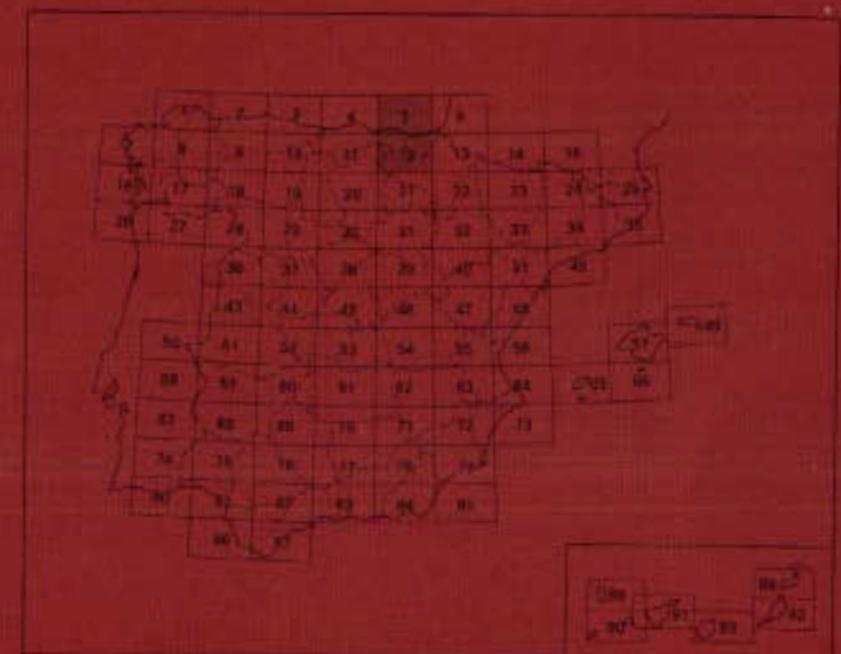




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:200.000

Primera edición



BERMEO/BILBAO



El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

BERMEO/BILBAO

Primera edición

MADRID, 1989

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Stelvio Impresores S.L.
Depósito legal: M-3512-1990
NIPO: 232-89-011-1

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

Para la realización de esta hoja y memoria se han utilizado los datos de las cartografías y memorias de las Hojas E: 1: 50.000 (2^a serie) MAGNA, convenientemente revisadas y adaptadas a la escala del presente trabajo. Asimismo se han aportado los trabajos de carácter sedimentológico, petrológico, micropaleontológico, tectónico y de Laboratorio realizados durante los años, 1983, 1984 y 1985 por los especialistas que figuran a continuación.

Dirección y Supervisión:

V. Gabaldón López (I.T.G.E.)

Autores:

A. Olivé Davo (C.G.S.).	Coordinación. Cartografía y memoria
J. I. Ramirez Merino (C.G.S.).	Cartografía
M. Alvaro López (C.G.S.).	Tectónica y memoria
J. Ramirez del Pozo (C.G.S.).	Micropaleontología y memoria
M. Aguilar Tomás (C.G.S.).	Petrografía y memoria

Colaboradores:

A. Melendez Hevia (Univ. Zaragoza).	Sedimentología del Jurásico, Cretácico superior y Terciario marino. Memoria
Garcia Mondejar J., Pujalte Navarro, V., Garcia Garmilla, F., Badillo Larrieta, J.M., y Fernandez Mendiola, P.A. (Univ. del País Vasco).	Sedimentología del Cretácico inferior. Memoria
Rosell, J., Remacha, E. y Zamorano, M. (Univ. Autónoma Barcelona).	Sedimentología turbiditas Cretácico superior y Terciario. Memoria
Riba Arderiu, O. (Univ. Barcelona)	Terciario Continental
Sanchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Arostegui, J., Ortega, A., Lago, M., Llanos, H., Contreras, M.C., Labarta, C., Larrea, A. y Zuazo J.A. (Univ. País Vasco).	Petrología y geoquímica de rocas ígneas y metamórficas. Memoria

ÍNDICE

1. INTRODUCCION	11
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. PALEOZOICO	13
2.1.1. Pizarras, areniscas grauwackicas y conglomerados (5). Calizas (6). Devonico-Carbonifero	13
2.2. MESOZOICO	14
2.2.1. Triásico	14
2.2.1.1. Areniscas, arcillas. Niveles de conglomerados (7). Facies Buntsandstein	15
2.2.1.2. Dolomias y calizas (8). Muschelkalk	16
2.2.1.3. Arcillas abigarradas y yesos (9). Ofitas (10). Facies Keuper	16
2.2.2. Jurásico	16
2.2.2.1. Dolomias y calizas dolomíticas. Carniolas (11). (Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense)	17
2.2.2.2. Margas y margas calcáreas (12). (Sinemuriense- Pliensbachiente-Toarciente-Aaleniente	17
2.2.2.3. Calizas (13). Aaleniente-Kimmeridgiense	18
2.2.2.4. Calizas arrecifales. Kimmeridgiense (14).	18
2.2.2.5. Calizas; calizas margosas, margas y calizas con nódulos de silex. (Pliensbachiente-Oxfordiente) (15) y calizas, calizas margosas y margas (Rethiense- Oxfordiente) (16)	20
2.2.3. Cretácico inferior	20
2.2.3.1. Arcillas y calizas (17). Portlandiense-Valanginiense inferior. Facies Purbeck	22
2.2.3.2. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas (18). Valanginiense superior Barremiente. Facies Weald	24
2.2.3.3. Arcillas, margas, arenas y calizas (19) Portlandiense- Barremiente	26
2.2.3.4. Areniscas y lutitas (20). Bedouliense	27
2.2.3.5. Complejo carbonatado arrecifal. caliza arrecifal y calcarenitas (21). Bedouliense-Albiense inferior-medio ..	30
2.2.3.6. Calizas margosas y margas, areniscas, limolitas y arcillas (22). Aptiense-Albiense medio	37

2.2.3.7. <i>Arcillas, areniscas y calizas</i> (23). <i>Aptiense</i>	39
2.2.3.8. <i>Arcillas, margas y areniscas</i> (24). <i>Albiense</i>	41
2.2.3.9. <i>Areniscas y arcillas</i> (25). <i>Albiense superior-Cenomaniense inferior</i>	48
2.2.3.10. <i>Calizas</i> (26). <i>Albiense superior-Cenomaniense inferior</i> ...	48
2.2.3.11. <i>Lutitas y areniscas. Flysch negro</i> (27). <i>Albiense-Cenomaniense inferior</i>	49
2.2.3.12. <i>Conglomerados, areniscas y arcillas</i> (28). <i>Albiense-Cenomaniense inferior</i>	54
 2.2.4. Cretácico superior y Paleogeno	55
2.2.4.1. <i>Arenas, calizas y margas</i> (29). <i>Cenomaniense-Coniaciense inferior</i>	58
2.2.4.2. <i>Margas y calizas</i> (30). <i>Coniaciense-Santoniente inferior</i>	59
2.2.4.3. <i>Calizas, calcarenitas y calizas arcillosas</i> (31). <i>Cenomaniense-Santoniente inferior</i>	60
2.2.4.4. <i>Calcarenitas y margas</i> (32). <i>Santoniente medio-superior</i>	60
2.2.4.5. <i>Calizas, margas y arcillas</i> (33). <i>Santoniente superior-Campaniente-Maastrichtiente inferior</i>	60
2.2.4.6. <i>Dolomias y arcillas</i> (34). <i>Maastrichtiente-Paleoceno</i>	62
2.2.4.7. <i>Areniscas conglomeráticas, arcillas y calizas lacustres blanquecinas</i> (35). <i>Eoceno</i>	62
2.2.4.8. <i>Margas y calizas arcillosas</i> (36). <i>Cenomaniense</i>	63
2.2.4.9. <i>Calizas y margas</i> (37). <i>Turoniente inferior</i>	65
2.2.4.10. <i>Margas</i> (38). <i>Turoniente medio-superior y Coniaciense inferior</i>	65
2.2.4.11. <i>Calizas y margas</i> (39). <i>Coniaciense</i>	68
2.2.4.12. <i>Margas y calizas arcillosas</i> (40). <i>Turoniente-Coniaciense inferior-medio</i>	71
2.2.4.13. <i>Margas y margas calcareas</i> (41). <i>Coniaciense superior-Campaniente inferior</i>	73
2.2.4.14. <i>Calcarenitas</i> (42). <i>Santoniente</i>	78
2.2.4.15. <i>Arenas, areniscas y margas arenosas</i> (43). <i>Campaniente superior</i>	78
2.2.4.16. <i>Calcarenitas, margas y arenas</i> (44). <i>Maastrichtiente</i>	80
2.2.4.17. <i>Dolomías</i> (45). <i>Paleoceno inferior-medio (Daniense-Montiense)</i>	83
2.2.4.18. <i>Calcarenitas con Fallotella y arenas</i> (46). <i>Paleoceno superior (Thanetiense)</i>	85

2.2.4.19. <i>Calizas de Alveolinas dolomías y margas</i> (47) <i>Eoceno inferior (ilerdicense)</i>	86
2.2.4.20. <i>Calcarenitas con Nummulites y Alveolinas.</i> <i>Conglomerados y brechas calcáreas</i> (48). <i>Eoceno medio (Luteciense)</i>	87
2.2.4.21. <i>Calcarenitas, calizas arenosas y margas</i> (49). <i>Eoceno medio (Biarritziense)</i>	88
2.2.4.22. <i>Margas y calizas</i> (50). <i>Cenomaniente-Santoniente inferior</i>	89
2.2.4.23. <i>Margas y calizas. Areniscas y pelitas. Turbiditas</i> (51). <i>Santoniente medio-Maastrichtiense inferior</i>	89
2.2.4.24. <i>Complejo vulcano-sedimentario</i> (1, 2, 3 y 4)	94
2.2.4.25. <i>Calizas y calizas margosas</i> (52). <i>Capas rojas.</i> <i>Maastrichtiense-Paleoceno</i>	95
2.3. TERCARIO.....	95
2.3.1. Terciario Marino	95
2.3.1.1. <i>Calizas, margas, areniscas y limotitas, (53, 54, 55, 57).</i> <i>Turbiditas, Paleoceno superior-Eoceno inferior</i>	95
2.3.1.2. <i>Turbiditas terciarias</i> (56). <i>Paleoceno superior-</i> <i>Eoceno inferior</i>	97
2.3.2. Terciario continental (Oligoceno y Mioceno) zona SW	97
2.3.2.1. <i>Oligoceno inferior</i> (Unidad I). <i>Conglomerados, areniscas</i> <i>margas y calizas</i> (58, 59 y 60)	98
2.3.2.2. <i>Oligoceno medio-superior</i> (Unidad II).....	99
2.3.2.2.1. <i>Unidad conglomerática proximal</i> <i>del Borde N. Conglomerados</i> (62)	99
2.3.2.2.2. <i>Unidad intermedia. Borde Norte. Limolitas,</i> <i>areniscas y arcillas</i> (63).....	101
2.3.2.2.3. <i>Unidad de Sta. Gadea-Fontechá. Zona Sur-</i> <i>occidental. Limolitas, areniscas y arcillas</i> (63) ..	101
2.3.2.2.4. <i>Unidad de Añastro. Zona centro-oriental</i> <i>Margas y calizas</i> (64)	102
2.3.2.3. Mioceno (Unidad III).....	102
2.3.2.3.1. <i>Unidad de Castillo-Sopeña. Conglomerados</i> <i>y areniscas</i> (66)	104
2.3.2.3.2. <i>Unidad de Alcedo. Areniscas,</i> <i>limolitas y arcillas</i> (67)	104

