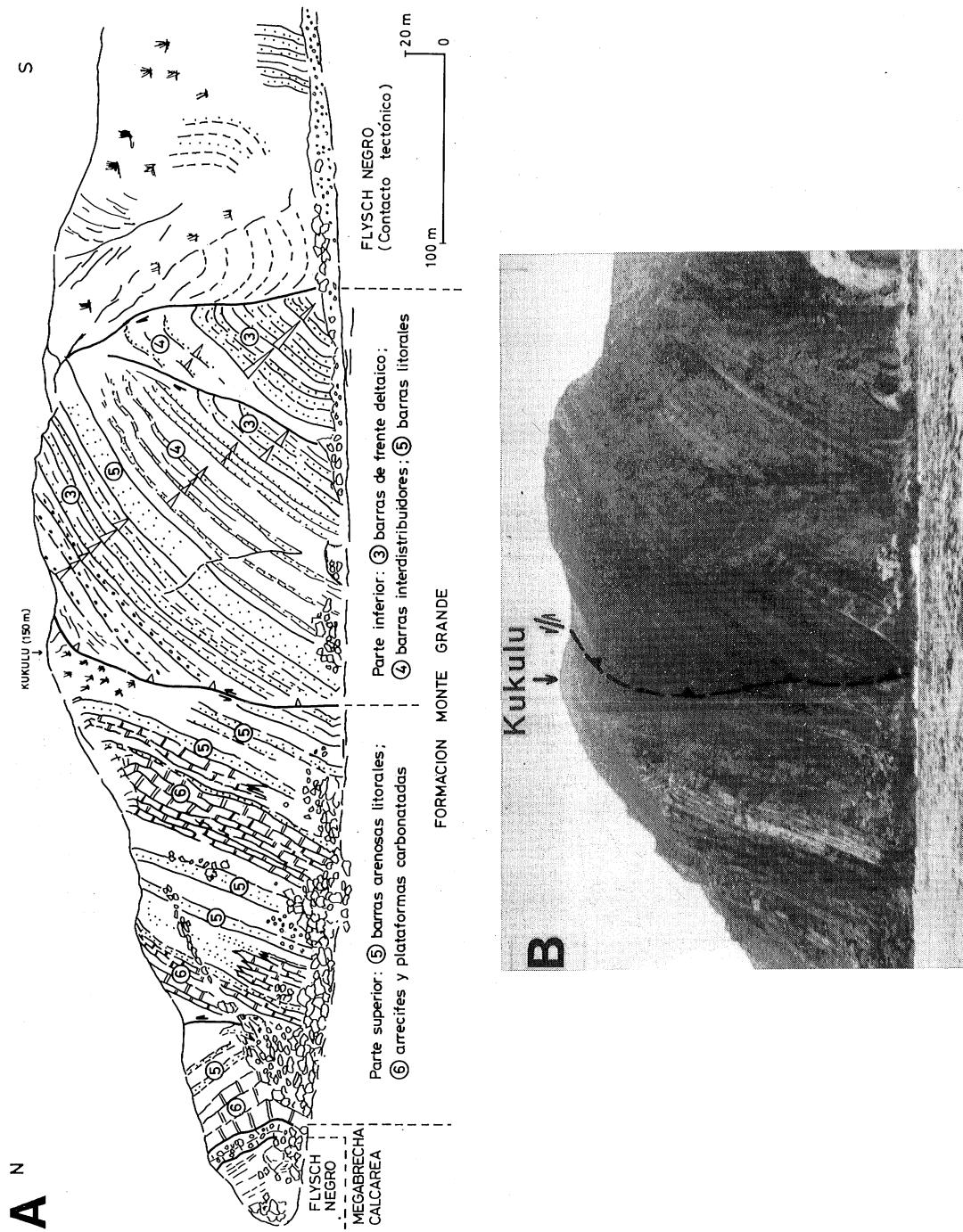


Fig. 9.—A: Sucesión estratigráfica de la Formación Monte Grande (Macrosecuencia 1), y contacto con las megabrechas calcáreas de la Macrosecuencia 2, en los acantilados de la punta Aizkorri (parte oriental exterior de la Bahía de Plentzia-Gorliz). El techo estratigráfico de la sucesión se sitúa hacia el norte. Se marcan las secuencias sedimentarias de llanura deltaica (4) y de frente deltaico (3). Observar la secuencia general retrogradante, coronada por las facies de plataforma carbonatada (6). B: Panorámica de las partes inferior y superior de la serie estratigráfica representada en A.

Fig. 9.—A: Stratigraphical succession of the Monte Grande Formation (Macrosequence 1) and its boundary with the limestone breccias of macrosequence 2 in the Punta Aizkorri cliffs, external eastern part of the Plentzia-Gorliz Bay. Strata younging to the left (north). (3), delta front sequences; (4) interdeltaic bars; (5) nearshore bars; (6) reefs and carbonate platform. Note the overall retrograding character of the succession, which is capped by the carbonate platform. B: Panoramic view of part of the succession as seen from the sea.

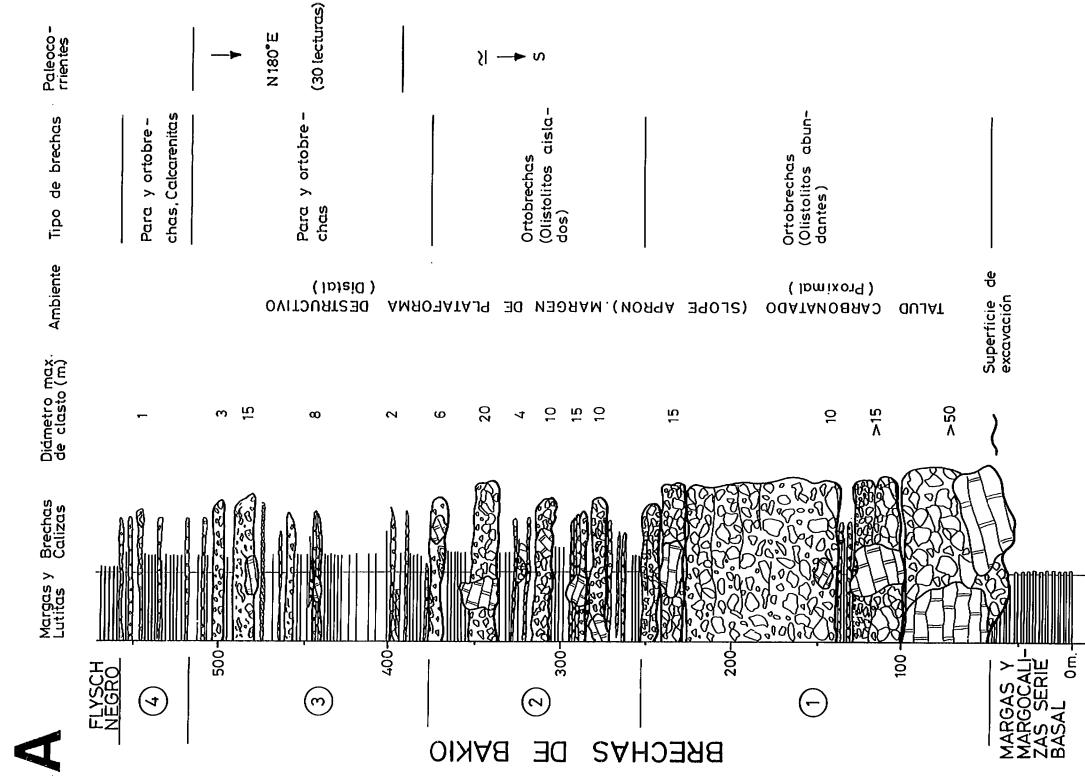


Fig. 10.—A: Serie estratigráfica representativa del sistema sedimentario de talud carbonatado de la Macrosecuencia 1 (acantillados entre Bakio y San Juan de Gaztelugatxe). La sucesión vertical de tramos muestra un cambio de mayor a menor proximidad, lo que se interpreta como una retrogradación del sistema de talud carbonatado "slope apron". Los mecanismos de resedimentación incluyen caída de bloques al pie de escarpes, flujo de granos modificado, flujo de derrubios y corrientes de turbidez. B: Detalle de la parte inferior de las megabrechas de Bakio (tramo 1 de la serie representada en A).

Fig. 10.—A: Representative log of the Bakio breccias slope apron sedimentary system (cliffs between Bakio and S. Juan de Gaztelugatxe). The vertical succession reveal a change from "proximal" to "distal" facies which is attributed to a general retrogradation of the slope apron system. Resedimentation processes include rock falls, modified grain flows, debris flows and turbiditic currents. B: Detail of the lower part of the Bakio breccias (from part 1 of the log above).

paralelas de facies B1 y C2.1, de gran extensión lateral (figs. 20D y 22A). La asociación de orla de lóbulo, en fin, está formada por alternancias irregulares de facies C2 y D2, con ocasionales intercalaciones de B1. La evolución vertical de las facies y asociaciones de facies indicadas se muestran, para la zona de cuenca, en las figs. 15 y 16, y su distribución lateral y geometría de conjunto quedan reflejadas esquemáticamente en la fig. 17.

En la zona de borde de cuenca, la Macrosecuencia 2 está constituida fundamentalmente por debritas y asociaciones de relleno de canal y de intercanal (figs. 11C, 11D y 13), que aparecen en el interior de una depresión erosional interpretada como un antiguo cañón submarino (Cañón de Arrizabale), cuya localización y creación estuvo controlada por fallas de orientación aproximada N35°E (figs. 3, 11 y 17).

Además de los materiales sedimentarios descritos, la Macrosecuencia 2 incluye dos efusiones de rocas volcánicas (basaltos con estructuras almohadilladas). La más antigua de ellas aparece al W de Bakio, inmediatamente debajo de la acumulación más importante de facies groseras resedimentadas (figs. 17, 19 y 20B). La otra efusión se encuentra en la zona de Armintza y marca, localmente, el techo de la Macrosecuencia 2 (fig. 22B).

Macrosecuencia 3: Sistemas turbidíticos de facies finas con taludes progradantes (Albiense terminal-Cenomaniense inferior).

La Macrosecuencia 3 constituye, aproximadamente, la mitad superior del "Flysch Negro", y sólo aparece en la mitad oeste del área estudiada, habiendo sido eliminada, por erosión reciente, del resto (figs. 3 y 17). Su límite inferior es una superficie de no depósito, sobre la que se disponen, de este a oeste (en la transversal estudiada), estratos progresivamente más jóvenes, con una relación de solapamiento basal ("baselap") de tipo solapamiento distal o "downlap" (fig. 17). En el borde de cuenca, esta superficie se desarrolla a veces sobre las megabrechas calizas (talud colapsado), apareciendo entonces una costra ferruginosa indicativa de una exposición en condiciones submarinas (fig. 11 y 12). En la zona de Armintza, esta superficie coincide con el techo de las coladas basálticas superiores de la Macrosecuencia 2 (fig. 22B).

La Macrosecuencia 3 está constituida esencialmente por un único sistema turbidítico, que es comparable con el descrito por Martínez del Olmo (1984) y en general con los de tipo III de Mutti (1985). En dicho sistema se reconocen dos asociaciones de facies principales (figs. 13, 14 y 15), interpretadas respectivamente como de pie de talud y talud progradante. La primera de ellas aparece en la parte basal de la macrosecuencia 3 y es volumétricamente poco importante. Está formada por turbiditas arenosas gruesas de facies B1 y C2.1, que pueden presentarse como relleno de canales (figs. 22B y C) o como depósitos de flujos desbordados (¿pequeños sistemas de *canal-levee*?). La asociación de talud progradante (baja energía), que forma el grueso de la macrosecuencia (fig. 17) está integrada sobre todo por

facies D2 con intercalaciones más o menos abundantes de turbiditas arenosas delgadas de facies C2.3 (figs. 14, 15 y 22D).

Macrosecuencia 4: Sistemas turbidíticos de facies gruesas y facies calcáreas resedimentadas (Cenomaniense medio).

Los afloramientos de la Macrosecuencia 4 se resingen al extremo occidental del área de estudio, esto es, a las zonas de borde de cuenca y de transición a cuenca (figs. 3, 13 y 14). Su límite inferior está marcado en el borde de cuenca por una discordancia angular progresiva, más patente cuanto más al oeste, que se amortigua rápidamente al pasar hacia el ESE a la zona de cuenca. El límite superior no es observable en ningún punto del área, al existir siempre un contacto por falla entre los materiales de la Macrosecuencia 4 y los del Cretácico superior posteriores al Cenomaniense medio (fig. 3).

El sistema sedimentario más espectacular de la Macrosecuencia 4 está constituido por la Fm. Cabo Villano (Pujalte *et al.*, 1986), cuya serie estratigráfica de detalle se presenta en la fig. 23. Se trata de una unidad formada casi exclusivamente por areniscas turbidíticas (fig. 24A) y conglomerados resedimentados (figs. 24B y C), siendo llamativa la práctica ausencia de lutitas, incluso en sus facies más distales. En la parte alta de la serie es relativamente frecuente la aparición de areniscas tractadas, con estratificación cruzada de escala media y grande (fig. 24D). Se interpreta como depósitos de abanicos submarinos de facies gruesas, aunque de dimensiones relativamente modestas. La Fm. Cabo Villano se intercala hacia el ESE, hasta acuñarse por completo, en un conjunto sedimentario de facies variadas (fig. 14), que incluye: (a) margocalizas y margas con foraminíferos planctónicos (i.e., *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, etc); (b) turbiditas calcáreas de grano grueso, en ocasiones en bancos métricos, resedimentados a partir de calcarenitas someras, y (c) debritas poligénicas. Este conjunto, que no ha sido estudiado en detalle, sugiere una importante resedimentación de depósitos someros contemporáneos, o ligeramente más antiguos, en una zona más profunda.

4. INTERPRETACIÓN TECTOSEDIMENTARIA GENERAL Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La región estudiada experimentó un importante cambio paleogeográfico en el Albiense inferior, produciéndose una modificación sustancial del dispositivo de plataformas y cuencas urgonianas del Aptiense. Este cambio es atribuible fundamentalmente a una importante etapa de fracturación y/o rejuego de antiguas fallas, con fuertes desnivelaciones de bloques. Ello condujo a la creación de relieves de materiales paleozóicos, que durante el intervalo analizado suministraron a la cuenca importantes volúmenes de sedimentos siliciclásticos.