2.3.2.3.3. <i>Unidad de Turiso. Arenas limolíticas, margas y calizas arenosas, arcillas y limos</i> (68)	104
2.3.3. Terciario continental (Oligoceno y Mioceno) zona SE	106
2.3.3.1. <i>Yesos con niveles margosos y arcillas rojas</i> (61). <i>Oligoceno inferior</i>	106
2.3.3.2. <i>Yesos, arcillas, calizas, margas y areniscas</i> (65). <i>Oligoceno medio-superior</i>	106
2.3.4. Mioceno y Plioceno	107
2.3.4.1. <i>Conglomerados, areniscas, arcillas y margas</i> (70). <i>Mioceno-Plioceno</i>	107
2.3.4.2. <i>Conglomerados</i> (69). <i>Plioceno</i>	108
2.4. CUATERNARIO	108
2.4.1. Gravas (71). <i>Terrazas. Pleistoceno</i>	108
2.4.2. Cantos con matriz limo-arenosa (72) <i>Glacis. Pleistoceno</i>	108
2.4.3. Cantos, arenas y limos (73). <i>Abanicos y conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno</i>	108
2.4.4. Turberas (74). <i>Holoceno</i>	108
2.4.5. Cantos con matriz arcillosa (75). <i>Coluviones. Holoceno</i>	109
2.4.6. Gravas, arenas y limos (76). <i>Aluviales. Holoceno</i>	109
2.4.7. Arenas (77). <i>Playas. Holoceno</i>	109
3. PETROLOGIA	111
3.1. ROCAS IGNEAS	111
3.1.1. Rocas ofíticas (10)	111
3.1.1.1. <i>Composición química de las ofitas</i>	113
3.1.2. Otras rocas igneas asociadas a la falla de Leiza	114
3.1.3. Magmatismo del Cretácico superior	116
3.1.3.1. <i>Lavas</i> (1)	116
3.1.3.2. <i>Depósitos volcanoclasticos s.l.</i> (2)	121
3.1.3.3. <i>Rocas intrusivas</i> (3)	122
3.1.3.4. <i>Lavas, depósitos volcanoclasticos s.l. y rocas igneas</i> (4)	123
3.2. ROCAS METAMORFICAS	128

3.2.1. Metamorfismo hercinico	129
3.2.2. Metamorfismo alpino	130
4. TECTONICA	135
4.1. EL CICLO HERCINICO	135
4.1.1. Los materiales.....	135
4.1.2. La estructura hercinica	136
4.1.3. Las estructuras tardihercinicas.....	137
4.2. EL CICLO ALPINO	137
4.2.1. Evolución geodinamica durante el Mesozoico	139
4.2.1.1. <i>La etapa pre-rift (Triásico a Jurásico superior)</i>	139
4.2.1.2. <i>La etapa de rifting (Jurásico superior a Cretácico inferior)</i>	140
4.2.1.3. <i>La etapa de apertura oceánica y deriva continental (Albiense superior y Cretácico superior)</i>	141
4.2.2. Tectogenesia alpina	144
4.2.2.1. <i>Zonación tectónica y dominios estructurales</i>	144
4.2.2.2. <i>La compresión</i>	160
4.2.2.3. <i>La distensión</i>	165
4.3. RECAPITULACION Y CONCLUSIONES	166
5. HISTORIA GEOLOGICA	171
6. GEOLOGIA ECONOMICA	197
6.1. MINERIA Y CANTERAS	197
6.2. HIDROGEOLOGIA	197
7. BIBLIOGRAFIA	198

1. INTRODUCCION

La hoja de Bermeo-Bilbao está situada en el Sector Oriental de la Cuenca Cantábrica y comprende parte de las provincias de Vizcaya, Guipuzcoa, Alava y Navarra, así como de Burgos y una pequeña zona de Santander.

Los materiales aflorantes en la misma son paleozoicos (en el ángulo NE, Macizo de Cinco Villas) y fundamentalmente mesozoicos y terciarios, depositados en medio marino, así como terciarios de origen continental en la zona SW.

Las directrices tectónicas dominantes son las ONO-ESE encontrándose la historia geológica de la región ligada al proceso de apertura del Golfo de Vizcaya.

Como complemento de esta Memoria es importante resaltar la existencia de una serie de estudios temáticos que figura como documentación complementaria constituida por:

- Informes sedimentológicos particulares para el Jurásico, Cretácico inferior, Cretácico superior y Terciario marino
- Informe petrológico y geoquímico
- Informe micropaleontológico y bioestratigráfico
- Informe tectónico

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

Se localiza en la zona NE de la hoja, constituyendo el Macizo de Cinco Villas. Este importante afloramiento paleozoico se presenta en este área incompleto, apareciendo solamente los términos más altos, mientras que más hacia el Este las series son más completas, existiendo sedimentos desde el Silúrico al Carbonífero. En la parte del macizo incluida en esta hoja se sitúan como hemos indicado, los términos más altos, que deben pertenecer exclusivamente al Carbonífero, si bien dada la ausencia de argumentos paleontológicos hemos preferido ampliar la unidad hasta los términos superiores del Devónico. También se ha cartografiado como Paleozoico una mancha existente en el ángulo SE de la hoja de Eibar, asociado a la prolongación occidental de la falla de Leiza y que por su similitud litológica y por presentar una esquistosidad notable ha sido asignado tentativamente a esta edad.

Sobre los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas las citas bibliográficas no son muy abundantes, pudiendo destacarse los trabajos de LAMARE, P. (1936), HEDDEBAUT (1970 y 1973), CAMPOS (1979) y las hojas de MAGNA DE San Sebastián, Sumbilla, Vera de Bidasoa y Tolosa.

2.1.1. Pizarras, areniscas grauwackicas y conglomerados (5). Calizas (6). Devonico-Carbonífero.

Constituida por una potente serie fundamentalmente detrítica, en la que alternan de forma irregular niveles de pizarras grises y negras, con esquistosidad y grauwackas; localmente aparecen niveles más gruesos constituidos por conglomerados y brechas. Hacia la parte basal se localiza algún nivel de calizas de aspecto marmóreo.

No se ha podido establecer ninguna columna representativa de esta sucesión; la intensa deformación que ha sufrido, en la que se superponen por lo menos tres fases de plegamiento, así como la ausencia de niveles guía, impiden incluso la exacta apreciación de su espesor que, sin embargo, puede suponerse próximo a los 2000 m.

Los tramos grauvackicos corresponden a rocas compuestas por una fracción de granos de cuarzo estimada en alrededor del 50%, con plagioclásas más o menos alteradas a sericitas (10%), micas (10%) y fragmentos de rocas en proporción superior al 15%. Se reconocen cuarcitas finas, esquistos y pizarras siliceas y micáceas y granos de silice. Los granos suelen ser de tamaño arena fina y presentan contactos de presión-solución, ocasional granulación de los bordes, deformación de macetas (plagioclásas) y flecos de presión. Están trabados por una epimatriz de sericitas y clorita por alteración diagenética de micas, feldespato y fragmentos de rocas lábiles. Su proporción es superior y próxima al 15% del total de la roca por lo que estas se clasifican como grauwackas lítico-feldespáticas.

La textura es granoclástica orientada. Las alteraciones y recristalizaciones observadas pueden considerarse diagenéticas sin que puedan caracterizarse neoformaciones que definan metamorfismo. Se podría estar en zona de ankimetamorfismo.

Los tramos más esquistosos están constituidos por rocas similares a las descritas anteriormente en las que los efectos dinámicos son más patentes, produciéndose granulación y/o formación de mosaicos de los granos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas, así como un mayor recristalización de los minerales micáceos y agregados, con orientación más

pronunciada, desapareciendo la textura granoclástica para pasar a texturas grano-lepidoblásticas o blastosamíticas.

Las pizarras presentan textura lepidoblástica y están formadas por una fracción de granos de cuarzo (0-40%), feldespato potásico en ocasiones y una matriz microcristalina formada por micas detriticas, sericitia y opacos finos.

En muchos casos se observa una orientación bien definida de micas y granos, débilmente modificada por una esquistosidad que produce en ocasiones una fuerte crenulación.

Los niveles conglomeráticos intercalados están constituidos por brechas y conglomerados de cantes cuarcíticos cementados por lutitas muy oscuras. Tienen escasa continuidad lateral y potencias no superiores a los 8-10 m. Los cantes aparecen deformados y son de cuarzo lechoso, cuarcitas blancas, lítitas y pizarras.

Los niveles calizos (6) aparecen como lentejones diseminados de color gris oscuro o negro, con aspecto marmóreo. Al microscopio presentan un mosaico xenotrópico de cristales de calcita con macras polisintéticas de presión, en cristales orientados, formando un cierto bandeadío granulométrico. Contienen abundantes opacos y pirita.