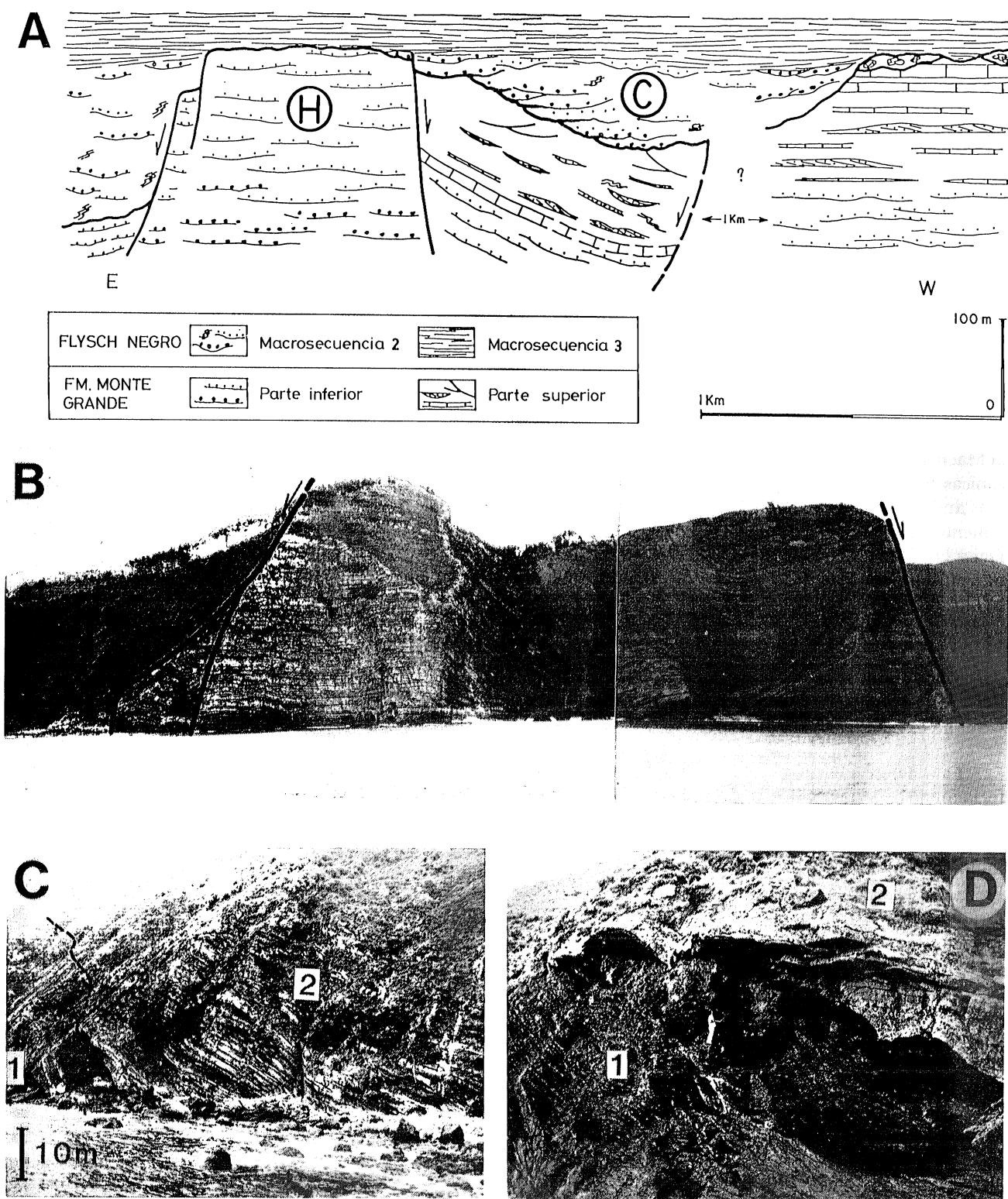


Fig. 11.—A: Relaciones estratigráficas en la zona de borde de cuenca (Armintza-Ensenada de Arrizabale) entre la Fm. Monte Grande (Macrosecuencia 1) y el Flysch Negro (Macrosecuencias 2 y 3). Se pone de manifiesto la actuación de las fallas sinsedimentarias y su importancia en la ubicación de zonas deprimidas (cañón submarino de Arrizabale, C) y zonas elevadas ("Horst" sinsedimentario de Monte Grande, H). El flanco oriental del "Horst" sufrió colapsos que nutren la macrosecuencia 2. B: Panorámica del "horst" de Monte Grande, representado en A. C: Panorámica del contacto basal y del relleno de la parte oriental del cañón submarino de Arrizabale (2), representado en A.D.: Detalle del contacto erosivo y discordante entre las facies de talud deltaico de la Fm. Monte Grande (1) y los depósitos de relleno del Cañón de Arrizabale (2), correspondientes a la Macrosecuencia 2.

Fig. 11.—A: Stratigraphic relationship in the basin margin (Armintza-Arrizabale bay) between the Monte Grande Formation (Macrosequence 1) and the Black Flysch (Macrosequences 2 and 3). Note the clear evidence for the contemporaneous activity of the faults, which have determined the location of the Arrizabale submarine canyon (D), in downfaulted blocks, and of the synsedimentary Monte Grande horst (H). The eastern part of this horst collapsed repeatedly, nourishing Macrosequence 2 with materials resedimented from the fan-delta. B: Panoramic view of the Monte Grande horst, as seen from the sea. C: Panoramic view of the lower and eastern boundary of the Arriazabale submarine canyon (cf. Fig. A), and of part of its sedimentary filling. D: Detail of C, showing the unconformable boundary between the Monte Grande Formation (1) and the canyon fill deposits (2).

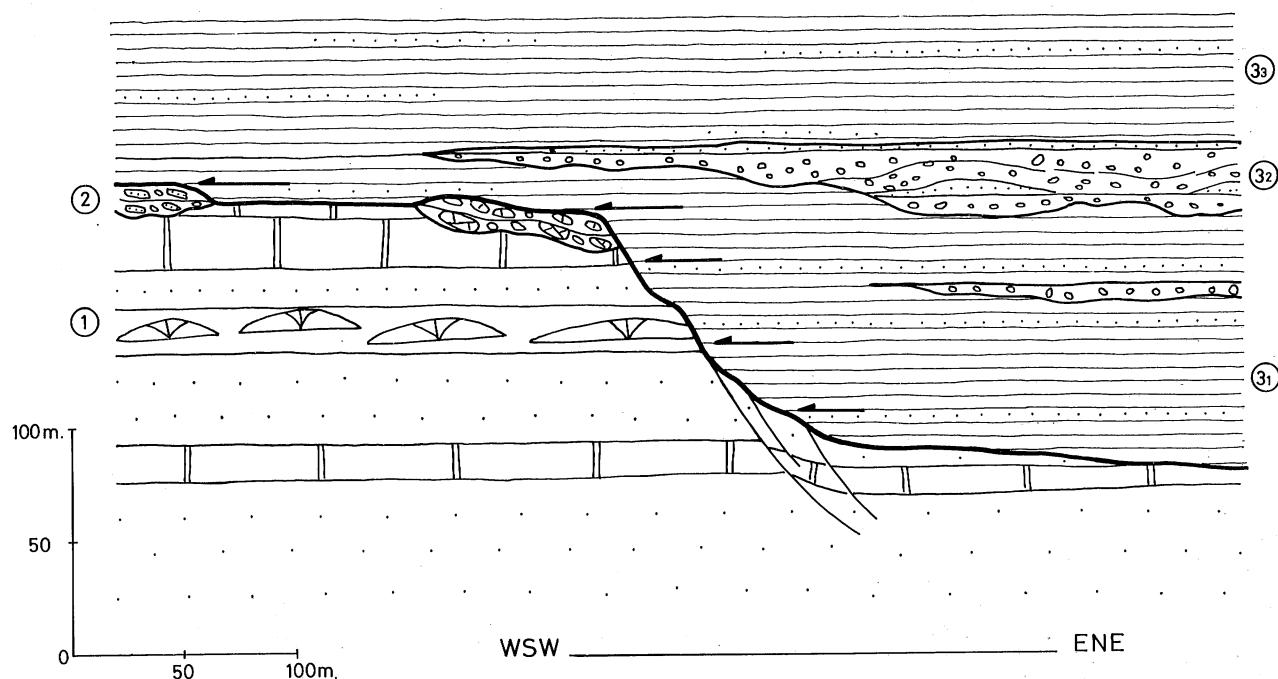


Fig. 12.—Detalle de la fig. 11 correspondiente al borde occidental del cañón submarino albiense de Arrizabale (ensenada de Arrizabale, W de Cabo Villano). 1: Plataforma Carbonática de la Fm. Monte Grande (Macrosecuencia 1). 2: Megabrechas calcáreas de desplazamiento de taludes colapsantes (Macrosecuencia 2). 3: Flysch Negro (Macrosecuencias 2 y 3); 31) facies de intercanal; 32) facies conglomeráticas de relleno de canal; 33) facies finas.

Fig. 12.—Detail of fig. 11 corresponding to the western border of the Arrizabale submarine canyon (Albian), in the Arrizabale bay, west of Cabo Villano. 1: carbonate platform of Monte Grande Formation (Macrosequence 1). 2: Limestone breccias of collapsing slopes (Macrosequence 2). 3: Black Flysch (Macrosequences 2 and 3); 31) interchannel facies; 32) conglomeratic channel-fill facies; 33) fine-grained facies.

Prácticamente todas las sucesiones estudiadas contienen abundantes restos vegetales transportados, lo que demuestra la existencia de un área fuente con vegetación y emergida. En la Fm. Monte Grande, se han observado además pisadas de dinosaurios, algunas de gran tamaño (1 m de largo), que apoyan la existencia de una amplia extensión terrestre en vez de una pequeña isla o macizo aislado.

El sentido y la orientación de las paleocorrientes en las diversas unidades (fig. 25) demuestran que dicha área fuente se situaba al norte de los afloramientos actuales, y sugieren que la desnivelación vertical de bloques tuvo lugar, principalmente, a favor de fallas de dirección E-W u WNW-ESE (perpendicular a los aporres). Existe además un sistema de fallas de orientación aproximada N35°E con una fuerte componente de desgarre. Éstas produjeron en algunos momentos, movimientos verticales más o menos importantes en la zona de depósito, pero posiblemente su efecto principal fue el desplazamiento horizontal relativo del sistema de fracturas E-W. El borde de la cuenca recién creada tendría, por tanto, una disposición escalonada, comparable en algunos aspectos a la del actual Golfo de Aqaba.

Las figs. 26, 27 y 28 muestran reconstrucciones paleogeográficas generalizadas del área de estudio para el intervalo Albiense medio-Cenomaniense inferior (Macrosecuencias 1, 2 y 3, respectivamente). Estos esquemas están realizados a partir de las características sedimentológicas de los sistemas sedimentarios de ca-

da una de las macrosecuencias, sus relaciones laterales, la dirección de fallas sinsedimentarias y la orientación y sentido de las paleocorrientes. La fig. 29 muestra, en corte transversal, las relaciones discordantes entre la Macrosecuencia 4 y las subyacentes.

Es importante resaltar que durante todo el intervalo analizado, los sistemas sedimentarios tuvieron permanentemente una polaridad Sur. Esto sugiere la existencia de un margen "europeo", lo que explica la similitud entre las sucesiones analizadas y las de la Zona Norpirenáica. Este margen pudiera representar bien un segmento desgajado del margen armónico, hipótesis contenida en la reconstrucción de Boillot (1986), o bien el margen de un macizo intermedio, como postularon Rat *et al.* (1983).

A continuación se destacan los hitos principales de la evolución paleogeográfica de dicho margen.

Albiense inferior y medio (fig. 26).

En este tiempo la actuación de fallas del sistema de orientación E-W determinó el desarrollo de sistemas sedimentarios de tipo abanico costero en los bordes de la nueva cuenca, como el de la Fm. Monte Grande. En partes más internas de la cuenca la aceleración tectónica determinó, en unos casos, el completo colapso de plataformas urgonianas previas, y en otros, una inestabilización más o menos marcada de las mismas, con destrucción remontante en sus bordes.

SERIE I: MONTE ERMUA

A

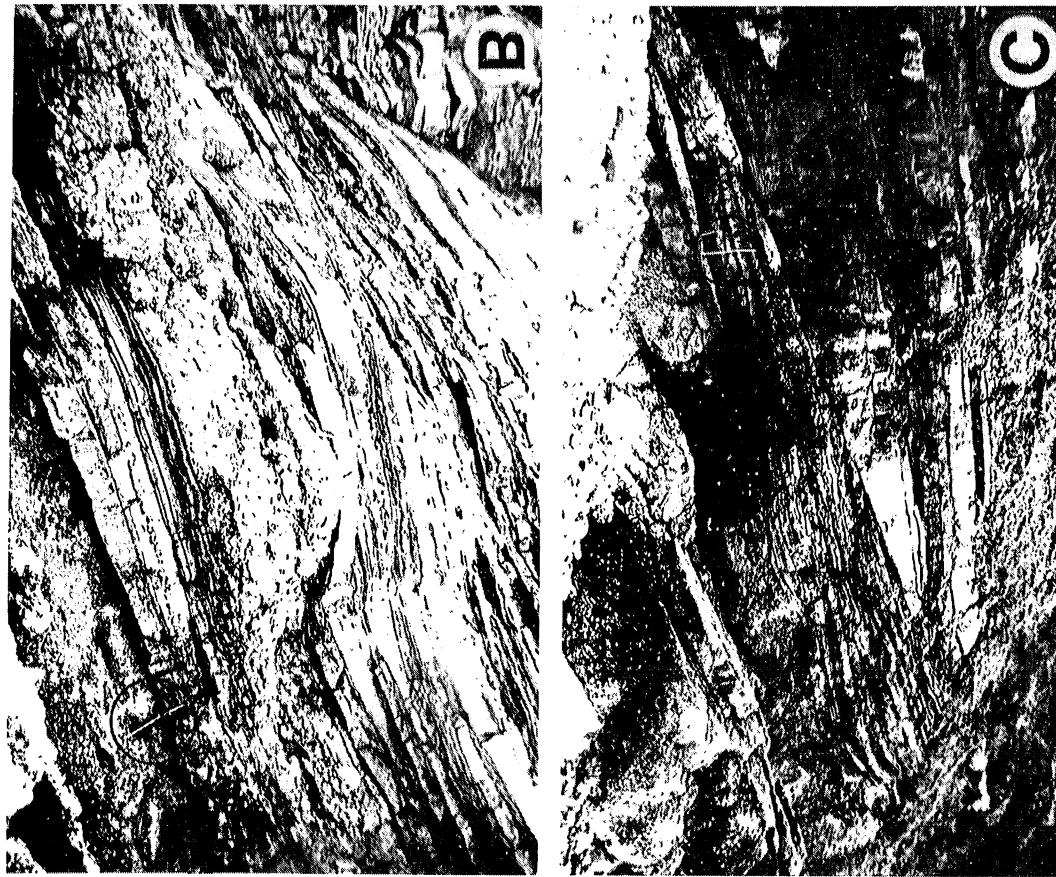
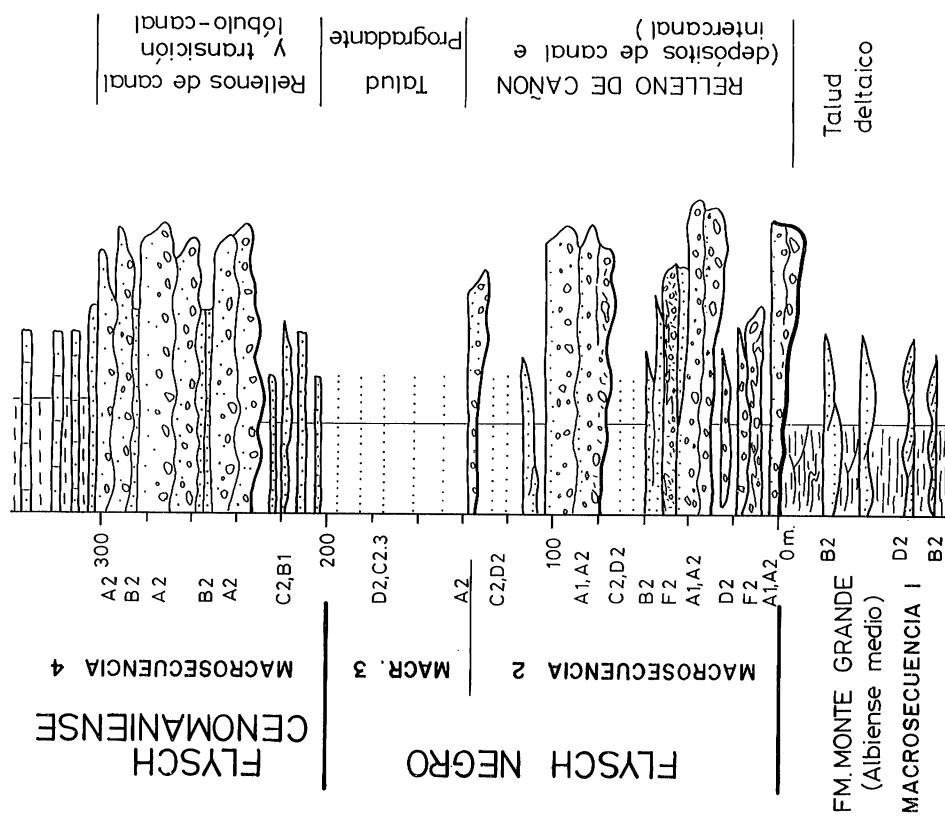


Fig. 13.—A: Serie estratigráfica sintética del Flysch Negro y del Flysch Cenomaniense (Macrosecuencias 2, 3 y 4), en la zona de borde de cuenca. La situación de la serie se indica en la fig. 3. Para la simbología de las facies turbidíticas se utiliza sistemáticamente el código de facies de Pickering *et al.*, (1986). B: Facies de relleno de cañón submarino con abundantes depósitos de debritas (metros 5 a 15 de la serie I). Escala, 1 metro. C: Detalle de las facies de relleno de cañón submarino que presentan una nítida cicatriz de deslizamiento sin sedimentoario (metros 40 a 50 de la serie I). Escala, 1 metro.