Debido al intenso plegamiento sufrido por la serie es difícil reconocer estructuras y disposiciones sedimentarias originales. De cualquier modo el aspecto general, así como el reconocimiento aislado de algunas capas conteniendo secuencias de Bouma, permitirían asignar, de acuerdo también con consideraciones regionales, el conjunto como depositado en un ambiente de tipo turbidítico o de plataforma externa distal. Hay que señalar, sin embargo, que en el afloramiento ya citado en la hoja de Eibar se han reconocido niveles con *ripples* así como estructuras *flaser* y *linsen* que parecen sugerir un ambiente de deposición más somero, posiblemente sometido a la acción de mareas y oleaje.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. Triásico

Sus niveles basales, junto con los pérmicos, indiferenciables, constituyen el conjunto de sedimentos depositados directamente sobre la penillanura postherciniana, a la que fosilizan. Se atribuyen el Pérmico, en el Macizo de Cinco Villas, algunas formaciones azoicas rojas, que se confunden con el Triás inferior, pero netamente discordantes sobre los materiales involucrados en la orogenesís herciniana.

Contienen areniscas, argilitas rojas de tonos fuertes y brechas mal rodadas con cantos angulosos, heterométricos y de naturaleza variada. Son sus niveles de brechas los que permiten la distinción con los términos que se asocian al Buntsandstein. Las areniscas y argilitas rojas tienen una composición litológica muy parecida a la de ciertos niveles triásicos.

En la vertiente NO. de Cinco Villas no afloran brechas de las que caracterizan al Pérmico. No obstante puede pensarse, aunque resulte improbable, que una parte de los materiales que consideramos como Buntsandstein representan girones dispersos de un Pérmico sobre el que se inicia la sedimentación triásica discordantemente.

A pesar de la ausencia de restos fósiles en la mayor parte de los niveles cartografiados como Triásico, la atribución a ese periodo, de algunos de los términos que describiremos a continuación, es razonable en virtud de su posición y por su absoluta similitud con series así datadas en otros puntos de la región, de España y de Europa occidental. En este aspecto hay acuerdo entre todos los autores que han estudiado esta región, los cuales coinciden al incluir

en el Triás varias formaciones para las que carecemos de criterios definitivos a la hora de establecer su edad.

En el Triás de Cinco Villas se distinguen tres series principales, diferentes entre si y que describiremos por separado:

La serie inferior, detrítica en gran parte, que puede corresponder al Buntsandstein; la serie media, calcárea del Muschelkalk; y la superior, con arcillas abigarradas del Keuper.

No hay publicaciones específicas sobre el Triás de la zona, habiendo sido este estudiado en el contexto de trabajos más generales como los de LAMARE (1936), EWERT (1964) y CAMPOS (1979), así como en las hojas del plan MAGNA de San Sebastian, Sumbilla, Vera de Bidasoa y Tolosa.

2.2.1.1. *Areniscas, arcillas. Niveles de conglomerados* (7). *Facies Buntsandstein.*

Su afloramiento principal se localiza bordeando el macizo de Cinco Villas y su potencia alcanza los 400 m.

La parte inferior está formada por una serie de areniscas de colores rojos, grano medio, algo micáceas y con algunos cantos dispersos, estratificadas en bancos de hasta 1 m. de espesor, que presentan intercalaciones conglomeráticas.

Las areniscas están constituidas fundamentalmente por granos de cuarzo (75%) de morfología subangulosa, fragmentos de roca (24%), generalmente metacuarцитas y pizarras, y una escasa proporción de feldespatos. El esqueleto constituye aproximadamente el 60% de la roca. La matriz es serícita, existiendo asimismo un cemento formado por óxidos de hierro y crecimientos secundarios de los granos de cuarzo. Como estructuras sedimentarias se aprecian laminación cruzada, generalmente de bajo ángulo, así como laminación paralela.

Intercalados con las areniscas existen niveles de conglomerados cuarcíticos de escasa continuidad lateral, forma lenticular y espesor que no suele sobrepasar los 5 m. Los cantos están bien redondeados, su tamaño medio es de 3 a 10 cm. Exteriormente se presentan teñidos y son frecuentes las huellas de presión-solución.

Por encima se sitúa un tramo de areniscas bien estratificadas, de colores rojos o más blanquecinos y más micáceas que las precedentes. Ocionalmente las micas se concentran en niveles.

Petrológicamente son similares a las infrayacentes.

Presentan bases canalizadas, así como cantos blandos, estratificación cruzada de tipo surco, laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela.

Hacia el techo aumenta el contenido en finos, apareciendo niveles delgados de limolitas y arcillas rojas intercalados con las areniscas.

La sucesión termina con un paquete de potencia variable, pero cercana a los 100 m., de arcillas y limolitas rojas dominante y en ocasiones verdes o amarillentas, que esporádicamente pueden tener delgadas intercalaciones de areniscas.

El medio de deposición de esta unidad se puede atribuir, dada la similitud de depósitos que presenta con otras áreas de la Península, a un medio de abanicos aluviales en su tramo inferior, que hacia la parte media de la unidad pasaría a un sistema de llanura aluvial arenosa situada probablemente en la parte media distal de los mismos, evolucionando en el tramo superior hacia una mayor distalidad. No se descarta la posibilidad de que la parte más superior de la unidad presente ciertas características que hagan pensar en retoques mareales

aunque nos ha sido imposible encontrar algún criterio tanto en un sentido como en otro. La ausencia de fósiles en esta formación impide una datación cronoestratigráfica precisa. Sin embargo, tentativamente le atribuimos una edad Triásica inferior, sin descartar la posibilidad, por otro lado demostrada en otras áreas de la Península Ibérica, de que su parte inferior corresponda todavía al Pérmico superior.

2.2.1.2. *Dolomías y calizas* (8). *Muschelkalk*

Son muy escasos en el ámbito de la hoja 1:200.000 los afloramientos referibles a esta unidad. Tan solo en la hoja de S. Sebastian (en su zona meridional), en la de Estella (en el diapiro de Salinas de Oro) y en la de Eulate (diapiro de Maestu) se localizan pequeñas manchas de calizas con Lamelibranquios y dolomías más o menos tableadas con intercalaciones margosas atribuibles a este tramo.

Dada la constancia regional de facies de esta unidad puede asimilarse, con bastante probabilidad, como depositada en ambientes marinos someros.

2.2.1.3. *Arcillas abigarradas y yesos* (9). *Ofitas* (10). *Facies Keuper*

Aflora abundantemente en el ámbito de la hoja, generalmente asociado a manifestaciones diapiricas.

Está formado por arcillas abigarradas de colores rojos, verdosos y ocres, con delgados nivellitos intercalados de limolitas micáceas (9). Presenta asimismo masas evaporíticas asociadas, yesos fundamentalmente, sin que pueda descartarse la existencia en profundidad de cloruros que han podido desaparecer en superficie por el lixiviado. Es frecuente la presencia de minerales autigénicos como Jacintos de Compostela o cuarzos bipirimidos.

Dentro del Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas del tipo ofita (10) de las que se han cartografiado en el mapa las más representativas. El grado de alteración de estos materiales así como la mecanización de los contactos hacen difícil la apreciación de la disposición original de los mismos. Una descripción más detallada de estas rocas se encuentra en el capítulo de petrología (apartado 3.1.1.).

No se ha podido realizar un estudio sedimentológico del Keuper. De manera tentativa, podemos indicar que su deposición probablemente tuvo lugar en zonas litorales del tipo *Sekha*, en condiciones de aridez que permitieran la formación de evaporitas.

Las características azoicas del Keuper no permiten mayor precisión cronoestratigráfica, por lo que atribuimos la formación al Triásico superior.

2.2.2. Jurásico

Los afloramientos jurásicos son escasos en el área correspondiente al mapa 1:200.000 de Bermeo-Bilbao; se encuentran afectados de una intensa deformación y fracturación, se extienden en estrechas bandas de dirección E-O y está limitados en su parte N por importantes fallas y cabalgamientos de la misma dirección.

Se sitúan en el sector centro-oriental en los alrededores de Tolosa, banda Tolosa-Azpeitia, banda de Leitza, Sierra de Aralar y Sierra de S. Miguel, así como en el área de Mundaca, al Norte. En todos estos afloramientos se han realizado perfiles: Regil-Bidania, Monte Uzturre, Ullizar, Areso, Artetzar, Leitza, Gorriztaran, Lekumberri N (Huici) Etxarri-Lecumberri, Nacedero

de Iribas, Madoz. De todos ellos el más completo y en mejores condiciones de afloramiento es el del Nacedero de Iribas que será usado de referencia.

Los trabajos existentes en la Bibliografía no son abundantes, en el tema estratigráfico y/o sedimentológico paleogeográfico, destacan los trabajos de SOLER y JOSE (1971 a y b), RAMIREZ DEL POZO (1971), VILLALOBOS y RAMIREZ DEL POZO (1971), VILLALOBOS (1971), DUVERNOIS, FLOQUET, HUMBERTI (1972) y BULLAR; FEUILLE, FLOQUET (1979).

La serie jurásica puede dividirse en cinco unidades litoestratigráficas (J_1 - J_5) que guardan una cierta similitud con las unidades (formaciones) descritas para otras áreas en la Cordillera Ibérica. Dentro de las unidades diferenciadas se han identificado distintas facies que se agrupan en varias asociaciones de facies que permiten caracterizar los medios de plataforma y sus características ambientales y distribución paleogeográfica.

2.2.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas. Carniolas (11). (Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense).

Esta unidad agrupa a un conjunto litológico constituido por dolomías brechoídes en la base y dolomías, calizas dolomíticas y marmóreas hacia techo que afloran de forma desigual y con potencias muy variables. Presenta un máximo de potencia de 250 m. en Gorriztaran y potencias mucho menores en otros puntos donde el contacto inferior está fallado y solo afloran los tramos superiores (Etxarri y Nacedero de Iribas).

Se diferencian un grupo de facies dolomítico y brechoide, carniolas y brechas sin una ordenación clara de las mismas, que presenta dificultades para su interpretación, pero dada la similitud con áreas de la Cordillera Ibérica puede interpretarse como el resultado de brechificación por colapso de materiales depositados en medios restringidos y/o someros.

Otro grupo de facies engloba a facies bioclásticas y facies laminadas que se ordenan en secuencias métricas de tipo *shallowing upward* correspondientes a ambientes someros de llanura mareal carbonatada.

Un tercer grupo de facies está constituida por calizas bioclásticas y calcareníticas, con bases erosivas, calizas oolíticas o calcarenitas groseras con estratificación cruzada. Esta asociación se interpreta como depósitos energéticos correspondientes a la migración de barras en un conjunto de barras y canales. Contiene lagénidos (*Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Dentalina* sp.), Ostrácodos y restos de Crinoides.