Fig. 13.—A: Generalized succession of the Black Flysch and Cenomanian Flysch (Macrosequences 2, 3 and 4), in the basin border zone (position indicated in fig. 3). The facies code of Pickering *et al.*, (1986) is used systematically for identification of turbiditic facies. B: Close-up of Submarine canyon-fill deposits showing abundant debrites (metres 5-15 of succession I). Encircled scale, 1 metre. C: Example of synsedimentary slide scar within the submarine canyon fill deposits (metres 40-50 of Succession I). Encircled scale, 1 metre.

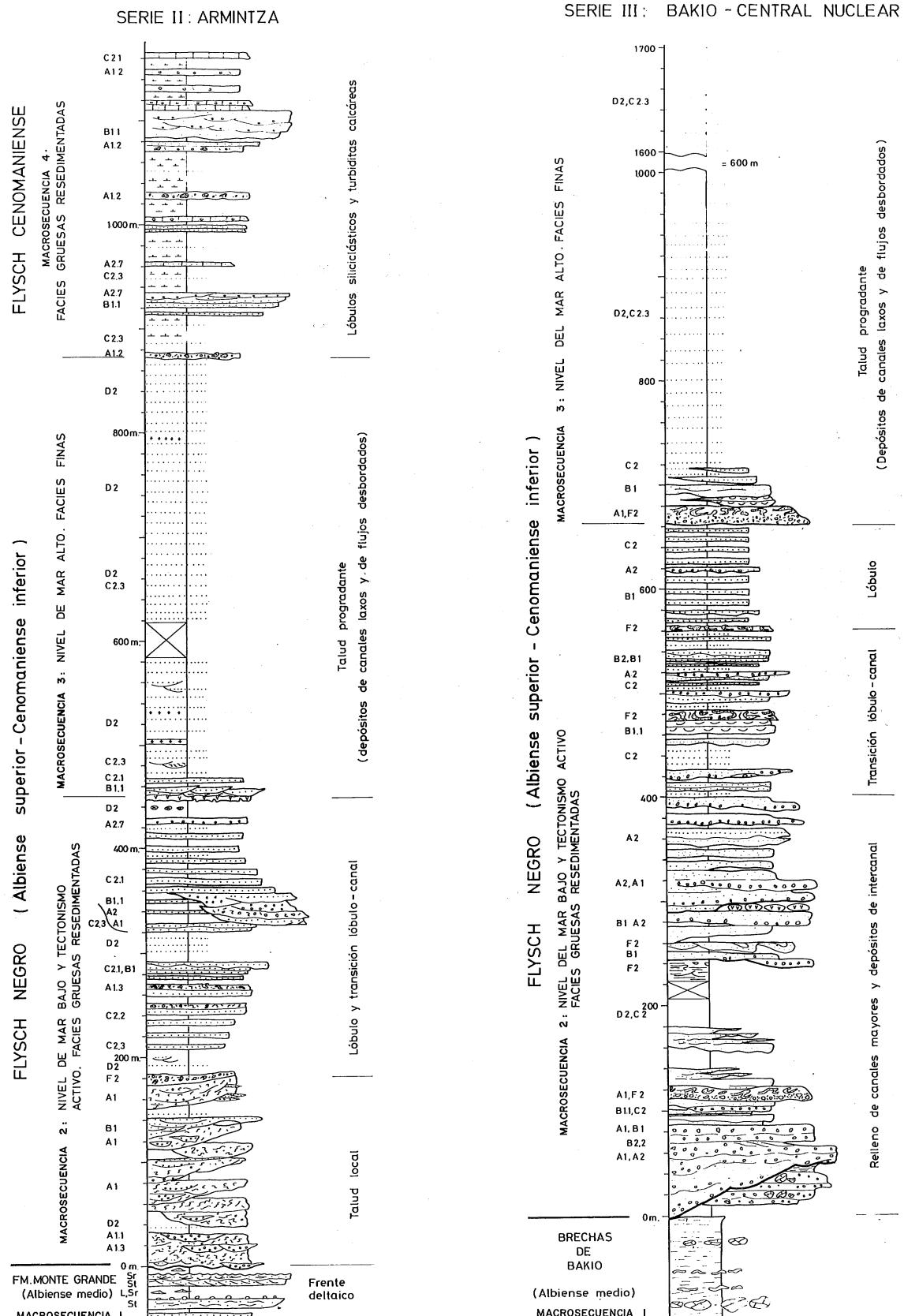


Fig. 14.—Serie estratigráfica sintética del Flysch Negro y del Flysch Cenomanense (Macrosecuencias 2, 3 y 4) en la zona de transición entre el borde de cuenca y la cuenca (ver situación de la serie en la fig. 3).

Fig. 14.—Generalized succession of the Black Flysch and Cenomanian Flysch (Macrosequences 2, 3 and 4) in the basin border-to-basin transition zone (position indicated in fig. 3).

Fig. 15.—Serie estratigráfica sintética del Flysch Negro (Macrosecuencias 2 y 3) en la zona de cuenca (ver situación de la serie en la fig. 3).

Fig. 15.—Generalized succession of the Black Flysch (Macrosequences 2 and 3) in the basinal zone (position indicated in fig. 3).

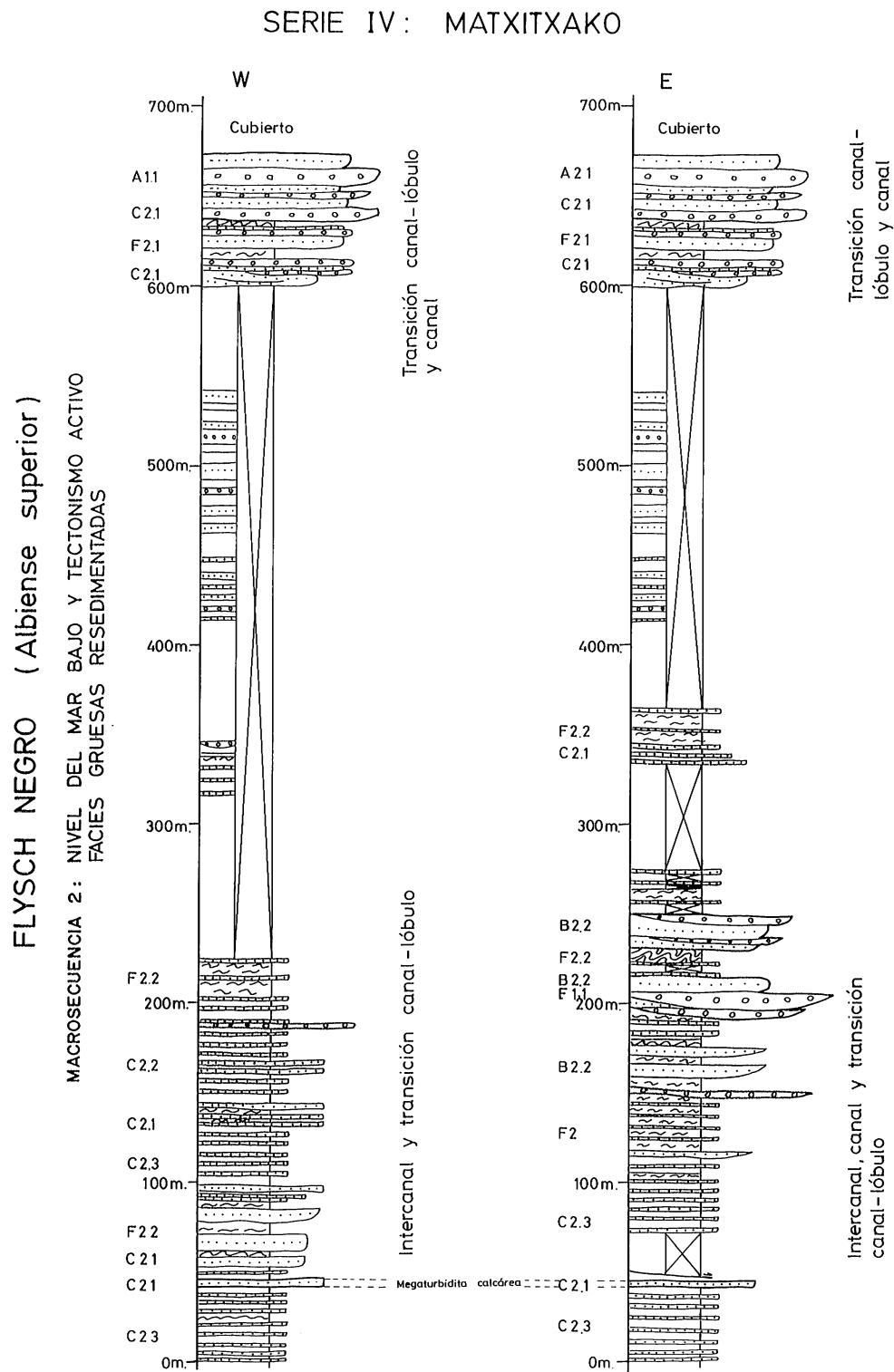


Fig. 16.—Series estratigráficas sintéticas de la Macrosecuencia 2 en los acantilados al W y E del Cabo de Matxitxako (ver situación en la fig. 3). En la parte inferior de la occidental dominan facies de turbiditas plano-paralelas de intercanal, y en la correspondiente de la oriental facies canalizadas y de deslizamiento en masa. El techo es común, y está representado por las arenas y conglomerados de lóbulo y canal del propio cabo.

Fig. 16.—Generalized successions of Macrosequence 2 in the sea-cliffs to the east and west of Cabo Matxitxako (Situation indicated in fig. 3). The Lower part of the western succession is made up mostly of interchannel turbiditic facies, while in the eastern succession is dominated by channelized facies and mass-flow deposits. The upper part, which is the same in both successions, is represented by sandstone and conglomerate channel-fills and lobe deposits.

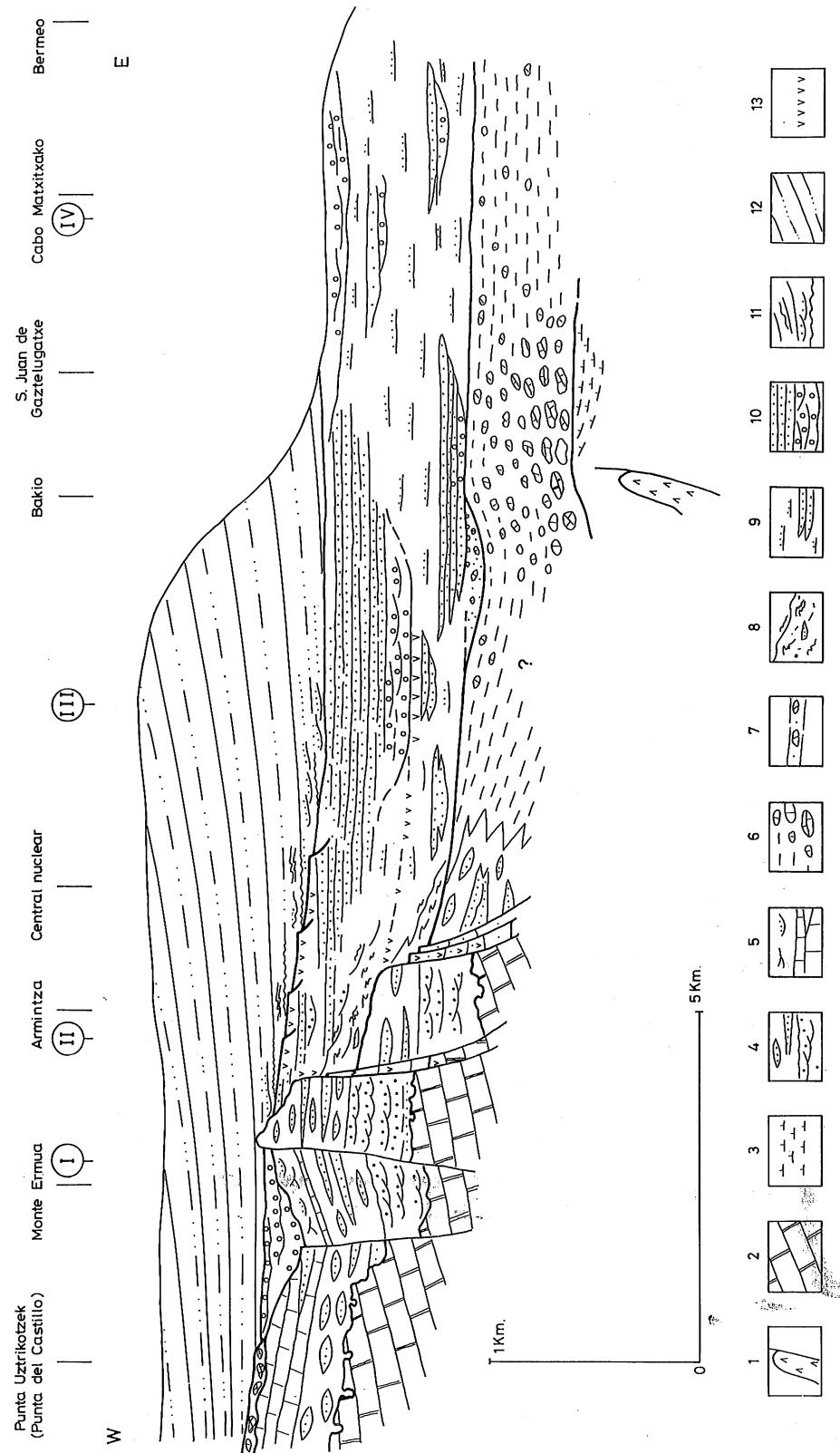


Fig. 17.—Sección transversal de la zona estudiada, restaurada al final del depósito de la Macrosecuencia 3 (Cenomaniano inferior) y con escala vertical exagerada, que muestra las asociaciones de facies de las Macrosecuencias 1, 2 y 3. Leyenda: 1. Trías superior diáprico. 2. Jurásico —Albiense inferior indiferenciados. 3. Margas oscuras del Albienense inferior. 4-6. Macrosecuencia 1: 4. Fm. Monte Grande, parte inferior (llanura aluvial, llanura deltaica y frente deltrálico); 5. Fm. Monte Grande, parte superior (plataforma carbonatada y talud deltrálico). 7-10. Macrosecuencia 2: 7. Talud colapsante de megabrechas carbonatadas; 8. Talud colapsante de Armitza; 9. Asociación de borde de canal y de intercanal; 10. Asociación de canal (círculos), transición canal-lóbulo, y lóbulo (punteado). 11-12. Macrosecuencia 3: 11. Asociación de talud progradante de piso de talud; 12. Asociación de talud canalizada de la Flysch Negra y del Flysch Cenomaniano (figs. 13, 14, 15 y 16).