2.2.2.2. Margas y margas calcáreas (12). (Sinemuriense-Pliensbachienne Toaciense-Aalenienne)

Se trata de una unidad homogénea correspondiente a una sucesión de margas y margas con intercalaciones calcáreas hacia techo, con abundantes restos fósiles. Ammonites, Belemnites, Braquiópodos. Contienen también microfilamentos, *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Pseudoglandulina* sp., *lenticulina munsteri* (ROEMER), *Marginulina prima* D' ORB, *Procytheridea sermoisensis* APOST y *P. bucki* BIZON.

Su potencia supera los 100 m. habiéndose medido 110 m. en Iribas y 120 en Gorriztaran. La sucesión litológica está constituida por margas laminadas en la base con fauna, siendo hacia techo biomicritas arcillosas, margas grises y calizas finas nodulosas o finamente calcareníticas hacia techo. Las características de esta sucesión tanto litológicas como faunísticas permiten identificar un ambiente tranquilo de depósito en medios relativamente profundos de plataforma externa.

Hacia techo la aparición de facies bioclásticas y nodulosas con superficies de lavado sugieren una etapa de somerización por progradación de la plataforma.

2.2.2.3. *Calizas (13). Aaleniense-Kimmeridgiense*

En la parte inferior de esta unidad (Aaleniense a Bathoniense) se observa una cierta variedad litológica y textural tratándose de *wackestones* peletoidales, con alto contenido en fauna, con estratificación paralela y ondulada, *wackestones* arcillosos laminados y *packestones* con estratificación cruzada. Su contenido faunístico es fundamentalmente de Ammonites, Belemnites y Braquiópodos.

Se han medido potencias de unos 120 m. en Iribas y Gorriztaran y potencias menores en Huici y Etxarri.

Se distinguen diversas asociaciones de facies. Una primera asociación está constituida por facies finas de *wackestones* arcillosos y laminados con Ammonites, Crinoides, microfilamentos y un cierto contenido en terrígenos finos y algunos nódulos de silex que se interpreta como depósitos de plataforma abierta tranquila de libre circulación.

Otra asociación corresponde a las calizas laminadas y ligeramente bioclásticas con igual contenido faunístico y que corresponde a depósitos en el mismo contexto pero sometido a débiles corrientes de fondo.

Por último la asociación de *wackestones* y *packestones* bioclásticos y con estratificación cruzada corresponde a áreas energéticas del cinturón de barras y canales.

En este tramo se ha reconocido microfilamentos, *Lenticulina* sp., *Vaginulina* sp., *Dentalina* sp., Protoglobigerinas, *Globochaete alpina* LOMB, *Eothrix alpina* LOMB, *Ammobaculites aff. Fontinensis* TERQ. y *A. cornuspira* TERQ.

El tramo superior de esta unidad (Calloviense-Kimmeridgiense) está escasamente representada habiéndose medido aproximadamente 200 m. en Iribas y potencias parciales en Lecumberri, Leitza y Gorriztaran.

Se trata de una sucesión de calizas finas, micritas, pelmicritas y biomicritas recristalizadas y dolomitizadas. Se distinguen dos asociaciones, una primera que agrupa las facies finas, *mudstones peletoidales* y *wackestones* nodulosos correspondientes a ambientes internos o protegidos de depósito de fangos calcáreos. La segunda asociación incluye las facies más calcareníticas con fragmentos bioclásticos y estratificación cruzada. Su alto contenido en fango hace pensar en la relación de las acumulaciones bioclásticas en relación con *mud-mounds* dentro de una plataforma interna. Se han determinado *Lenticulina munsteri* (ROEMER), *L. subalata* REUSS, *Ammobaculites cf. coprolithiformis* (SCHWAG), *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Epistomina* (*Brotzenia* sp.), *Ammodiscus* sp. y *Spiroplectammina* sp. En Larreitxiqui la microfauna es muy abundante en este tramo, habiéndose determinado además de los microfósiles ya citados: *Alveosepta jaccardi* (SCHROEDER), *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN), *Rectocyclammina arrabidensis* RAMALHO, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Kurnubia palastiniensis* HENSON y "Vaginella" striata CAROZZI.

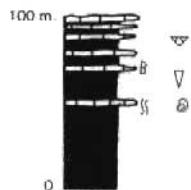
2.2.2.4. *Calizas arrecifales. Kimmeridgiense (14)*

Aflora en el perfil de Iribas, 90 m. y Baraibar con potencia similar. Son calizas recristalizadas con abundantes restos fósiles y bioclásticos. Contienen políperos, algas, lamelibranquios

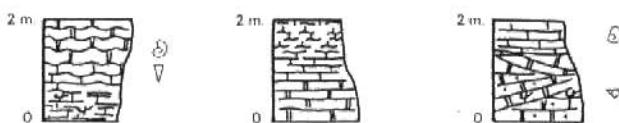
SECUENCIAS DE LA UNIDAD 11



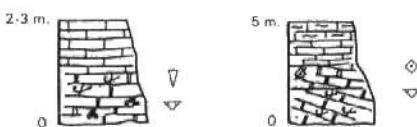
SECUENCIAS DE LA UNIDAD 12



SECUENCIAS DE LA UNIDAD 13



SECUENCIAS DE LA UNIDAD 13



SECUENCIAS DE LA UNIDAD 14



Fig. J.1.- Esquema de las secuencias más frecuentes en las unidades del Jurásico.

corales, etc. y calizas oolíticas masivas. Se han clasificado *Labyrinthina mirabilis* WEYNS, *Trocholina alpina* LEUP, *Pfenderina* sp., *Glomospira* sp. y *Quinqueloculina* sp.

La asociación de todas estas facies corresponden a ambientes energéticos, su carácter de construcción orgánica y de acumulación bioclástica se interpreta como el resultado de crecimiento orgánico *framestone*, y de desarrollo lateral de barras y áreas protegidas de acumulación de lodo.

2.2.2.5. *Calizas, calizas margosas, margas y calizas con nódulos de silex. (Pliensbachense-Oxfordiense) (15); y calizas, calizas margosas y margas (Rethiense-Oxfordiense) (16).*

En la zona de Tolosa y ante la dificultad para la separación de tramos cartográficos se ha representado una unidad comprensiva (15) de litología variada a partir de las dolomías y carniolas del Rethiense.

Por idéntico motivo, en el ángulo suroccidental de la hoja en la zona de Sobrón-Nograro se ha cartografiado todo el Jurásico como una sola unidad comprensiva (16).

2.2.3. Cretácico inferior

a) *Unidades Wealdenses y sus facies*

Bajo la denominación de *Weald* u otras (facies Purbeck, facies Weald, Complejo Purbeck-Weald, Neocomiense, Purbeck-Neocomiense, Wealdense, Wealdico, etc.), se describen en la región Vasco-Cantábrica sedimentos de facies continental, intermedia y marino-restringida del Jurásico superior y Cretácico inferior pre-Aptiense. Existen en la región tres grandes áreas, en cada una de las cuales estos materiales, presentan caracteres particulares (Fig. C.1); a saber:

1. Dominio peri-asturiano (Cantabria, N. de Burgos y N. de Palencia):

Sucesiones de hasta 4.000 m. de potencia, predominantemente areniscosas. Queda fuera del área de estudio, y solo se hará referencia a este dominio en el apartado de paleogeografía.

2. Anticlinorio de Bilbao (Vizcaya, N. de Álava):

Sucesiones también potentes (1850 m. mínimo), formadas mayoritariamente por arcillas negras. Su monotonía hace difícil establecer subdivisiones de valor general, por lo que estas sucesiones han sido colectivamente denominadas Formación de Villaro.

Aflora ampliamente en el núcleo del anticlinorio de Bilbao, entre el río Cadagua y el pueblo de Ceanuri, así como en los núcleos de los anticlinales de Dima, Mandoya y Aramayona. En ninguno de ellos llega a aparecer el muro de la unidad, siendo la potencia máxima observable en superficie de 1850 m.

El primer autor en aplicar el término de *Wealdense* a estos materiales fué SAEZ (1940). Datos posteriores han sido aportados por RAT (1959); RAMIREZ DEL POZO (1969-1971), GARCIA RODRIGO Y FERNANDEZ ALVAREZ (1973), GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL (1982)

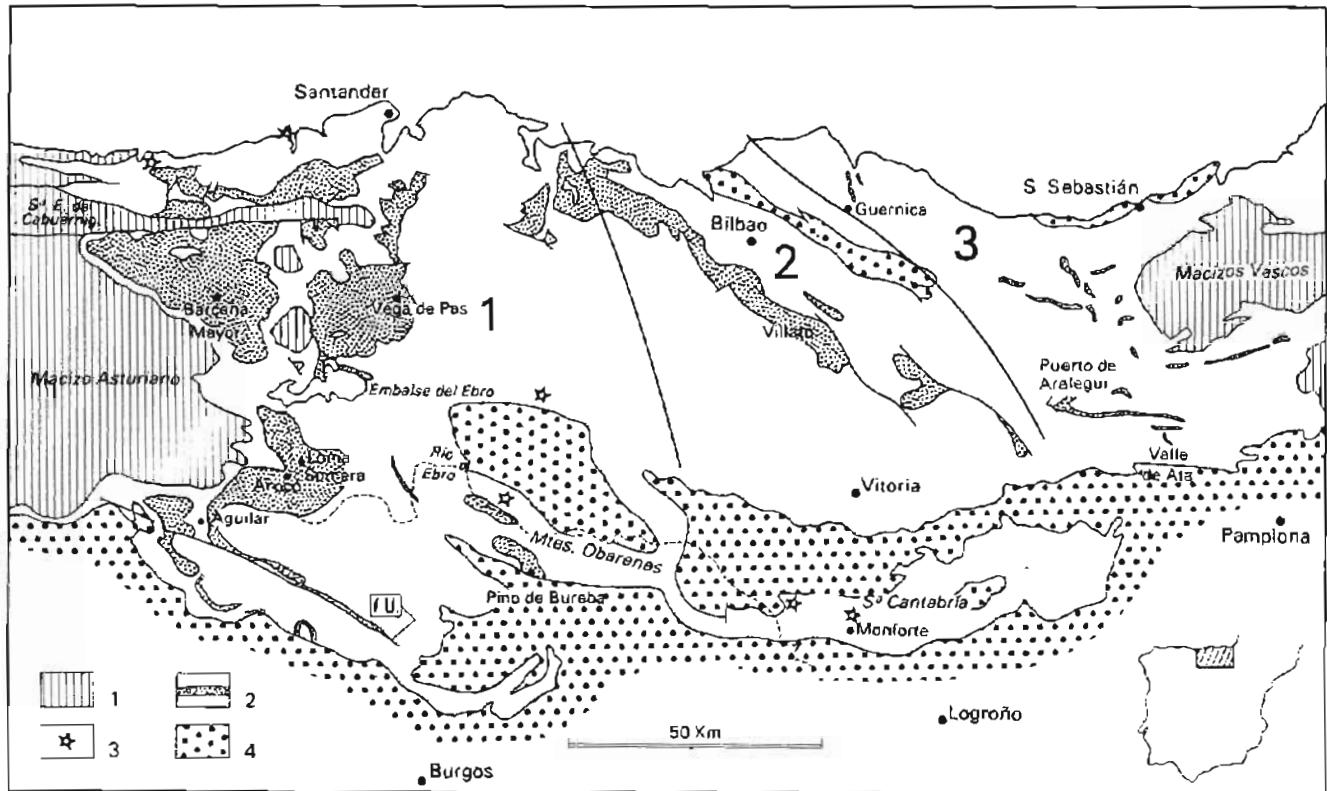


Fig. C.1.- Afloramientos wealdenses de la Región Vasco Cantábrica y dominios principales:

1=Dominio Peri-Asturiano; 2=Anticlinorio de Bilbao; 3=Anticlinorio norte zona de Aralar

GARCIA GARMILLA et al (1983) así como por las hojas geológicas 1:50.000 de la serie MAGNA.

El corte tipo de la formación es el de Castillo Ejejabeitia-Villaro, en el que se pueden distinguir 3 miembros, respectivamente denominados W1, W2 y W3.

3. Anticlinorio Norte, Aureola de Cinco Villas, Sierra de Aralar
(NE de Vizcaya, Guipuzcoa, W de Navarra):

Sucesiones comparativamente delgadas (max. 200 m.), predominantemente carbonatadas. En la Sierra de Aralar (área tipo) se distinguen 2 formaciones distintas. (Fm. del Valle de Ata y Fm. del Puerto de Aralegui) si bien su correlación con el resto de las series del dominio es problemática.

Los primeros datos sobre los materiales Wealdenses del Anticlinorio Norte, Aureola de Cinco Villas y de la Sierra de Aralar se deben a PALACIOS (1915), LAMARE (1927, 1935, 1936) y RAT (1959). Más recientemente, RAMIREZ DEL POZO (1969), SOLER y JOSE (1972 a,b), DUVERNOIS et al (1972) y CAMPOS (1979), aportan datos y precisiones adicionales. La definición de Formaciones fué realizada por PUJALTE (1982), basándose en el documentado trabajo de DUVERNOIS et al (1972) (resumido en FLOQUET et RAT, 1975).

La figura C.2 esquematiza dos sucesiones representativas de Wealdense de la Sierra de Aralar, las del Nacedero de Iribas y Cuevas de Amutxete respectivamente. El infrayacente en ambos casos lo forman calizas masivas, bioclásticas, oolíticas y bioconstruidas del Kimmeridgiense. El techo de estas calizas es neto y está ligeramente karstificado, lo que denota una ruptura sedimentaria en el contacto.

2.2.3.1. *Arcillas y calizas. (17). Portlandiense-Valanginiense inferior.*
Facies Purbeck

En el área del anticlinorio de Bilbao corresponde a la parte basal del corte tipo (Castillo-Ejejabeitia-Villaro).

Se trataría del miembro W₁ (500 m.) que está compuesto en su parte inferior por alternancias de arcillas grises y calizas impuras (generalmente decalcificadas), y contiene abundantes gasterópodos (Glauconias y restos de Ostrácodos). Hacia arriba aparecen arcillas negras con abundantes restos vegetales y bivalvos mal conservados, y algunas intercalaciones de areniscas con laminación cruzada. La litología y fósiles citados sugieren un ambiente deposicional lacustre (aguas dulce-salobres), de baja energía.

No ha sido posible precisar sus límites inferior y superior aunque, dada la potencia de serie aflorante, estimamos que su límite inferior no debe llegar en ningún caso al Portlandiense. La fauna existente corresponde a: *Glauconia strombiformis* VERN., *Glauconia lujani* VERN., *Glauconia helvetica* VERN., *Glauconia* sp., *Darwinula cf. leguminella* (FORBES), *Cypridea* sp. y moldes indeterminables de Ostrácodos.

En el dominio 3 antes citado los sedimentos de Facies Purbeck corresponden en líneas generales con la Formación Valle de Ata de PUJALTE (1982) y está formada por un tramo basal (tramo 1 en Fig. C.2) constituido predominantemente por lutitas que intercalan lentejones impersistentes de calizas micríticas o pisolíticas, y niveles más continuos de dolomías arenosas y areniscas. El tramo 2 lo forman, principalmente, calizas micríticas, de color claro, estratificadas en bancos gruesos. Según DUVERNOIS et al (1972), contienen habitualmente

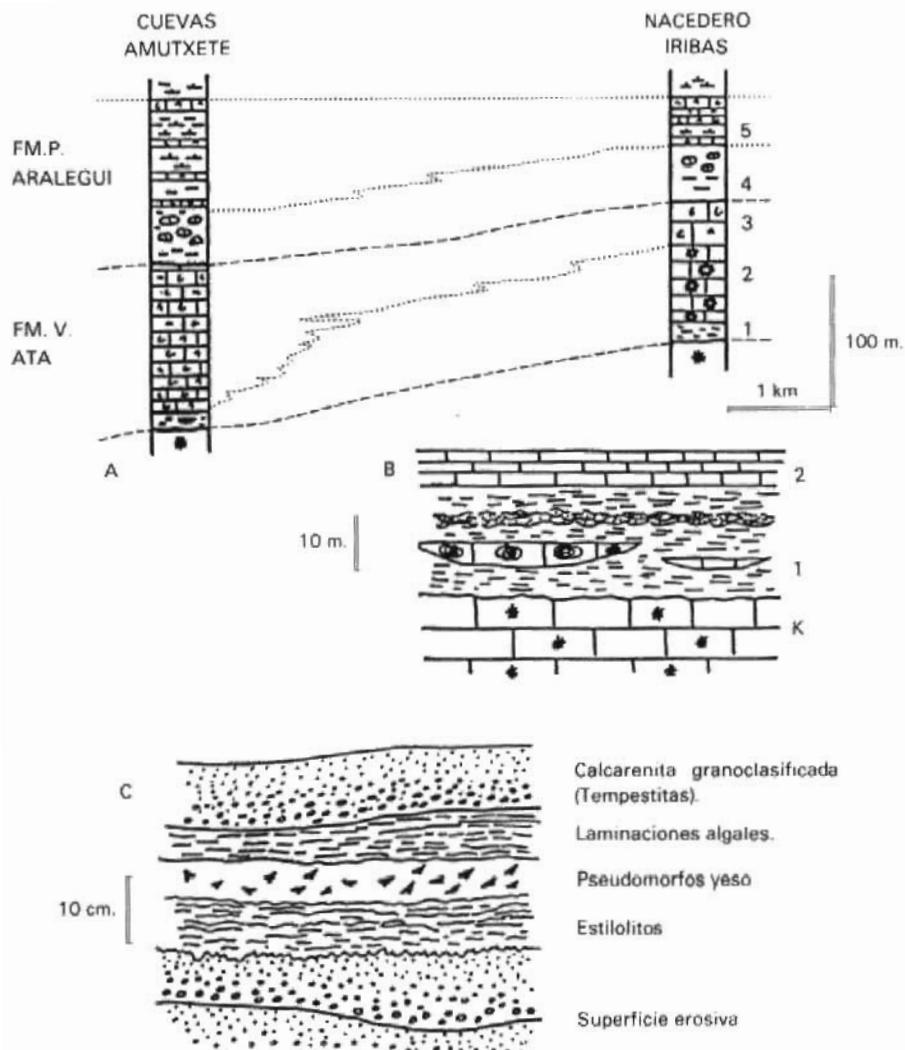


Fig. C.2.- WEALDENSE DE ARALAR (Area tipo): A. Secciones columnares esquemáticas; B: Detalle del contacto entre las calizas arrecifales kimmeridgenses (K) y Fm del Valle de Ata, (1, lutitas, calizas pisolíticas, dolomías arenosas; 2, calizas de sérpulas). C: Facies supramareales (ejemplo observado hacia el techo del tramo 3).

characeas, gasterópodos y bivalvos dulceacuícolas y más esporádicamente, lituólidos, Miliolídos, *Choffatella* y *Clypeina*, indicativos de aguas salobres o saladas. En el corte de Iribas, las calizas muestran rasgos sugerentes de emersión, principalmente fisuras horizontales, verticales y curvas.

El tramo 3 está también formado predominantemente por calizas, ahora de color gris oscuro y muy fosilíferas, principalmente lamelibranquios, gasterópodos y serpulas. DUVERNOIS et al (1972) citan además los microfósiles *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp., *Eggerella* sp., asociación indicativa de condiciones marinas restringidas. Hacia la parte superior del tramo, algunos bancos muestran caracteres indicativos de condiciones inter y supramareales (Fig. C. 2C). Los tramos 2 y 3 son en parte lateralmente equivalentes (cambio lateral de facies), y presentan por ello un desarrollo relativo muy diferencial en Iribas y Amutxete.

Conviene señalar que en la zona de Leiza, llega a presentar facies de calizas con corales, indicativas de condiciones casi marinas.

En el informe micropaleontológico de la Doc. Complementaria se cita en Iribas, en los niveles correspondientes al tramo 1, *Ophthalmidium* sp., *Glomospira* sp., y secciones de Characeas y Ostrácodos, mientras que en los niveles de los tramos 2 y 3 existen además Ataxophragmidos, Serpulas y Ostreidos, lo que indica un carácter marino para dichos niveles asignándolos al Valanginiense inferior medio. En la sección de Larreitxi qui se mencionan además *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) y *Lenticulina* sp.