Fig. 17.—Cross-section of the study area restored to the end of Macrosequence 3 times, with an exaggerated vertical scale, the facies association of Macrosequences 1, 2 and 3. Key 1: Diapiric Upper Trias. 2: Undifferentiated Jurassic-Lower Albian. 3: Lower Albian dark marls. 4-6: Macrosequence 1: 4. Lower part of Monte Grande Formation (alluvial plain, delta plain and delta front; 5: Upper part of Monte Grande Formation (Carbonate platform and delta slope); 7-10: Macrosequence 2: 7. Limestone breccias of collapsing slope; 8. Armitza collapsing slope; 9. Channel margin and interchannel facies associations; 10. Channel (small circles), channel—lobe transition and lobe (dotted) facies associations. 11-12: Macrosequence 3: 11. Base-of-slope facies association; 12. Low-energy, prograding slope facies association; 13. Submarine volcanic rocks (pillow-lavas). 1, II, III and IV, position of the reference sections of the Black Flysch and Cenomanian Flysch (figs. 13, 14, 15 and 16).

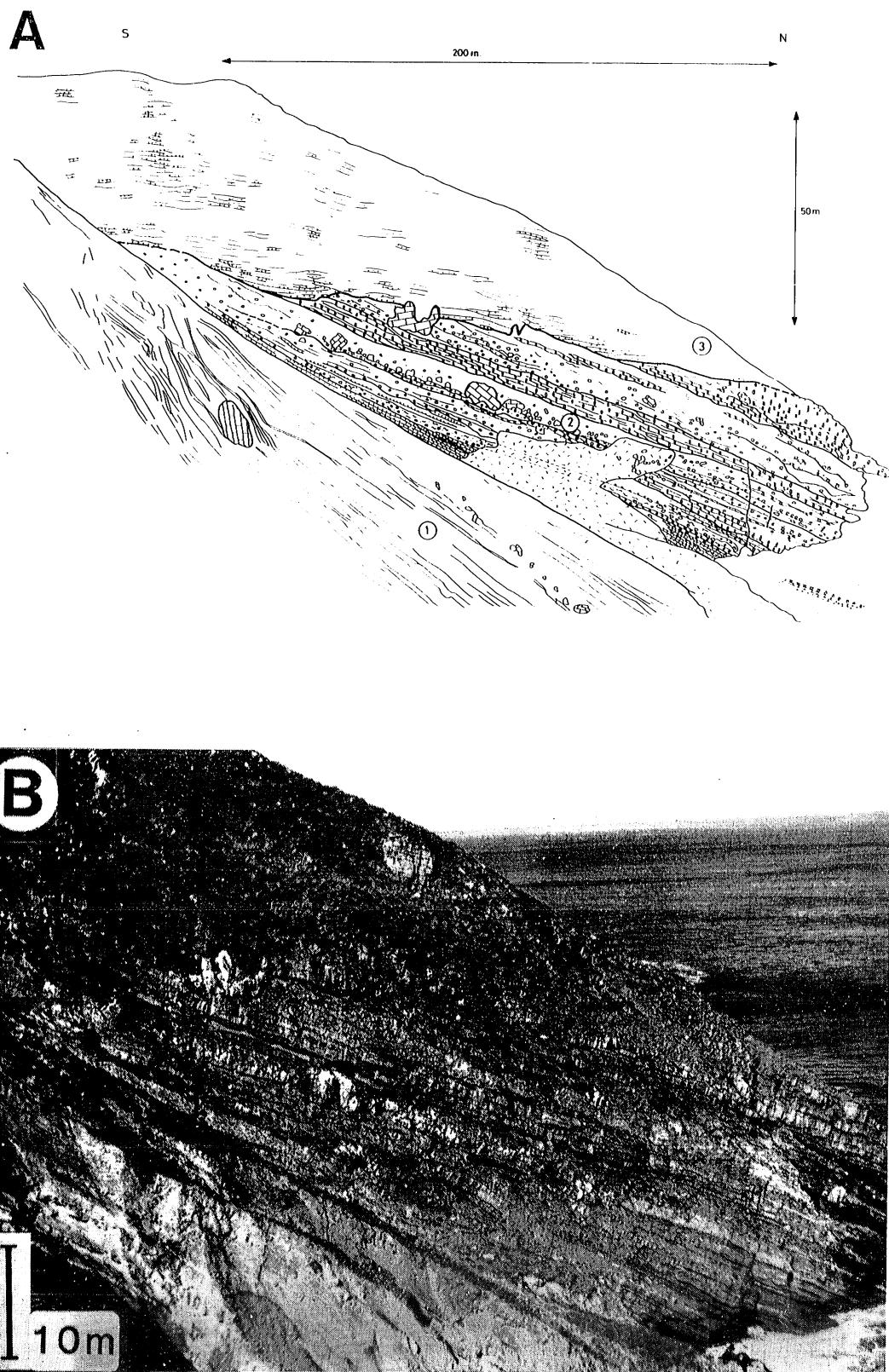


Fig. 18.—A: Facies y geometría del contacto entre las Macrosecuencias 1 y 2 en el acantilado al W de Bakio. La unidad 1 del dibujo representa el techo de la serie brechoide de Bakio; la 2 una serie de transición, con conglomerados silíceos canalizados y megabrechas polimicticas; la 3, finalmente, areniscas del Flysch Negro s. str., cuya base es una superficie de discordancia local de origen halokinético. B: Panorámica de las facies y del contacto entre las Macrosecuencias 1 y 2 descritas en A.

Fig. 18.—A: Facies and geometry of the boundary between Macrosequences 1 and 2 in the cliffs to the west of Bakio. Part 1 of the sketch corresponds to the uppermost part of the Bakio breccias; Part 2 is a transitional succession, with channelized siliceous conglomerate and polymictic megabreccias; Part 3 is the Black Flysch s. str., which here rests with an angular unconformity of halokinetic origin. B: Panoramic view of the facies and geometric relationships between macrosequences 1 and 2 described in A.

La Macrosecuencia 1 reposa sobre una importante superficie de karstificación, reveladora de un largo período de emersión. El carácter vertical retrogradante de la Fm. Monte Grande (figs. 8 y 9) indica por su parte la existencia de una transgresión marina generalizada durante su depósito, que causó la retracción paulatina del sistema y ulteriormente la inundación marina del borde de cuenca, con el consiguiente desarrollo de plataformas carbonáticas más o menos extensas. Esta transgresión se refleja también en el carácter vertical re-

trogradante de las brechas de Bakio, y puede ser resultado de una aminoración en la actividad tectónica (con la consiguiente ralentización en el aporte de terrígenos o de brechas), o reflejar el ascenso eustáctico contemporáneo (cf. Haq *et al.*, 1987).

Albiense superior (fig. 27)

Sucedió la reactivación de las fallas N35E, que originó desnivelación de bloques a lo largo de las mismas,

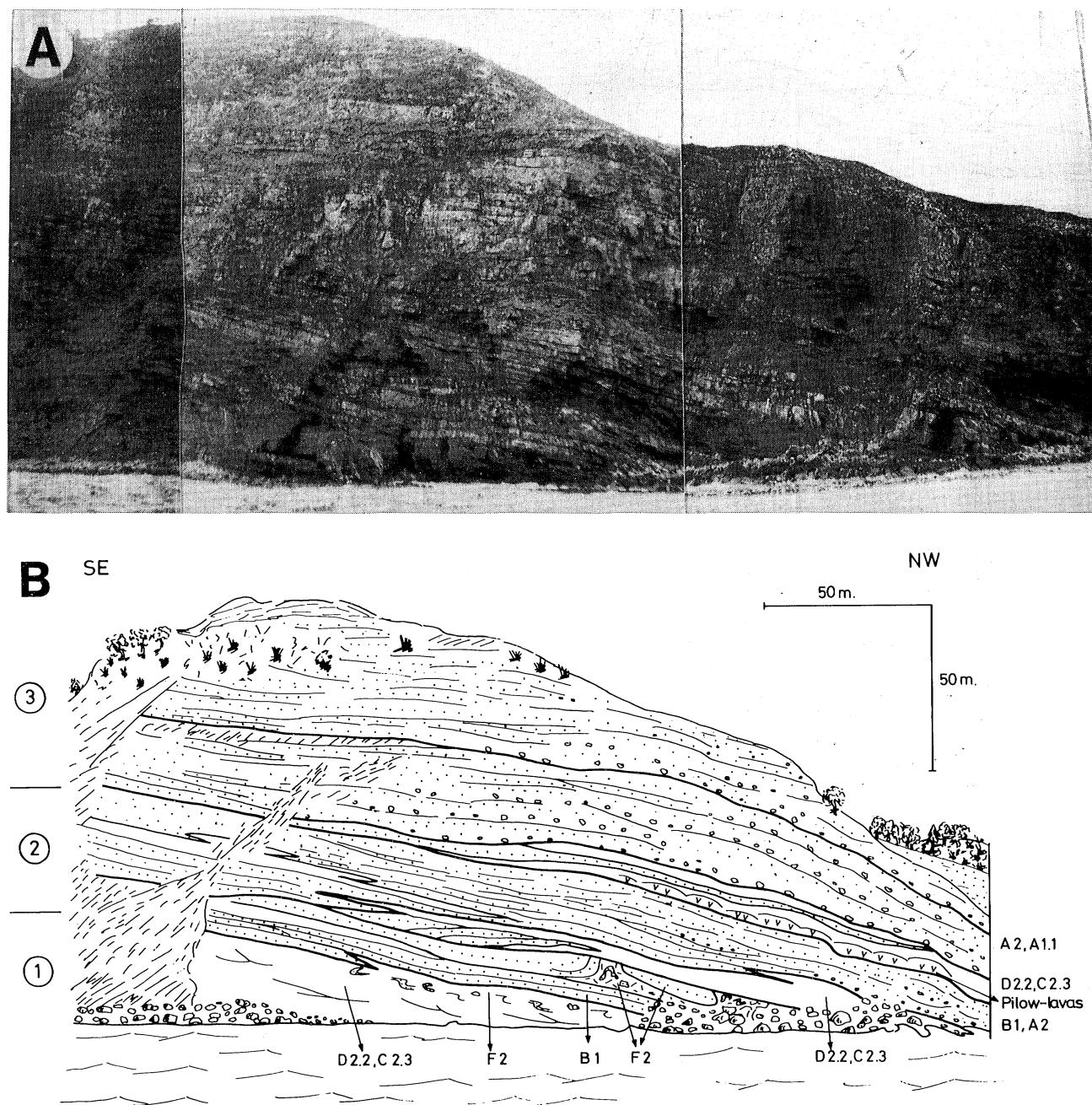


Fig. 19.—A: Panorámica de las facies gruesas canalizadas de la parte intermedia de la Macrosecuencia 2 (Flysch Negro) en la Punta de Portume (base del mirador de Bakio). B: Esquema realizado a partir de la panorámica fotográfica. 1.—Facies finas de intercanal. 2.—Relleno de canal y margen de canal, con fenómenos de deslizamiento en masa ("slump") y lavas almohadilladas en la parte superior. 3.—Rellenos conglomeráticos y arenosos de grandes canales amalgamados.
Fig. 19.—A: Panoramic view of the coarse-grained channelized facies of the middle part of Macrosequence 2 (Portume point, base of Bakio viewpoint). B: Line-drawing of A: 1. Interchannel fine-grained facies. 2.—Channel-fill and channel-margin facies, with occasional slumps capped by pillow-lavas. 3.—Large-scale, amalgamated sandstone and conglomerate channel-fills.

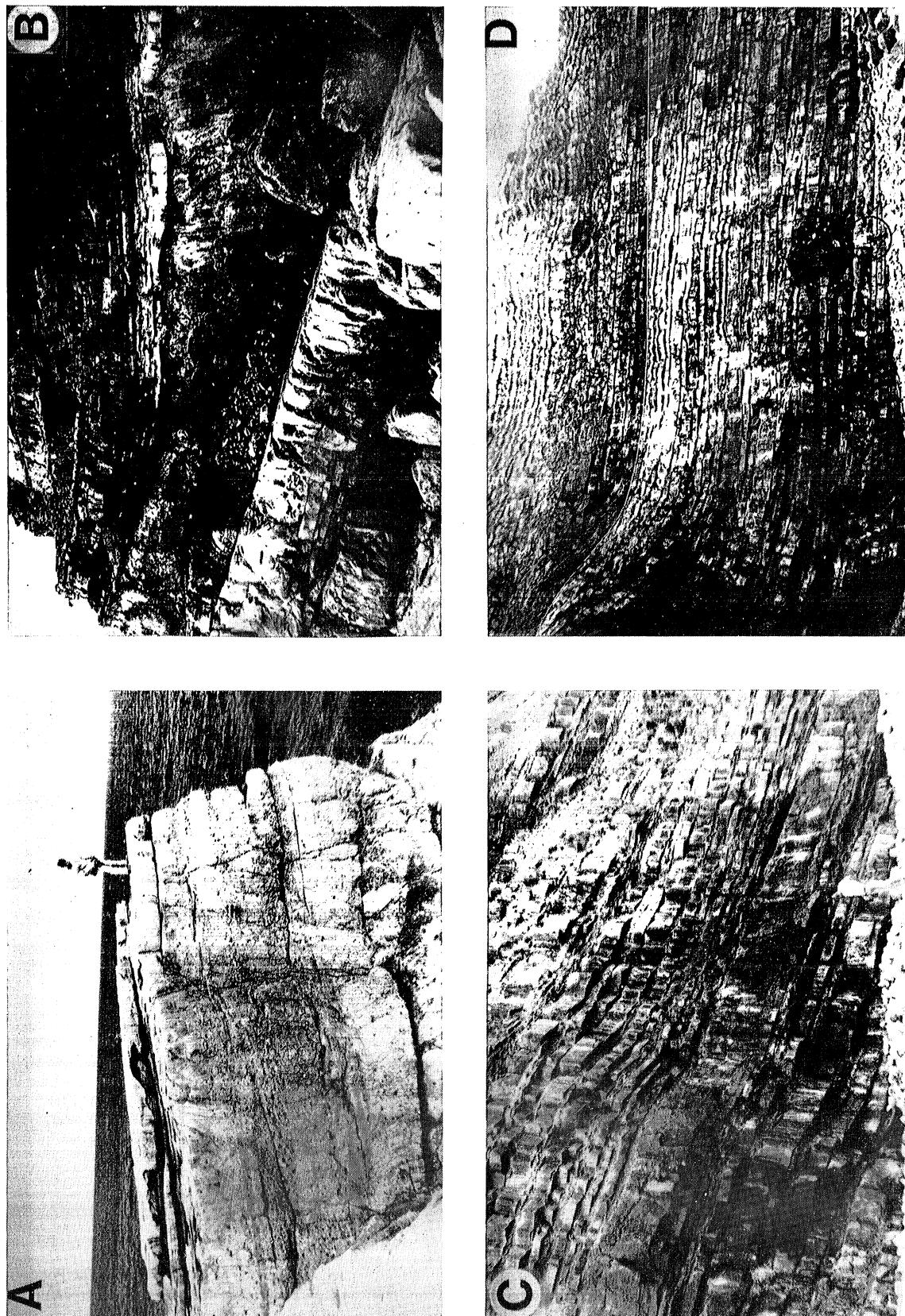


Fig. 20.—Asociaciones de facies representativas del sistema turbidítico de tipo II (Macrosecuencia 2), en la serie estratigráfica de Bakio-Central Nuclear de Lemóniz. A: Asociación de facies de relleno de canales (metros 60 a 70 de la serie). B: Lavas almohadilladas (parte central de la fotografía) intercaladas entre depósitos de relleno de canales, situados en la base, y facies de márgenes de canales, situados en el techo (metros 280 a 300 de la serie). C: Asociación de facies de transición canal-lóbulo (metros 490 a 510 de la serie). D: Facies de lóbulo (metros 590 a 640 de la serie).