Por las características litológicas y faunísticas de la unidad atribuimos la génesis de la parte inferior de la misma a ambientes salobres que evolucionan paulatinamente en el sentido de un aumento de la salinidad hasta alcanzar condiciones menos restringidas.

2.2.3.2. *Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas* (18). *Valanginiense superior-Barremiense. Facies Weald.*

Corresponde a los miembros W_2 y W_3 en la zona del Anticlinorio de Bilbao y a la Formación Puerto de Aralegui en el dominio oriental.

El miembro W_2 , el más potente de la Formación de Villaro (1000 m. en el corte tipo), está básicamente constituido por areniscas de grano fino y arcillas negras. Estas se disponen en secuencias negativas de espesor métrico o decamétrico que, de abajo a arriba, constan de: (1) Arcillas negras; (2) Arcillas negras con intercalaciones de areniscas en capas aisladas de 5-30 cm. de espesor; (3) Areniscas con estratificación/laminación cruzada, ripples de oscilación y ocasionalmente canalizaciones. Las arcillas negras contienen regularmente bivalvos de hábitat salobre (*Nuculana*), ostrácodos mal preservados, tallos y tejidos vegetales. Algunos niveles incluyen bivalvos marinos (*Astarte*, *Chlamys*) y, muy localmente aparecen peces bien conservados (TORRES, 1983). En fin, cabe citar la presencia de niveles esporádicos de calizas negras, de 10-30 cms. de espesor, que contienen ostrácodos de agua dulce.

Los rasgos litológicos y faunísticos reseñados sugieren, para el miembro W_2 , un ambiente deposicional relativamente extenso y homogéneo, de baja energía y de salinidad variable. Sobre esta base, cabe postular un medio también lacustre, pero con influencia fluvial más marcada que el de W_1 (aportes arenosos depositados en microdeltas) y, esporádicamente en conexión con el mar.

El miembro W_3 es similar al infrayacente W_2 , del que se diferencia sobre todo por la presencia relativamente frecuente de niveles lumaquélidos de bivalvos, en concentraciones monoespecíficas. En varios ejemplos, prácticamente todas las valvas aparecen en posición de

vida, lo que sugiere una mortandad por causas ambientales (cambios bruscos de temperatura y/o salinidad). Otros casos, sin embargo, representan claramente acumulaciones por corrientes.

RAMIREZ DEL POZO en la hoja MAGNA de Elorrio cita la siguiente microfauna: *Darwinula cf. leguminella* (FORBES), *Fabanella* sp., *Cypridea* sp., *Majungaella nematis* GREK., *Cytheropthon* sp. (*Neocythere*), *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., oogonios de Characeas y secciones de Ostrácodos.

En cuanto a macrofauna ha sido señalada en este tramo (RAMIREZ DEL POZO, 1971) la presencia de *Leda scapha* D' ORB., *Mytilus lineatus* D' ORB. y *M. fittoni* D' ORB., todos ellos correspondientes a una formación semilacustre o deltaica de edad Neocomiense. En especial parece que *M. Fittoni* D'ORB., es característico del Valanginiense.

En el tramo más alto se indica la presencia de *Pirazus valeirae* VERN., *Glauconia strombiformis* VERNS., *Glauconia lujani?* VERN., *Cerithium* sp. y *Venus* sp., que caracterizan una formación de estuario con episodios marinos muy litorales.

En el dominio oriental la F. Weald está constituida por los tramos 4 y 5 (Fig. C.2). El paso del tramo 3 perteneciente a Facies Purbeck y el 4 es abrupto y las características del tramo 4, predominantemente detritico indican una importante variación en las condiciones de sedimentación. Ambos hechos demuestran que este contacto marca un nueva ruptura sedimentaria.

El tramo 4, mejor observable en Amutxete, está formado mayoritariamente por margas arcillosas o arenosas, de colores grises o verdosos, con abundantes nódulos calcáreos irregulares, generalmente interconectados. El aspecto de campo, muy característico, es comparable al de suelos hidromórficos de ambientes palustres. Esta conclusión se refuerza por el estudio de lámina delgada, que revela que los nódulos están constituidos por una matriz micrítico-arcillosa, en la que flotan granos de cuarzo de tamaño limo y algunos girogonitos de characeas. Como litología minoritaria del tramo 4 aparecen arcillas verdes y rojas con intercalaciones areniscosas ocasionales.

El tramo 5, por último está constituido por una alternancia irregular de calizas y arcillas negras. Las calizas son generalmente bioclásticas, con abundantes restos de gasterópodos, lamelibranquios, serpúlidos y ocasionalmente ostreidos. Aparece también algún nivel oncolítico. Las arcillas negras, por su parte, contienen restos vegetales y con frecuencia lamelibranquios (Astarte). Por encima de este tramo, y de modo general, aparecen los primeros horizontes con Orbitolinas, que marcan el comienzo del Complejo Urgoniano.

La fauna que presenta esta unidad es relativamente escasa. Aquí indica PALACIOS (1915) valvas de *Corbula*, y en los niveles arenosos restos de lamelibranquios referibles al género *Unio*. RAMIREZ DEL POZO en su informe micropaleontológico cita en este tramo Characeas y Ostrácodos de habitat salobre-lacustre: *Atopochara trivolis* PECK, *Globator trochiliscoides* GRAMB, *Nodosoclavator* so., *Clavatorites* sp., *Cypridea paulsgrevensis* ANDERS, *C. dolabrata* ANDERS, *C. propunctata* SILV. BRAD, *C. rotundata* ANDERS, *C. menevensis* (ANDERS) y *Darwinula leguminella* (FORBES).

Atribuimos la formación de esta unidad a ambientes continentales de agua dulce en los que las intercalaciones calcáreas, más abundantes hacia el E de la Sierra, representarían depósitos de transición hacia condiciones marinas muy someras, de aguas salobres, tal vez de tipo estuarino. En el sector de Leiza, estas condiciones son las que prevalecieron.

2.2.3.3. *Arcillas, margas, arenas y calizas* (19). *Portlandiense-Barremiense*.

Se han cartografiado como unidad comprensiva de las dos unidades descritas anteriormente, facies Purbeck y Weald, los afloramientos de estos tramos donde la amplitud de recubrimientos hace sumamente dificultoso el dividirla, o bien donde el escaso espesor de la facies Weald tampoco permite las subdivisiones a esta escala.

En la zona de Ereño y Mundaca, al Norte de la hoja, la parte superior de la unidad está formada por margo-calizas apizarradas, limolitas negras, areniscas micaceas algo margosas, cuyo contenido en sustancias ferruginosas le concede tinciones locales pardo-amarillentas, y margas arenosas. Todo el conjunto presenta, de forma indiscriminada y dispersa, inclusiones de oolitos y nódulos calizos y margosos. También abundan en su composición partículas de tamaño limo, mica, cuarzo y pirita.

Ocasionalmente se llegan a intercalar biomicritas arcillosas oscuras y fétidas, a veces recristalizadas. Es constante la presencia de Gasterópodos, Ostracodos, Lamelibranquios, Ataxophragmidos, espícululas y filamentos.

b) *Unidades Urgonianas y sus facies*

El Complejo Urgionario (RAT, 1959) representa un conjunto sedimentario extremadamente potente y variado, de edad aproximada Aptiense-Albiense, que engloba como carácter distintivo calizas con *Toucasia* y *Polyconites*. Se considera aquí límite inferior del mismo la base del episodio terrígeno marino del Aptiense inferior (sistema deposicional de Ganecogorta), y superior el techo de la mayoría de las grandes masas calizas del Albiense (localmente puede llegar hasta el Albiense superior).

El Complejo Urgionario aflora preferentemente en los flancos del anticlinorio de Bilbao, en el núcleo del anticlinorio norte, y en los flancos de los anticlinales del área de Aralar. Presenta una litología dominante carbonatada aunque con abundantes intercalaciones terrígenas. Las calizas con rudistas constituyen potentes masas de poca continuidad lateral, y se distribuyen en altos paleogeográficos con testimonios de diapirismo sinsedimentario. Los terrígenos representan influencias continentales, derivadas de los macizos paleozoicos adyacentes a la cuenca de sedimentación. En las áreas de transición de altos a surcos paleogeográficos se encuentran frecuentemente brechas de clastos calizos, las cuales testimonian la presencia de taludes sinsedimentarios y la actuación de procesos de resedimentación.

Dentro del marco paleogeográfico urgionario de cuenca general epicratónica, se han distinguido ambientes de sedimentación desde continental a marino de surco intraplataforma, pasando por costero, de plataforma terrígena, plataforma carbonatada y arrecifal. Las construcciones calizas más significativas son de tipo *mud-mound*, con multitud de montículos micríticos marcando los bordes de los altos paleogeográficos sobre todo en las unidades correspondientes al Albiense.

Los principales trabajos efectuados previamente sobre los materiales de este área son los de LAMARE (1936), RIOS, ALMELA y GARRIDO (1944), RAT (1959), PERCONIG (1967), RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR (1969), RAMIREZ DEL POZO (1971), DUVERNOIS et al (1972), SOLER (1972), GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ (1973), FLOQUET Y RAT (1975), CAMPOS (1979), SOLER et al (1981), GARCIA-MONDEJAR (1982), GARCIA-MONDEJAR y GARCIA-PASCUAL (1982), FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR (1983), GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE (1983), GARCIA-GARMILLA et al (1983), GARCIA-MONDEJAR y

ROBADOR (1984). Además, todas las memorias explicativas de las hojas geológicas a escala 1:50.000, Plan Magna, abarcadas en el área del trabajo y publicadas hasta el momento.

La estratigrafía a escala del Complejo Urgoniano puede describirse mediante una subdivisión general en *sistemas deposicionales* en el sentido de FISHER y MCGOVEN (1967): "Conjuntos tridimensionales de litofacies, ligadas genéricamente por procesos y ambientes activos (*modernos*) o inferidos (*antiguos*)". En el área de este estudio se han distinguido siete sistemas diferentes (Fig. C-3), de manera que cada uno de ellos responde a condicionamientos tectosedimentarios determinados:

1. Plataforma terrígena de Ganecogorta (*Aptiense inferior*), con validez para caso toda el área de afloramientos.
2. Plataforma carbonatada de Galdames (*Aptiense superior*), con validez para casi toda el área de afloramientos.
3. Plataforma terrígena de Nograro (*Aptiense superior-Albiense medio*), válido esencialmente para el área medidional.
4. Margen arrecifal de Gorbea (*Aptiense superior-Albiense medio*), comprendiendo los macizos de Gorbea, Duranguesado y Aitzgorri.
5. Plataforma-banco carbonatado de Aralar (*Aptiense superior-Albiense medio*), comprendiendo el área de Arañar y valle de Ulzama.
6. Margen -barra arrecifal de Guernica (*Aptiense superior-Albiense medio*), localizado en el anticlinorio norte.
7. Cuenca inter-arrecifal del Bilbao (*Aptiense superior-Albiense medio*), en las áreas de Bilbao y Sinclinorio.