Fig. 20.—Representative facies associations of the turbiditic system of type II (Macrosequence 2), in the Bakio-Nuclear power station succession. A: Channel-fill facies association (metres 60-70 of Succession). B: Pillow lavas intercalated between channel-fill conglomerates (above) and channel-margin sandstones (below) (metres 280-300). C: Channel-lobe transition facies association (metres 490-510). D: Lobe facies association (metres 590-640).

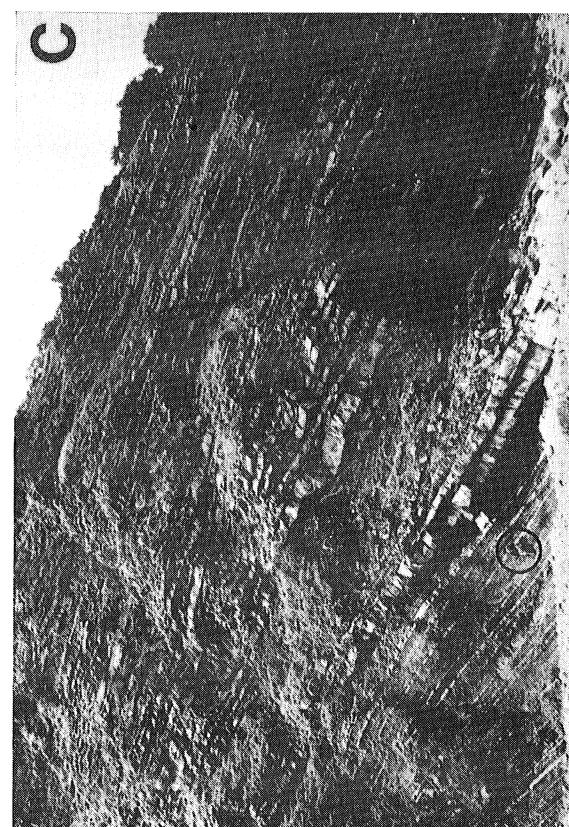
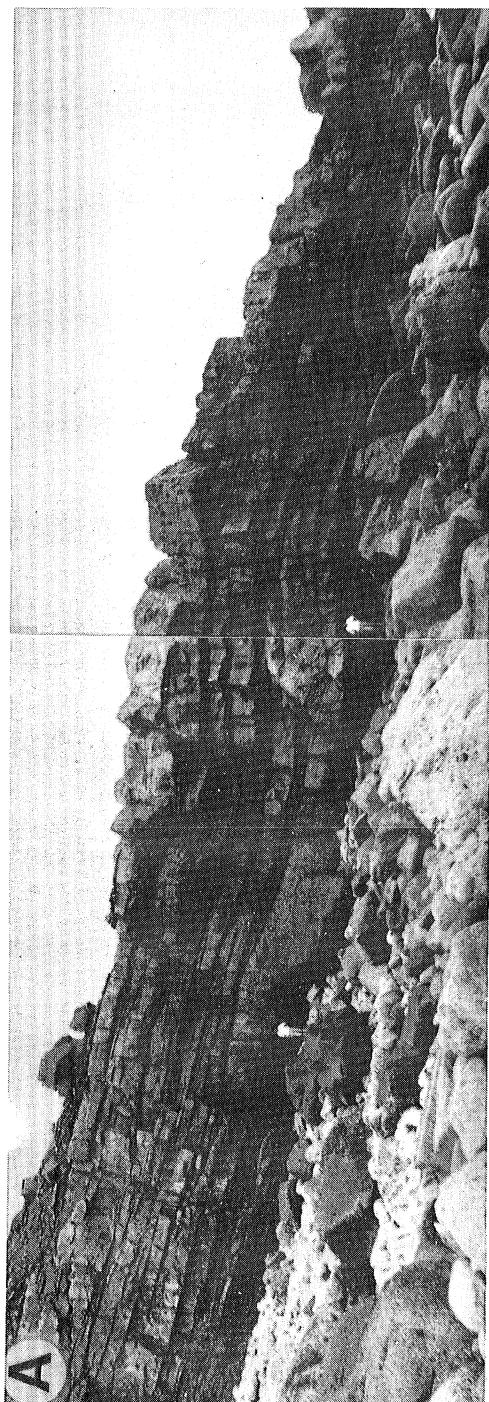


Fig. 21.—Asociaciones de facies características del sistema turbidítico de tipo II (Macrosecuencia 2). A: Depósitos de relleno de canales en sección transversal a la dirección de las paleocorrientes (metros 420 a 430 de la serie estratigráfica III). B: Depósitos de transición canal-lóbulo, con ejemplos de relleno de canales abandonados (parte central de la serie IV E). C: Facies de canal e intercanal (metros 150 a 200 de la serie IV E).

Fig. 21.—Representative facies association of the turbiditic system of type II (Macrosequence 2). A: Channel-fill deposits in a section perpendicular to paleocurrents (metres 420-430 of Succession III). B: Channel-lobe transition facies association, with examples mud-filled abandoned channels (Central part of succession IV E). Scale 1 metre. C: Channel and interchannel facies association (metres 150-200 of Succession IV E).

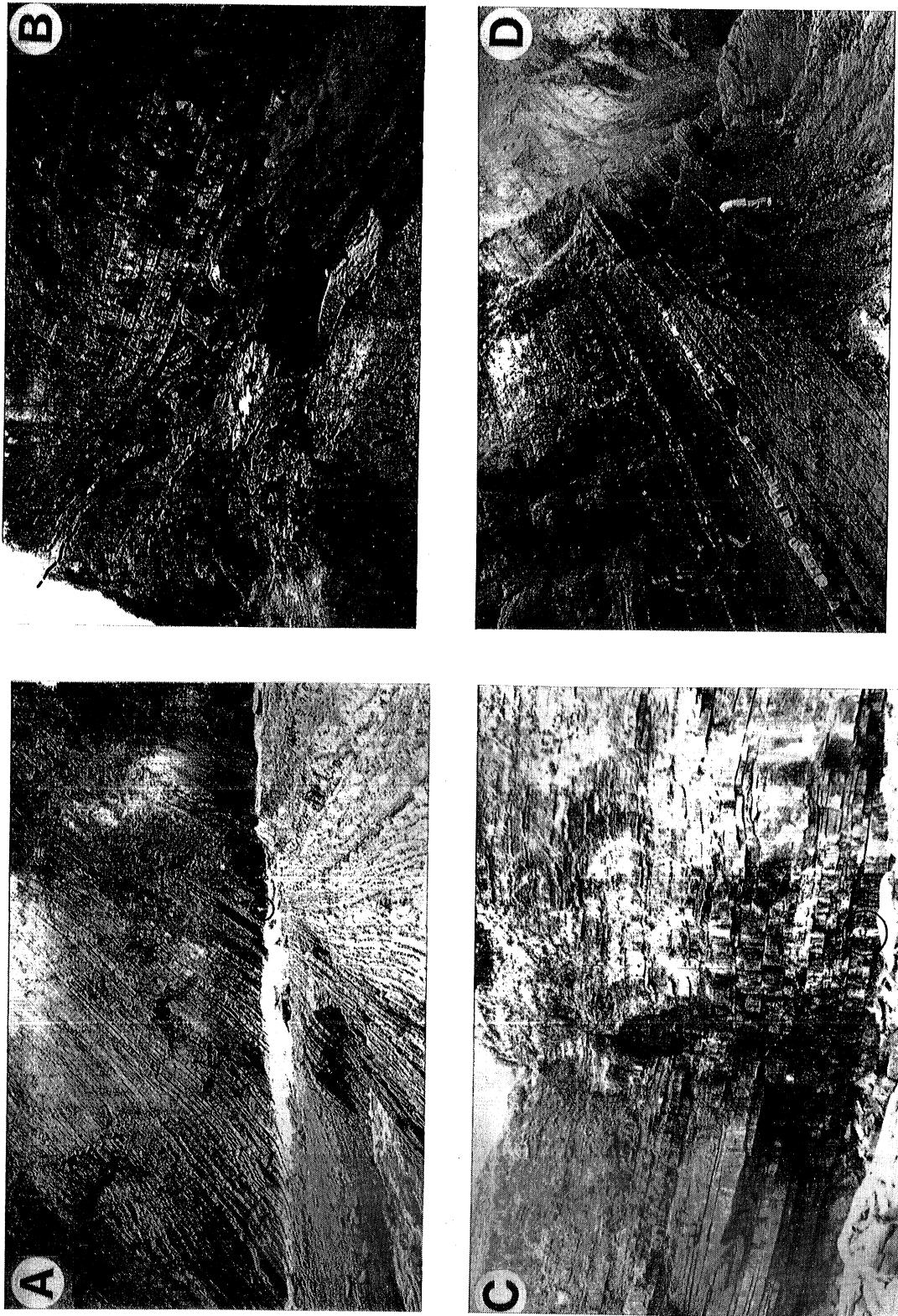


Fig. 22.—A: Asociaciones de facies de lóbulo y de transición canal-lóbulo, del sistema turbídico de tipo II (metros 300 a 380 de la serie estratigráfica II). B: Contacto entre las Macrosecuencias 2 y 3 en la serie II. Pueden observarse las lavas almonadilladas del techo de la Macrosecuencia 2 (v), cubiertas por depósitos con "stumps" de la base de la Macrosecuencia 3. C: Zona basal de la Macrosecuencia 3 en la serie estratigráfica II (Metros 690 a 720 de la serie). Muestra el paso gradual desde depósitos de relleno de cañales laxos, en la parte inferior, a depósitos turbidíticos de flujos diluidos. D: Afloramiento representativo de las facies turbídicas de flujos diluidos características del sistema turbídico de tipo III (Macrosecuencia 3), situadas entre los metros 560 a 580 de la serie II.

Fig. 22.—A: Lobe and channel-lobe transition facies association of the Turbiditic system of type II (Macrosequence 2) between metres 300-380 of succession II. B: Boundary between Macrosequences 2 and 3 in the Succession II. Note the Pillow-lavas of the top of Macrosequence 2 (v), covered by base-of-slope slumped sandstones of Macrosequence 3. C: Lovermost part of Macrosequence 3, in the metres 690-720 of Succession III. The picture shows the vertical gradual passage from base-of-slope channelized sandstones to fine-grained mudstones. D: Representative outcrop of the characteristic fine grained turbidites and mudstones of the turbiditic system of type III, of Macrosequence 3 (metres 560-580 of Succession II).

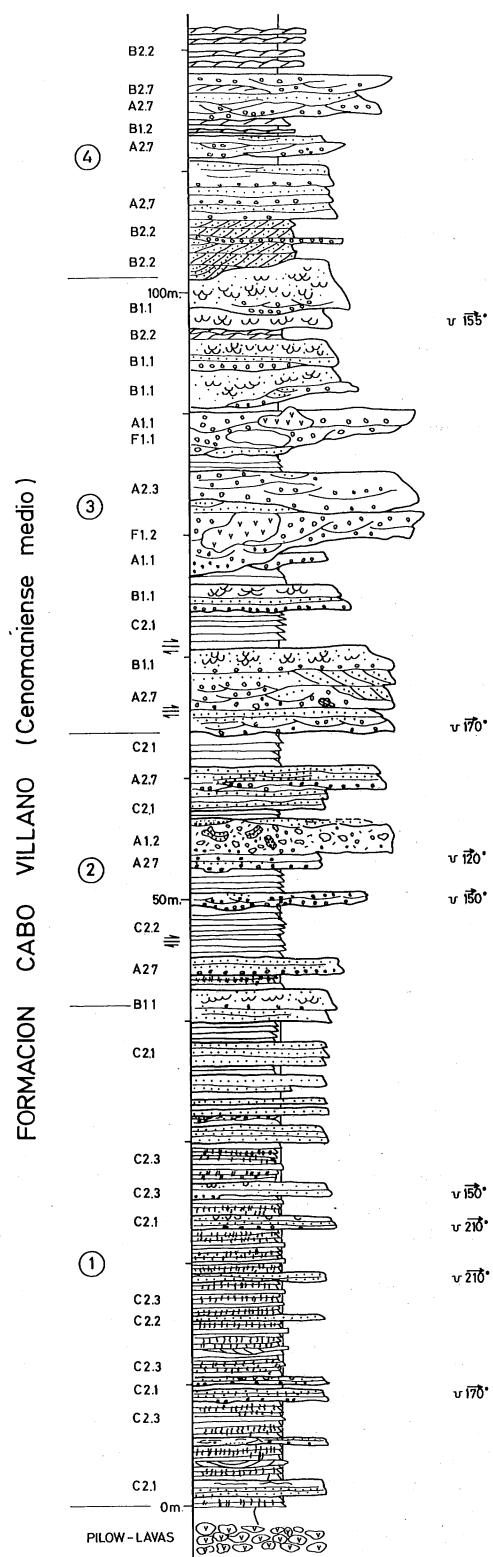


Fig. 23.—Serie estratigráfica de la Formación Cabo Villano (Macrosecuencia 4), en su corte tipo. 1: Turbiditas arenosas plano-paralelas, cuyo grosor tiende a aumentar hacia arriba. Hasta la parte media del tramo, las capas presentan una importante bioturbación. 2: Alternancia de turbiditas arenosas y conglomerados, que llenan cañales laxos. 3: Predominio de canales amalgamados con relleno conglomerático. Notar la presencia de grandes bloques (rocas volcánicas y lutitas) en algunos canales. 4: Alternancia de turbiditas arenosas y conglomeráticas, con intercalaciones de facies tractadas con estratificación cruzada a escala media y grande. Se indica la orientación de paleocorrientes.

probablemente acompañada de concomitantes caídas relativas del nivel del mar. Como resultado tuvo lugar una importante erosión (“canibalización”) de los sistemas de abanico costero del Albienense inferior y medio, cuyos depósitos fueron resedimentados en sistemas turbidíticos tipo II (*sensu* Mutti, 1985).

En el borde de cuenca, las turbiditas quedaron atrapadas en cañones submarinos excavados en zonas tectónicamente deprimidas entre fallas N35°E. Estos cañones representaban las zonas más proximales de los sistemas. En la cuenca, se formaron verdaderos abanicos submarinos de dimensiones más o menos importantes. Tanto en los cañones como en la cuenca se observan varios ciclos de aporte y desarrollo de cuerpos turbidíticos de grano grueso, sugerentes de pulsaciones en la actividad de las fallas promotoras de la resedimentación. Es significativo, en este sentido, que aparezcan rocas volcánicas submarinas inmediatamente debajo de la principal acumulación de turbiditas de grano grueso de la cuenca (figs. 16 y 19).