Cada sistema está constituido por una o varias unidades litoestratigráficas, que pueden tener carácter de formación o grupo. El análisis de las mismas permite establecer consideraciones detalladas ambientales y de tectónica sinsedimentaria, dentro del marco general del sistema al que pertenecen.

2.2.3.4. *Areniscas y lutitas* (20). *Bedouliense*

El inicio del Complejo Urgoniano comprende un conjunto de facies mayoritariamente terrígenas, previas a la aparición del primer episodio generalizado de calizas con rudistas. Su espesor oscila entre los aproximadamente 1000 m. del sector del río Mercadillo (NO del anticlinorio de Bilbao) y los aproximadamente 200 m. del sector de Aralar. Constituyen este episodio terrígeno de plataforma marina una formación areniscosa en el Oeste (Ereza) y otra arcillosa en el Este y Norte (Ernaga), que quedan incluidas en la Plataforma terrígena de Ganecogorta.

La formación areniscosa (Fig. C-4) se compone de arenas de grano fino y muy fino, calcáreas, muy bioturbadas y con fauna marina: orbitolinas, erizos, bivalvos (*Astarte sp.*), Ammonites (*Deshaysites sp.*). En la serie al Oeste de Bilbao se encuentra un tramo de arenas con multitud de estratificaciones cruzadas a escala media, planares, de probable origen mareal. Igualmente, intercalados en la masa areniscosa de la unidad se encuentran dos niveles carbonatados discontinuos, preludiando las construcciones carbonatadas posteriores del sistema de Galdames. El inferior solo muestra un pequeño afloramiento al Oeste de

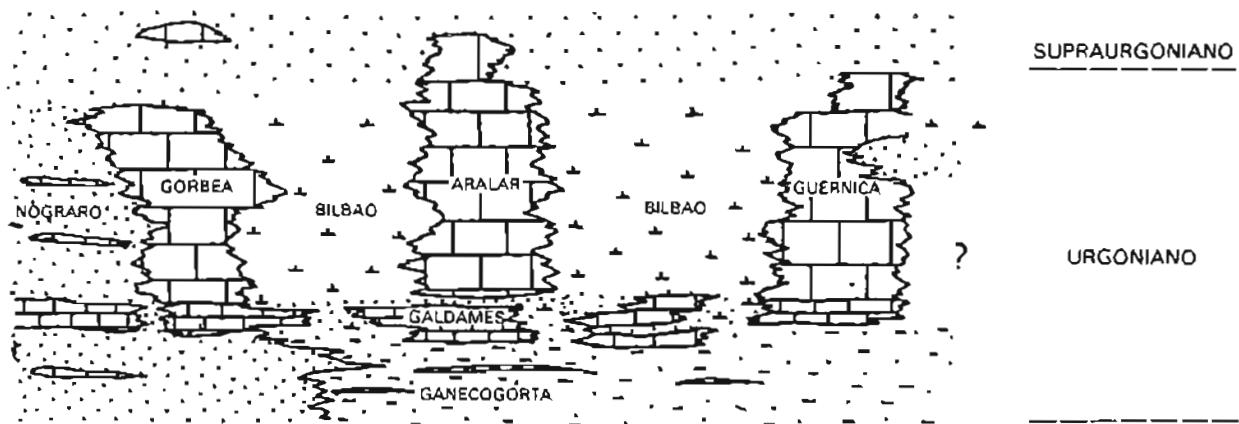


Fig. C.3 - Síntesis gráfica de los siete sistemas deposicionales urgonianos distinguidos en el área. Sin escala ni referencia a sección concreta alguna.

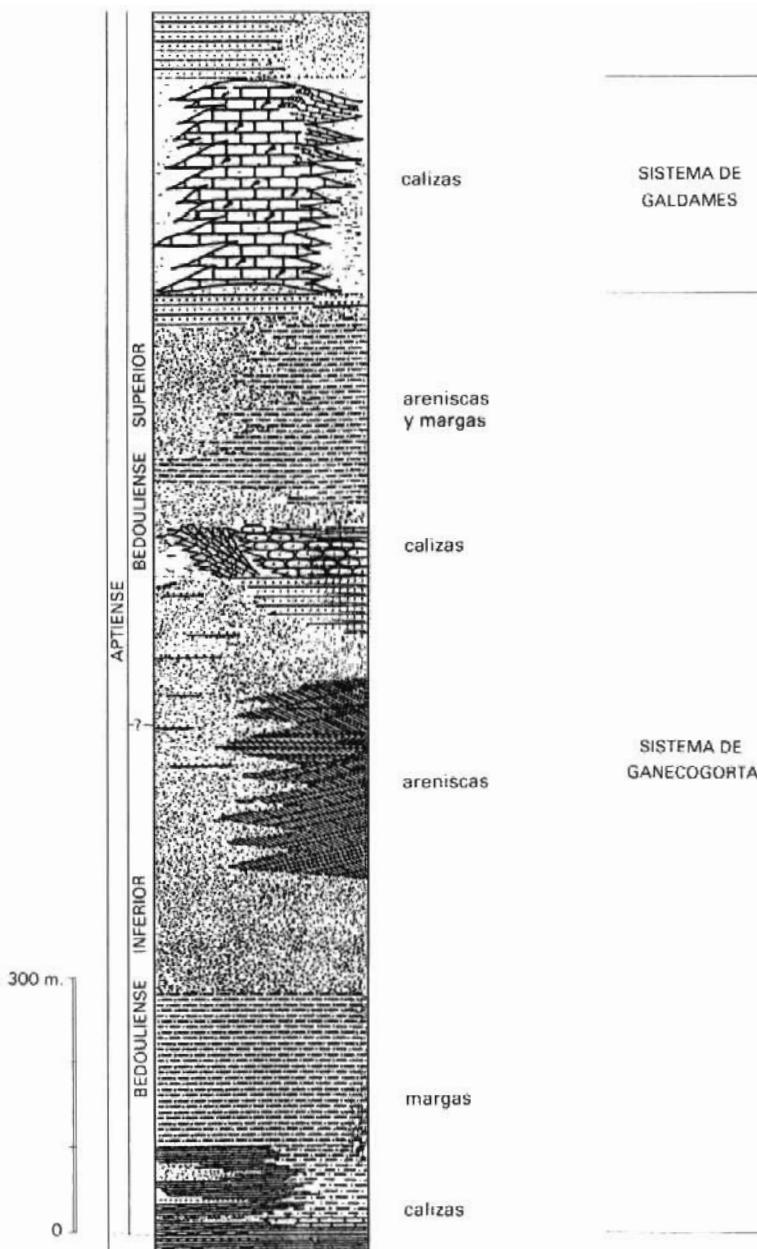


Fig. C.4.- Columna sintética de los sistemas deposicionales de Ganecogorta y Galdames en el área de Bilbao.

Bilbao, y se compone de 5 m. de calizas bioclásticas con fauna marina somera del Bedouliense inferior. El superior mucho más potente y extendido, aparece a modo de parches de diversas litologías: margas con orbitolinas, calizas nodulosas arenosas con ostreidos y esponjas, y calizas urgonianas con rudistas, corales y orbitolinas, conteniendo estructuras métricas de crecimiento de tipo *mud-mound*. La edad de este segundo nivel es Bedouliense superior. Equivalentes a esta unidad por el Sur son los términos basales de la sección urgoniana de Noguero, compuestos por terrígenos areniscosos-conglomeráticos y calizas y margas, de ambiente de transición fluvio-marino.

La formación arcillosa del Norte y Este consta esencialmente de arcillas arenosas, areniscas y calizas arenosas. En el anticlinorio de Bilbao presenta un miembro inferior de arcillas con ostreidos y ammonites; uno intermedio de margocalizas con orbitolinas, y uno superior de arcillas y areniscas con ammonites. En la zona de Aralar, con una potencia muy reducida, la formación es arcillosa y cada vez más calcárea hacia el Este, con ammonites, erizos y ostreidos. En el anticlinorio Norte, finalmente, está compuesta por arcillas (*esquistos con parahoplites*), margas o calizas, según los puntos.

El sistema deposicional de plataforma terrígena de Ganecogorta presenta, en síntesis, cuatro litologías principales: conglomerados (SO del área), areniscas (NE), lutitas (Centro y Este), y margas y calizas (Norte y, de modo discontinuo, en las áreas anteriores). Tal distribución ofrece, pues, una polaridad de decrecimiento de influencia terrígena, de Sur a Norte y de Oeste a Este, definiendo ambientes de transición, plataforma terrígena y, esporádicamente, plataforma carbonatada. Orbitolinidos y otros foraminíferos del episodio calizo superior, tales como *Palorbitolina lenticularis* (BLUENMB.), *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.), *Praeorbitolina wienandsi* (SCHROEDER) y *Mesosbitolina lotzei* (SCHROEDER), (GARCIA-MONDEJAR y GARCIA-PASCUAL, 1982), sugieren una edad Bedouliense superior para la parte superior de sistema.

2.2.3.5. *Complejo carbonatado arrecifal. caliza arrecifal y calcarenitas* (21). *Bedouliense-Albiense inferior-medio.*

Se incluye en este apartado al conjunto de calizas, de gran potencia regional y variable continuidad lateral que en la zona objeto de estudio se pueden agrupar en las siguientes unidades ya citadas anteriormente (Fig. C-3).

- Una plataforma carbonatada inferior presente en toda la zona, si bien no totalmente (P. carbonatada de Galdames).
- Una serie de potentes conjuntos (Gorbea, Duranguesado, Aitzgorri, Aralar y Guernica) también calizos que pueden o no, presentarse sin solución de continuidad sobre la plataforma de Galdames.

A continuación pasamos a describir cada una de estas unidades.