Albiense final-Cenomaniense inferior (fig. 28).

Fue un período de calma tectónica relativa y condiciones de nivel del mar alto. En los bordes de cuenca debieron instalarse sistemas deltaicos más o menos importantes, que almacenarían la mayor parte de los depósitos siliciclasticos gruesos, al tiempo que pudieron desarrollarse plataformas carbonatadas en sectores de escaso aporte terrígeno. A la cuenca llegaron fundamentalmente fangos que se acumularon en taludes programados de baja energía, constituyendo sistemas turbidíticos tipo III *sensu* (Mutti, 1985), si bien al pie de los mismos se desarrollaron todavía pequeños sistemas turbidíticos canalizados. No se descarta la posibilidad de que estas facies canalizadas tengan una procedencia local, fruto de desnivelaciones del sustrato. La programación de los taludes fosilizó los relieves residuales del borde de cuenca, heredados de la etapa anterior.

Cenomaniense medio (fig. 29).

En este tiempo, que estuvo caracterizado por una fuerte reactivación tectónica, acompañada de vulcanismo submarino y una importante caída del nivel del mar (probablemente eustática, cf. Haq *et al.*, 1987), se produjo un basculamiento generalizado del borde de la cuenca, con rejuego de las fallas N35E. La geometría de las fallas en corte transversal es sugerente de varios

Fig. 23.—Vertical succession of the Cabo Villano Formation (Macrosequence 4) on its type section. 1: Plane-parallel sandstone turbidites with a clear thickening-up trend. Up to the middle of this part, the beds show a pervasive bioturbation. 2: Alternation of sandstone turbidites and conglomerates, the latter infilling shallow channels. 3: Predominance of conglomerate amalgamated channel-fills. Note the existence of outsized clasts (volcanics and lutites) in some of the channels. 4: Alternance of sandstone turbidites and conglomerates, with intercalations of tractive, cross-stratified sandstones of medium and large scale. Palaeocurrents measurements are indicated along the succession.

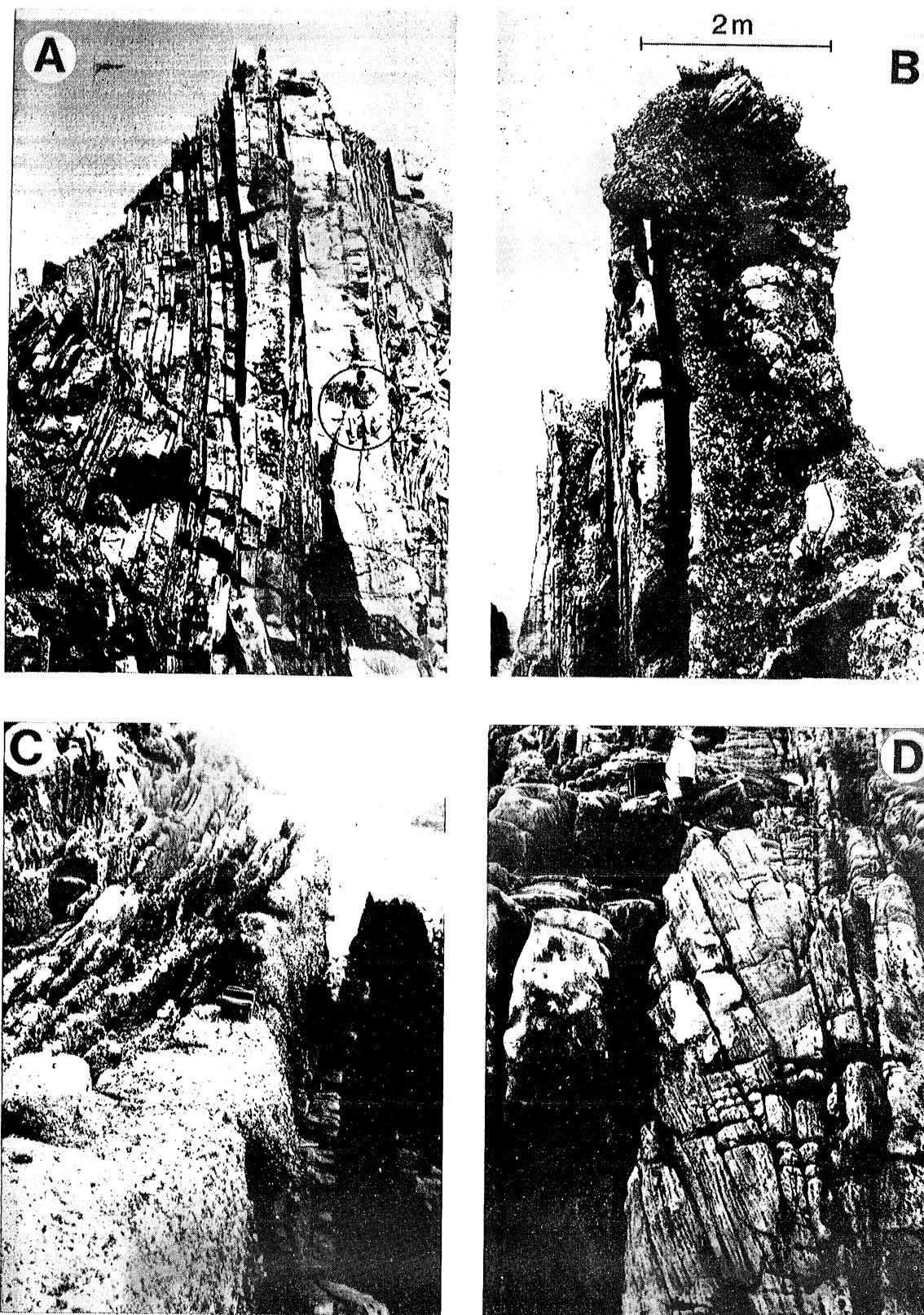


Fig. 24.—Facies representativas de la Formación Cabo Villano, Macrosecuencia 4, en su corte tipo. El techo estratigráfico se sitúa a la izquierda en A y C, y a la derecha en B y D. Notar la ausencia de lutitas en todos los casos. A: Turbíditas arenosas plano-paralelas (flujos desbordados) en estratos de espesor medio y grueso; Tramo 1, metros 25-35 de la serie. B: Debrita cohesiva intercalada entre areniscas; tramo 2, metros 53-56 de la serie. C: Relleno conglomerático de canal; tramo 3, metros 82-85. D: Areniscas con estratificación cruzada, entre turbiditas arenosas, tramo 4, metros 102-104.

Fig. 24.—Representative facies of the Cabo Villano Formation, Macrosequence 4, in its type section. Beds young to the left in A and C, and to the right in B and D. Note absence of lutites in all the examples. A: Plane-parallel turbiditic sandstones (non-channelized) in medium sized and thick beds; part 1 of section (fig. 23), metres 25-35. B: Cohesive debrite intercalated with sandstones; part 2 of section, metres 53-56. C: Conglomeratic channel-fill; part 3 of section, metres 82-85. D: Cross-bedded sandstones, intercalated with turbidites; part 4, metres 102-104.

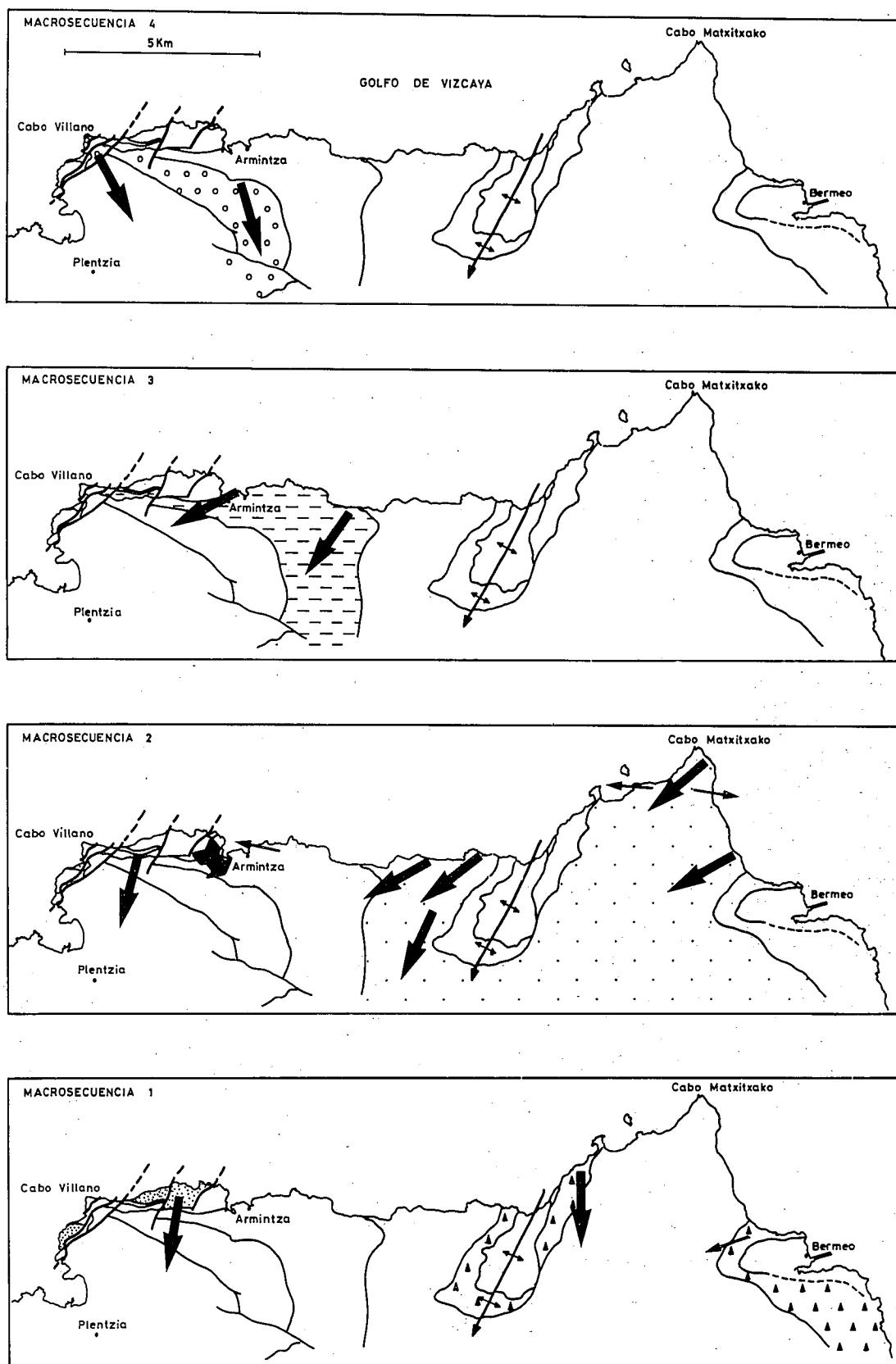


Fig. 25.—Mapas de paleocorrientes de cada una de las macrosecuencias. Flechas grandes: principales sentidos de aporte. Flechas pequeñas: aportes secundarios. Flecha ancha (Macrosecuencia 2, zona de Armintza): sentido de aporte en facies de talud colapsante.

Fig. 25.—Palaeocurrent maps for each of the macrosequences. Large arrows: main dispersal systems. Small arrows: secondary dispersal systems. Wide arrow of Macrosequence 2, Armintza zone: dispersal system of the siliciclastic collapsing slope.

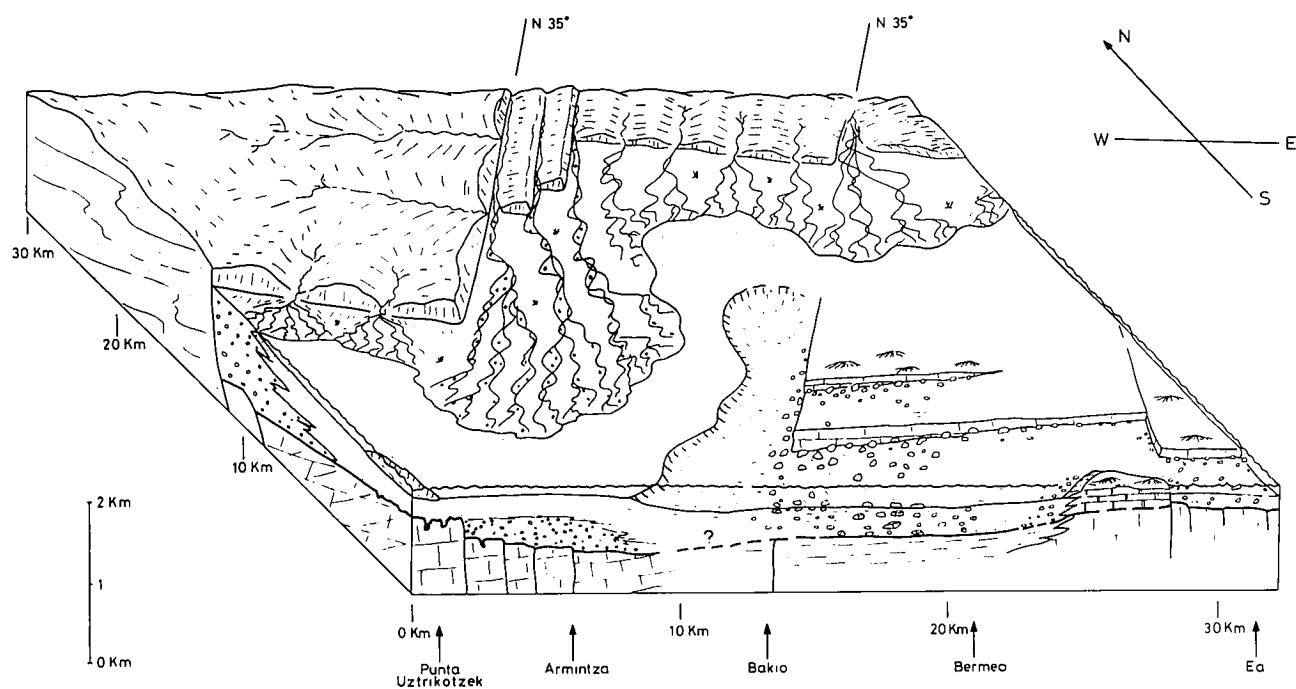


Fig. 26.—Reconstrucción paleogeográfica idealizada del área de estudio para el Albien inferior-medio (Macrosecuencia 1). Leyenda en fig. 28. La escala N-S de esta reconstrucción (al igual que en las figs. 27 y 28) es únicamente orientativa. Explicación en el texto.
 Fig. 26.—Idealized palaeogeographical reconstruction of the study area for Early-Middle Albian times (Macrosequence 1). Legend in fig. 28. The N-S scale of this reconstruction and of these of figs. 27 and 28, is only tentative. Explanation in the text.

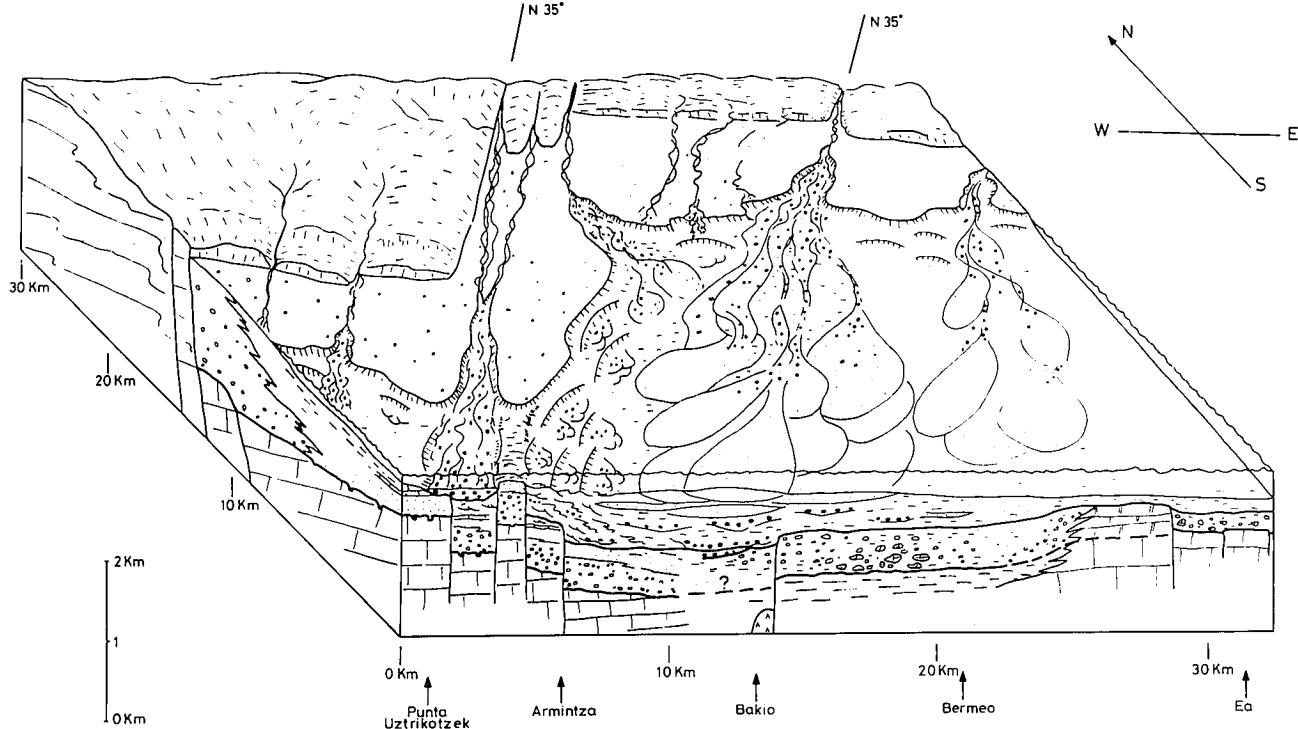


Fig. 27.—Reconstrucción paleogeográfica idealizada del área de estudio para el Albien superior (Macrosecuencia 2). Leyenda en la fig. 28. Explicación en el texto.
 Fig. 27.—Idealized palaeogeographical reconstruction of the study area for late Albian times (Macrosequence 2). Legens in fig. 28. Explanation in the text.

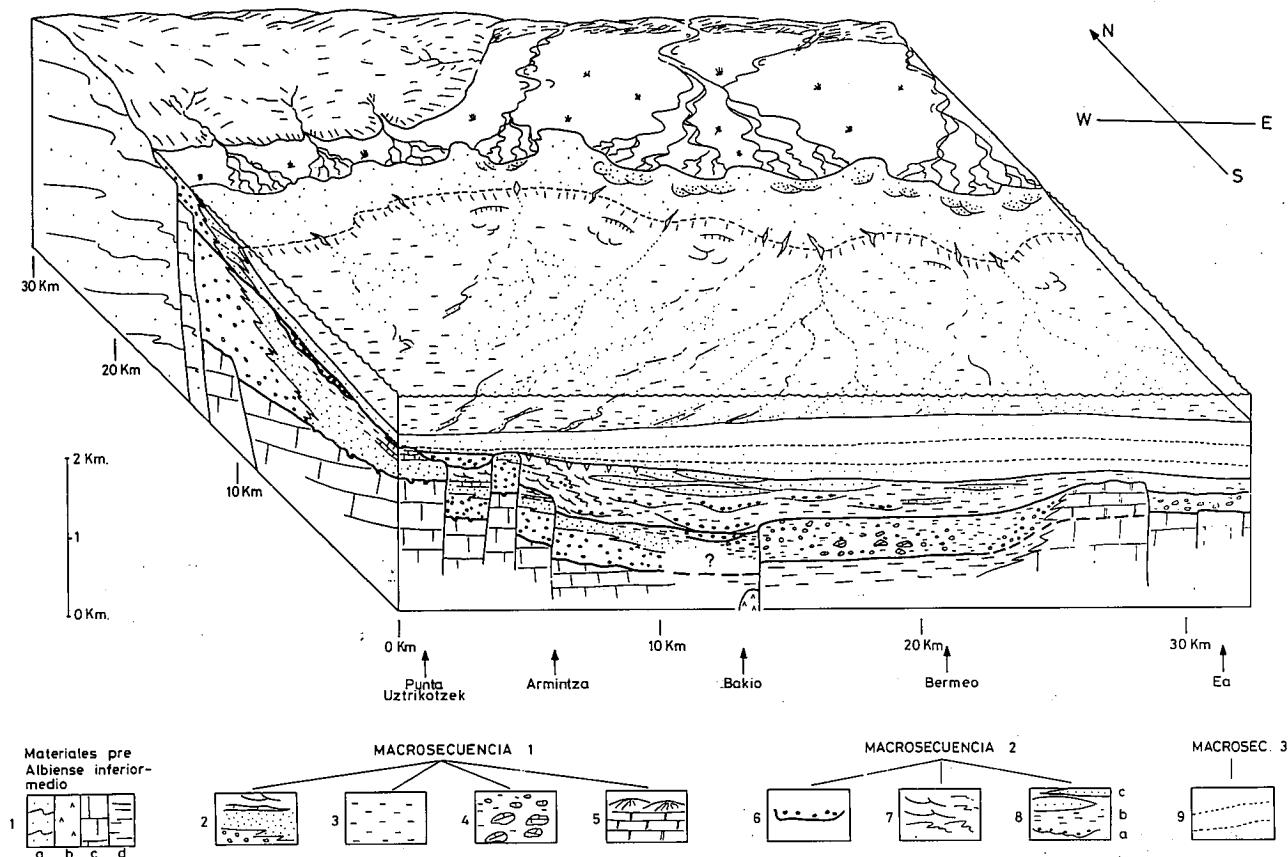


Fig. 28.—Reconstrucción paleogeográfica idealizada del área de estudio para el Albiense final-Cenomaniense inferior (Macrosecuencia 3). Leyenda válida para las figs. 26, 27 y 28. 1a: Paleozoico y Buntsandstein. 1b: Keuper. 1c: Jurásico-Albiense inferior en facies carbonatadas. 1d: Margas y lutitas del Aptiense-Albiense inferior. 2: Sistema de abanico costero (Fm. Monte Grande). 3: Prodelta y cuenca marina. 4: Talud carbonático destructivo. 5: Plataforma carbonática. 6: Relleno de cañón submarino. 7: Depósitos siliciclásticos de talud colapsante. 8: Sistemas turbidíticos tipo II: a) relleno de canal; b) facies de intercanal y c) facies de lóbulo. 9) Sistemas turbidíticos tipo III.

Fig. 28.—Idealized palaeogeographical reconstruction of the study area for Late Albian-Early Cenomanian times (Macrosequence 3). Legend common to figs. 26, 27 and 28. 1a: Palaeozoic and Buntsandstein. 1b: Keuper 1c) Jurassic-Lower Albian in carbonate facies. 1d: Aptian-Lower Albian marls and lutites. 2: Fan-delta system (Monte Grande Formation). 3: Prodelta and marine basin. 4: Carbonate slope-apron (destructive). 5: Carbonate platform. 6: Submarine canyon fill. 7: Siliciclastic collapsing slope. 8: Turbiditic system of type II: a) channél-fill; b) interchannel facies, and c) lobe facies. 9) Turbiditic systems of type III.

pulsos de aceleración del diastrofismo (con desarrollo de una discordancia progresiva), posiblemente ligados a esfuerzos compresivos o transpresivos. Como resultado del basculamiento, se generaron en el borde de la cuenca cuñas de arenas y conglomerados de grano muy grueso, pero de dimensiones relativamente modestas. En la zona de cuenca fueron localmente importantes los procesos de resedimentación de materiales de plataformas carbonatadas, previas o penicontemporáneas.

5. COMPARACIÓN CON LA CUENCA NORPIRENÁICA

Una comparación entre los resultados de nuestro trabajo y los obtenidos por Souquet *et al.*, (1985) y Puigdefábregas y Souquet (1986), pone de manifiesto el claro paralelismo de la evolución geológica de las cuencas vasca y norpirenáica durante el Albiense y Cenomaniense. Las semejanzas más significativas son: (a) impor-

tante desnivelación de bloques en el Albiense inferior-medio, que promovió la erosión del basamento paleozoico; (b) eventos tectosedimentarios parecidos; (c) magmatismo sinsedimentario; (d) comienzo o aceleración de la halocinesis del Trías superior; y (e) sedimentación aproximadamente coetánea del primer flysch mesozoico (Flysch Negro). Todas estas semejanzas demuestran un control externo de la sedimentación común a ambas zonas, que se puede relacionar con el funcionamiento de la Falla Norpirenáica y deriva lateral de Iberia.

En el Pirineo se diferencian tres megasecuencias para el intervalo Albiense medio-Cenomaniense inferior (Souquet *et al.*, 1985). Éstas son correlacionables, por sus edades respectivas, con las macrosecuencias 1, 2 y 3 establecidas en este trabajo. Sin embargo, los importantes acúmulos sedimentarios aluviales y marinos someros de la Macrosecuencia 1 en la cuenca vasca no parecen estar representados en el Pirineo, lo que sugie-

re una posible diacronía en la creación de las distintas cuencas flysch.

En el Pirineo se produjo un importante cambio en el estilo sedimentario hacia el Cenomaniense medio, que Puigdefábregas y Souquet (1986) atribuyen al paso de condiciones transtensivas a transpresivas. La macrosecuencia 4 establecida en este trabajo denota un cambio semejante en la evolución del margen de la cuenca, con una importante reactivación tectónica, que incluye el

probable rejuego como inversas de las fallas N35°E y la aparición de turbiditas carbonatadas.

Finalmente, la observación del mapa geotectónico del Golfo de Vizcaya y regiones adyacentes (fig. 30), pone de relieve la semejanza de orientación y carácter entre los sistemas de fallas activas en la Cuenca de Aquitania en el Cretácico inferior y las que verosímilmente controlaron la sedimentación en la zona estudiada de la cuenca vasca durante el Albienense y Cenomaniense

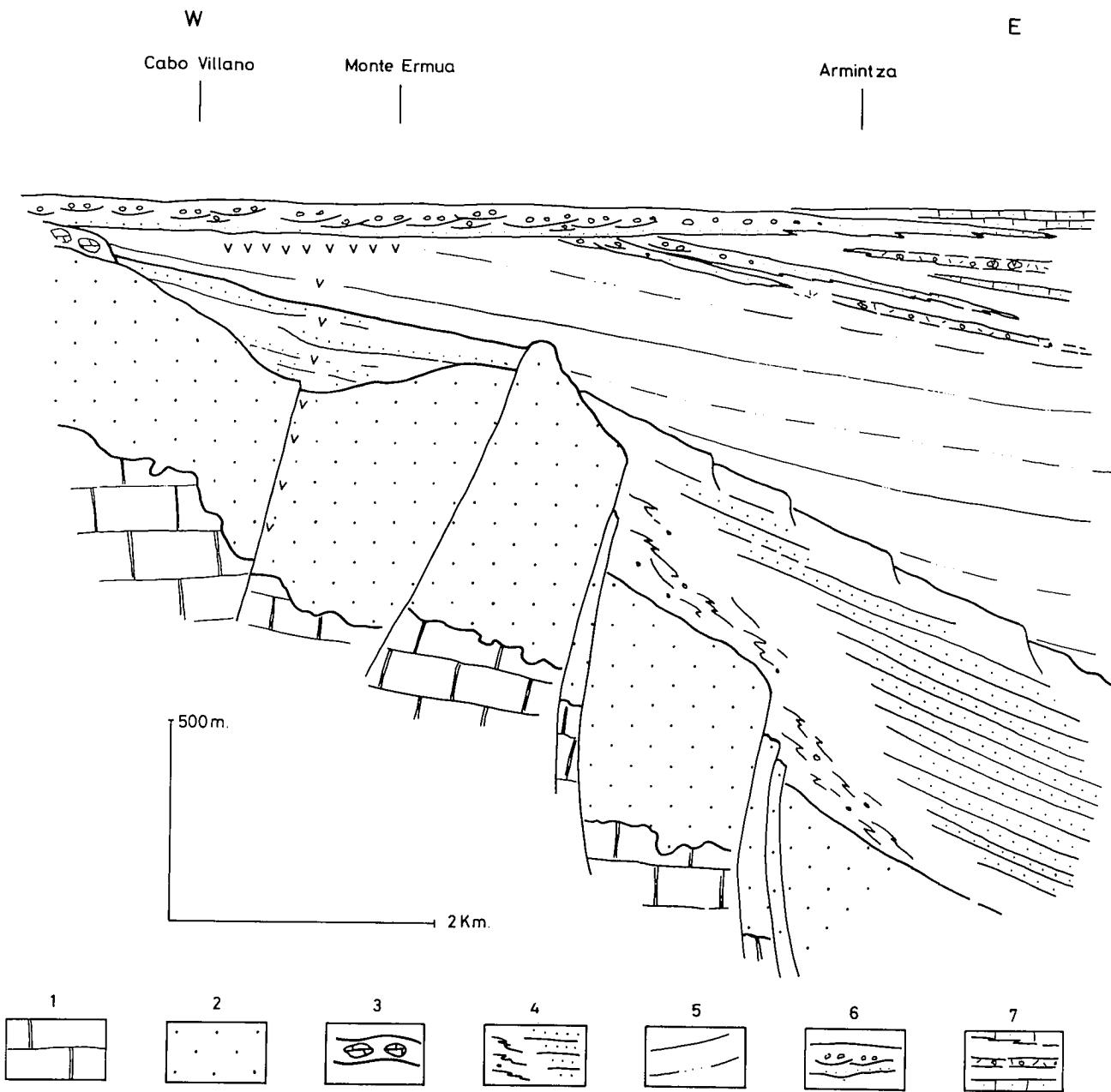


Fig. 29.—Corte transversal simplificado de la parte occidental del área de estudio, restituído al final del depósito de la Macrosecuencia 4 (Cenomaniense medio). Explicación en el texto. 1: Calizas del Albienense inferior y materiales infrayacentes. Macrosecuencia 1: 2 Formación Monte Grande. Macrosecuencia 2: 3) Megabrechas calcáreas (talud colapsante); 4) Depósitos turbidíticos de tamaño de grano grueso. Macrosecuencia 3: 5) Depósitos turbidíticos de tamaño de grano fino. Macrosecuencia 4: 6) Formación Cabo Villano; 7) margas, turbiditas calcáreas y depósitos resedimentados.

Fig. 29.—Schematic cross-section of the western part of the study area, restored to the end of Macrosequence 4 times (Middle Cenomanian). Explanation in the text. 1: Lower Albian limestones and underlying materials. Macrosequence 1: 2) Monte Grande Formation. Macrosequence 2: 3) Limestone breccias of collapsing slope (Macrosequence 2); 4) Coarse-grained turbiditic deposits. Macrosequence 3: 5) Fine grained turbiditic deposits. Macrosequence 4: Cabo Villano Formation; 7 Marls, clacareous turbidites and resedimented deposits.

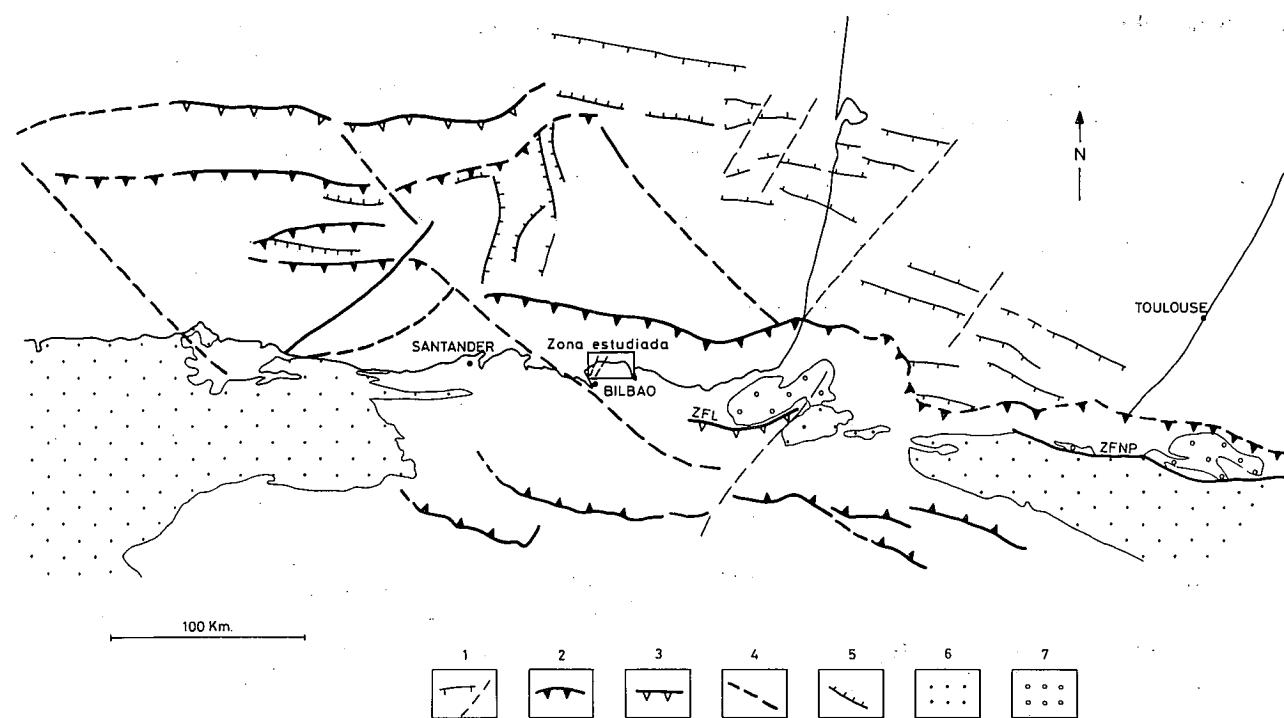


Fig. 30.—Encuadre de la zona estudiada (ver fig. 3) en el mapa tectónico simplificado del Golfo de Vizcaya y zonas adyacentes (basado en datos de Deregnaucourt y Boillot (1982), Rat *et al.* (1983), Peybernés y Souquet (1984) y Boillot (1986). 1; Fallas normales y desgarres del Cretácico inferior (syn-rift). 2: Principales cabalgamientos paleógenos. 3: Frente del prisma de acreción tectónica. 4: Fallas y desgarres paleógenos y/o neógenos. 5: Fallas finiolíticas o neógenas. 6: Zócalo europeo 7: Zócalo ibérico. ZFNP, Zona de falla Norpirenáica. ZFL, Zona de falla de Leiza.

Fig. 30.—Situación de la zona estudiada (see figure 3) in the schematic tectonic map of the Bay of Biscay and surrounding areas (based on data of Deregnaucourt and Boillot, 1982; Rae *et al.*, 1983; Peybernès and Souquet, 1984; and Boillot, 1986). 1: Early Cretaceous normal and strike-slip faults (syn-rift). 2: Main Palaeogene thrusts. 3: Front of tectonic accretionary prism. 4: Palaeogene and/or Neogene strike-slip faults. 5: Late Oligocene or Neogene faults. 6: European basement. U: Iberian basement. ZFNP, North Pyrenean fault-zone. ZFL, Leiza fault-zone.

(figs. 3 y 4). Todo ello refuerza la hipótesis, anteriormente apuntada, de la afinidad “europea” de la parte septentrional de Vizcaya.

6. CONCLUSIONES

- 1.^o En la región estudiada afloran potentes sucesiones sedimentarias del Albienense y Cenomaniense, cuyo origen está ligado, como en el resto del dominio norpirenáico, al comienzo de la oceanización del Golfo de Vizcaya, con la consiguiente reorganización paleogeográfica de sus cuencas marginales por el funcionamiento de la Falla Norpirenáica. Tuvo lugar entonces una importante tectónica de bloques, con emersión del zócalo paleozoico, que actuó como área fuente de los sedimentos terrígenos.
- 2.^o Se ha identificado un antiguo borde de cuenca en la parte occidental del área de estudio, lo que ha permitido examinar las relaciones entre la sedimentación en dicho borde y en la cuenca en sentido estricto.
- 3.^o Se han reconocido 4 macrosecuencias deposicionales, cada una de las cuales comprende uno o varios sistemas sedimentarios, cuyas características revelan la variable influencia de la tectónica local y/o de las variaciones del nivel del mar. Los límites de las macrosecuencias son discontinuidades es-

tratigráficas particularmente bien marcadas en el borde de cuenca.

- 4.^o La Macrosecuencia 1 (Albiense inferior y medio) está representada en el borde de cuenca por sistemas de abanicos costeros, cuya sucesión vertical revela un ascenso paulatino (tal vez eustático) del nivel del mar. En la cuenca está caracterizada por plataformas carbonatadas inestables y por taludes carbonatados de márgenes destructivos.
- 5.^o La Macrosecuencia 2 (Albiense superior) comprende principalmente sistemas turbidíticos ricos en arena y conglomerados (tipo II de Mutti, 1985), nutritos principalmente de la resedimentación de los abanicos costeros de la Macrosecuencia 1 (“cannibalización”). El funcionamiento de las fallas N35°E influyó notablemente sobre la sedimentación: provocando subsidencia diferencial con erosión de los bloques elevados e intensa sedimentación en los bloques hundidos y controlando la ubicación de cañones submarinos.
- 6.^o La Macrosecuencia 3 (Albiense superior-Cenomaniense inferior) está formada principalmente por sistemas turbidíticos de tipo III (*sensu* Mutti, 1985), desarrollados durante un período de nivel de mar alto. Estos sistemas progradaron con el tiempo sobre toda el área de estudio, regularizando la topografía de los fondos que se hizo fun-

- damentalmente deposicional y soterrando el borde de cuenca.
- 7.^o La Macrosecuencia 4 (Cenomaniense medio) se generó por una importante pulsación tectónica y una fuerte caída relativa o eustática del nivel del mar. Se produjo una importante elevación o basculamiento del borde de cuenca, probablemente por el rejuego en condiciones compresivas del sistema de fallas N35°E. Ambas circunstancias originaron un nuevo depósito de turbiditas silíceas de grano grueso (sistemas tipo II). En la cuenca se acumularon entretanto turbiditas carbonatadas y otros depósitos resedimentados.
- 8.^o Las reconstrucciones paleogeográficas efectuadas demuestran que el área de estudio estuvo situada, durante el Albienense y Cenomaniense, en un margen continental de polaridad sur, esto es, en un margen europeo. Éste pudiera representar bien un segmento (desgajado) del margen armoricano o, más probablemente, el margen de un hipotético macizo intermedio (i. e., el Macizo de Vizcaya o Macizo de Las Landas de algunos autores). Se explican así las grandes coincidencias existentes en la evolución tectonoestratigráfica y sedimentaria respectiva del área de estudio y de la cuenca norpirenaica.

APÉNDICE: CARACTERIZACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DE LAS MACROSECUENCIAS

Se resumen a continuación los datos bioestratigráficos más significativos que apoyan la datación de las macrosecuencias. Aún no se ha realizado un análisis bioestratigráfico exhaustivo, por lo que la datación ofrecida en el texto será objeto de un progresivo refinamiento en el futuro.

Sustrato relativo

En las calizas karstificadas de la Punta Uztrikotzek (Punta del Castillo) de Górliz, se han identificado los siguientes foraminíferos: *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Simplorbitolina conulus* SCHROEDER, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* DOUGLASS y *Hensonina lenticularis* HENSON.

Según Moullade *et al.*, (1985) esta asociación puede caracterizar el Albienense inferior-medio. La datación más probable es Albienense inferior.

Macrosecuencia 1

- En las calizas de la parte superior de la Fm. Monte Grande aparecen: *Hensonina lenticularis*, *Mesorbitolina minuta*, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* ROEMER, y *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* ERMAN (forma primitiva).
- En la serie de brechas de Bakio (E): *Hensonina*

lenticularis.

- En la serie de brechas de Bakio (W, serie de transición al Flysch Negro): *Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina aperta* (forma primitiva), *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) (?).
- En la serie de brechas de Bermeo: *Mesorbitolina aperta* (forma primitiva).

La edad más probable para toda la macrosecuencia es Albienense inferior (parte final) —tránsito Albienense medio-superior.

Macrosecuencia 2

- En la serie estratigráfica de Armintza se han encontrado ammonites que se han clasificado como: *Tetragonites nautiloides nautiloides* (PICTET), *Kossmatella (Kossmatella) muhlenbecki* (E. FALLOT) y *Pervinquieria gr. inflata* (SOWERBY).
- En una turbidita calcárea de la base del corte de Matxitxako se han identificado *Mesorbitolina minuta*, *Mesorbitolina aperta* (forma primitiva) y *Neorbitolinopsis conulus*.

Para esta macrosecuencia se deduce una edad de Albienense superior, s. str., parte inferior.

Macrosecuencia 3

En la serie de Armintza se ha encontrado, hacia la base, un ejemplar de ammonites atribuible al género *Pervinquieria*, probablemente del grupo inflata (*P. cf. inflata sparsicostata*, BREISTOFFER?); testimoniaría el Albienense superior s. str., parte superior.

Para el conjunto de la macrosecuencia se deduce una edad Albienense superior s. str. (parte superior)-Cenomaniense inferior.

Macrosecuencia 4

Feuillée (1967), en materiales de esta macrosecuencia en el perfil estratigráfico de Armintza a Plentzia, identificó *Rotalipora appenninica* RENZ y *Rotalipora cushmani* MORROW, entre otros microfósiles.

Esta asociación indica una edad de Cenomaniense medio para dicha macrosecuencia.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo fueron financiados en su mayor parte por el II CONGRESO MUNDIAL VASCO, promotor y patrocinador del Taller de Geología: "Sistemas deposicionales en la evolución de márgenes continentales de la Península Ibérica". Los resultados obtenidos constituyen una contribución al Proyecto de Investigación X-86.053: "Análisis secuencial y sistemas deposicionales del ciclo alpino en la Cuenca Vasco-Cantábrica", subvencionado por el Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco.

BIBLIOGRAFÍA

- Boillot, G. (1986): Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, 129: 243-255.
- Deregnaucourt, D. y Boillot, G. (1982): Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *C. R. Ac. Sci. París* (II) 294: 219-222.
- Feuillée, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturias. Essai d'analyse stratigraphique. *Mém. Soc. Géol. France*, 46, 343 p.
- Feuillée, P. y Rat, P. (1971): Structures y Paléogeographies Pyrénéo-Cantabriques. In: "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". Technip. París, 2, V. 1-1 - V.1-48.
- García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. (1983): Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Górliz, Vizcaya). *X Congr. Nac. de Sedim. Menorca-83. Abstracts.*, 3.9-3.12.
- García-Mondéjar, J. y Pujalte, V. (1985): The Black Flysch (Upper Albian-Lower Cenomanian) in the Bay of Arminza, Vizcaya. In: Milá, M.D. y Rosell, J. (Eds.). *6th Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A. Lleida 1985*, Excursión Guidebook, Excursión n.º 9, 313-329.
- García-Mondéjar, J. y Robador, A. (1984): Carbonate slope deposits in the Urgonian of Baquio (Vizcaya, northern Spain). *5th Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S. Marseille*. 1984, 187-188.
- García-Mondéjar, J. y Robador, A. (en prensa): Sedimentación y paleogeografía del Complejo Urgoniano (Aptiense-Albiense) en el área de Bermeo (región Basco-Cantábrica septentrional). *Acta Geol. Hisp.*
- Garrido Megías, A. (1973): *Estudio y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central*. Tesis, Univ. de Granada, 395 p.
- Garrido Megías, A. (1982): Introducción al análisis tectosédimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*. Actas I, 385-402.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- McPherson, J.G., Shamugam, G. y Moiola, R.J. (1987): Fan deltas and braid deltas: similarities and differences. *Intern. Symp. on "Fan Deltas Sedim. Tect. settings"*, 21-22.
- Martínez del Olmo, W. (1984): Un ejemplo actual y reciente de abanico turbidítico profundo: Columbretes Al. *I Congr. Esp. Geol.* 4: 53-75.
- Mathey, B. (1986): *Les flyschs du Crétace supérieur des Pyrénées Basques*. Thèse, Univ. Bourgogne, 403 pp.
- Miall, A.D. (1978): Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other non marine-paralic sedi-mentary basins. *Can. Jour. Earth Sci.*, 15: 1613-1632.
- Moullade, M.; Peybernes, B.; Rey, J. y Saint-Marc, P. (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous mesogean orbitolinids (Foraminiferida). *Jour. Foram. Res.*, 15: 149-158.
- Mutti, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: "Provenance of Arenites", (Zufa, G.G. Ed.). NATO ASI Series (C), vol. 148. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 65-93.
- Peybernes, B. y Souquet, P. (1984): Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Mag.* 121: 397-539.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M. y Hiscott, R. (1986): Deep-Water Facies, Processes and Models: A review and classification scheme for Modern and Ancient sediments. *Earth Sci. Reviews*, 23: 75-174.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Pujalte, V., Robles, S., Fernández-Ortigosa, J.F., Murillas, J. y Ranero, C.R. (1986): La Formación Cabo Villano, un abanico submarino arenoso-conglomerático del Cenomaniense de Vizcaya. *Res. Com. XI Congr. Esp. Sedim.* 140.
- Pujalte, V., Robles, S. y García-Mondéjar, J. (en prensa): Características sedimentológicas y paleogeográficas del Fandelta Albiense de la Formación Monte Grande y sus relaciones con el Flysch negro (Arminza-Górliz, Vizcaya) *Acta Geol. Hisp.*
- Rat, P., Amiot, M., Fouillée, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A. y Salomón, J. (1983): Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son airrière-pays, ses environnements sédimentaires. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 9, 191 pp.
- Robador, A. y García-Mondéjar, J. (en prensa): Caracteres sedimentológicos generales del "Flysch Negro" entre Baquio y Guernica (Albiense superior-Cenomaniense inferior, provincia de Vizcaya). *Acta Geol. Hisp.*
- Robles, S., García Mondéjar, J. y Pujalte, V. (1988): A retreating fan-delta system in the Albian of Biscay, northern Spain: facies analysis and paleotectonics implications. In: "Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic settings". (W. Nemec y R.J. Steel, Eds.) Blackie and Son Ltd., London, 197-211.
- Souquet, P., Debros, E.J., Boirie, J.M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.C., Dol, J., Thieuloy, J.P., Bonnemaison, M., Manivit, H. y Peybernes, B. (1985): Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.* 9: 183-252.