Las calizas en la plataforma carbonatada de Galdames contienen rudistas, corales y orbitolinas, de ambiente marino muy somero, que lateralmente pasan a margas arenosas y a areniscas con ammonites (Fig. C-4). Pueden alcanzar los 200 m. de espesor y su edad es Gargasiense. Son fundamentalmente tabulares, presentando pequeños crecimientos de tipo *mud-mounds* en áreas de tránsito lateral a terrígenos, o a micritas bien estratificadas, así como diversas superficies erosivas canaliformes hacia su parte superior, en ciertos afloramientos.

Los mejores afloramientos se encuentran en el área de Bilbao, donde las calizas han sido intensamente explotadas por contener mineralizaciones de hierro. En algunos puntos se observa predominio de facies micríticas bien estratificadas, con ausencia de microfósiles y juntas de estratificación arcillosas. Lateralmente, dichas facies pueden pasar a calizas con rudistas organizadas en pequeños montículos, observándose como secuencia vertical de construcción de estos caliza micrítica, caliza con corales ramosos y caliza con rudistas. Tal secuencia representa una etapa de somerización local a pequeña escala, de manera que se puede deducir una prosperidad de los rudistas fuera de la zona de contaminación arcillosa causada por suaves corrientes en los pasos inter-montículos. Quizás algunas pequeñas e impersistentes caídas del nivel del mar podrían haber causado las superficies erosivas canaliformes asociadas a estas calizas.

El análisis de microfacies de las calizas ha revelado una riqueza muy grande, tanto en variedad como en cantidad de individuos. Se pueden destacar los siguientes tipos: fragmentos de corales, rudistas, moluscos diversos, equinidos, esponjas, braquiópodos y gasterópodos, miliólidos, foraminíferos diversos y valvulinídos; finalmente, fragmentos de algas rojas (entre ellas solenoporáceas), verdes (dasycladaceas) y otras azules verdes. Se han podido determinar *Hedbergella infracretacea* (GLAES.), *Sabaudia minuta* HOFKER, *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.), *Mesorbitolina parva* (DOUGL.) y *Mesorbitolina minuta* (DOUGL.). Entre los rudistas *Toucasia* y, quizás, *Precaprina*; y entre los ammonites, finalmente, *Parahoplites*.

En la zona centro-meridional de la hoja y en dirección diagonal NW-SE se reconoce un importante conjunto calizo que constituye un margen arrecifal de plataforma señalado por la alineación Duranguesado-Aitzgorri.

El sector del Gorbea, constituido por el macizo del mismo nombre, situado algo al SO de la línea principal de afloramientos del margen arrecifal (Duranguesado-Aitzgorri). Su estratigrafía es relativamente sencilla, ya que consta de una unidad de predominio terrígeno sobre las calizas del episodio de Galdames, una masa caliza principal (Fm. de Itxina), y sendas unidades terrígenas y carbonatadas equivalentes a las anteriores hacia el Este y Oeste, respectivamente. Como rasgo más sobresaliente cabe destacar el dispositivo de plataforma-cuenca que muestran las calizas de Itxina hacia el NO (Fig. C-5), pasando en dicho sentido a facies de superior batimetría a través de un importante talud.

Las calizas de plataforma carbonatada de la cubeta kárstica actual de Itxina, que se presentan subhorizontales, se inclinan considerablemente hacia el NO (*clinoformas*), para finalmente cambiar de facies a lutitas, margas y brechas intraformacionales, horizontalizándose de nuevo. Paralelamente tienen lugar una progradación de litosoma calizo hacia cuenca, dando relaciones estratigráficas diacrónicas. Las facies del interior del banco carbonatado muestran predominio de *mudstones* y *wackestones* de miliólidos. Son frecuentes *mud-mounds* de laguna, con abundantes algas azules-verdes incrustantes (*Bacinella irregularis*, RADOICIC). Ocasionalmente aparecen intercalaciones de bancos de micrita con requiéridos y lamelibranquios planos (*Chondrodonta*). Abundan también las microfacies de pelets fecales y, en ocasiones, se tienen testimonios de suaves corrientes en el interior de la laguna, materializados en forma de laminaciones milimétricas alternantes de micrita y bioclastos de lamelibranquios, las últimas de tipo cruzado. Hacia el borde de la plataforma/banco, se produce un engrosamiento apreciable de la masa caliza, adquiriendo los montículos micríticos su máximo desarrollo. La diversidad fosilífera aumenta a la vez que se enrarecen las micritas con miliólidos. Destacan *floatstones* de requiéridos, *Chondrodonta*, corales masivos

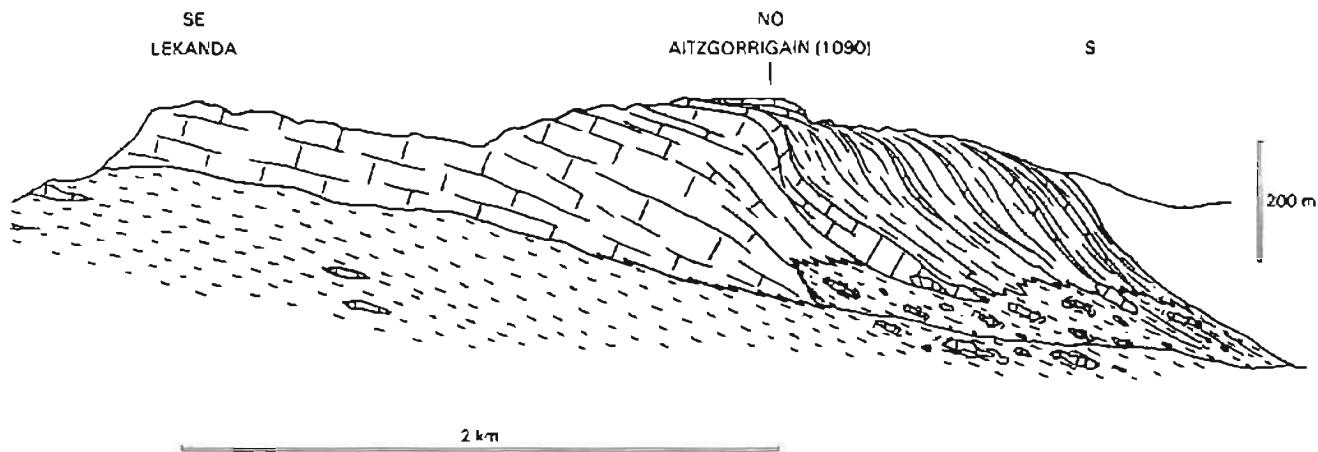


Fig. C.5.- Frente arrecifal de Itxina, en la parte occidental del Macizo del Gorbea.

monopleúridos, radiolitidos, caprinidos, gasterópodos, nerineidos y orbitolinidos. Aparte de las facies micríticas predominantes, se observan también niveles de calizas *grainstones* de bioclastos, que sugieren aguas someras y agitadas. Las clinoformas muestran buzamientos actuales de hasta 60°, que una vez hechas las oportunas correcciones habría que reducir hasta unos 25°. Se componen de calizas micríticas con corales y rudistas, en alternancia con niveles de *grainstone*. Pendientes abajo cambian a brechas de talud, las cuales se intercalan entre margas y calizas margosas, de *cuenca*.

El sector del Duranguesado constituye la parte NO del margen arrecifal. Consta de un gran afloramiento de calizas (Fm. de Aramotz), que alcanza los 1200 m. de potencia de su equivalente terrígeno y carbonatado hacia el Sur y SE, y de un par de masas calizas individualizadas entre materiales de *cuenca* del sistema de Bilbao. La geometría y propia existencia de la masa caliza principal de Aramotz pueden ser interpretadas como el resultado de fallas profundas de zócalo, responsables de la elongación general NO-SE del cuerpo calizo y del frente arrecifal hacia el NE, y de fenómenos halocinéticos sinsedimentarios, creadores de los domos locales de Dima y Aranguio.

En el interior de la sierra de Aramotz son frecuentes los ciclos de margas con corales-calizas con rudistas y corales. En otros puntos abundan, sin embargo, las facies de micrita con requiéridos *floatstones*, que a veces llegan a constituir *reef mounds* (James, 1978), como los cercanos al núcleo del anticlinal de Dima. Dichos montículos presentan una facies de núcleo, masiva, con micrita en la que *flotan* requiéridos, corales, monopleuridos y radiolitidos, y una facies de flanco constituida por calizas estratificadas, con un contenido en macrofauna comparativamente más escaso (rudistas) y abundantes espículas de esponja. Hacia techo de la serie aparecen brechas de grandes clastos calizos y olistolitos, englobados en lutitas negras que rellenan una topografía irregular de calizas infrayacentes. Este importante hecho demuestra la formación de un talud destructivo hacia la mitad superior de la unidad, con resedimentación de materiales en el *surco del sinclinalio*, adyacente por el NE.

El sector de Aitzgorri tiene bastante en común con los de Gorbea y Duranguesado. Destacan en él las grandes construcciones calizas de Zaraya y Aitzgorri (la última con la potencia máxima de calizas de todo el sistema: 2000 m.), las cuales cambian lateralmente a unidades de predominio terrígeno y margoso (Fig. C-6). En su parte central se desarrolló una cuenca inter-arrecifal o ensilladura paleotectónica, cuyo relleno fué esencialmente margoso y lutítico, con episodios diversos de calizas autóctonas y alóctonas brechoides.

En el afloramiento más oriental (Peña Aratz) se observa un desarrollo importante de las calizas micríticas, con biohermos de corales, requiéridos y Chondrodonte, que en la base muestran generalmente *bafflestones* de monopleuridos. Al SE de dicha zona se observa una disminución de espesor de la unidad, a la vez que los niveles carbonatados pierden importancia en favor de los terrígenos. Al NO en cambio, la potencia aumenta considerablemente, alcanzándose la máxima de la unidad cerca de las campas de Urbia. La base de la formación en ese sector presenta una progresiva descontaminación en terrígenos, hasta alcanzar niveles de calizas micríticas con desarrollo de *mud-mounds* que se apilan unos sobre otros. La gran masa caliza está dominada allí por *floatstones* de requiéridos (cuerpos tabulares y montículos), acompañados de niveles alternantes de calizas margo-arenosas con corales masivos. Los afloramientos más occidentales de la unidad (S de Oñate), abarcan aproximadamente hasta la extrema base del Albiense. Un corte en el área de Katabera muestra una parte inferior de *grainstones*, lutitas y calizas micríticas alternando con margosas, y una

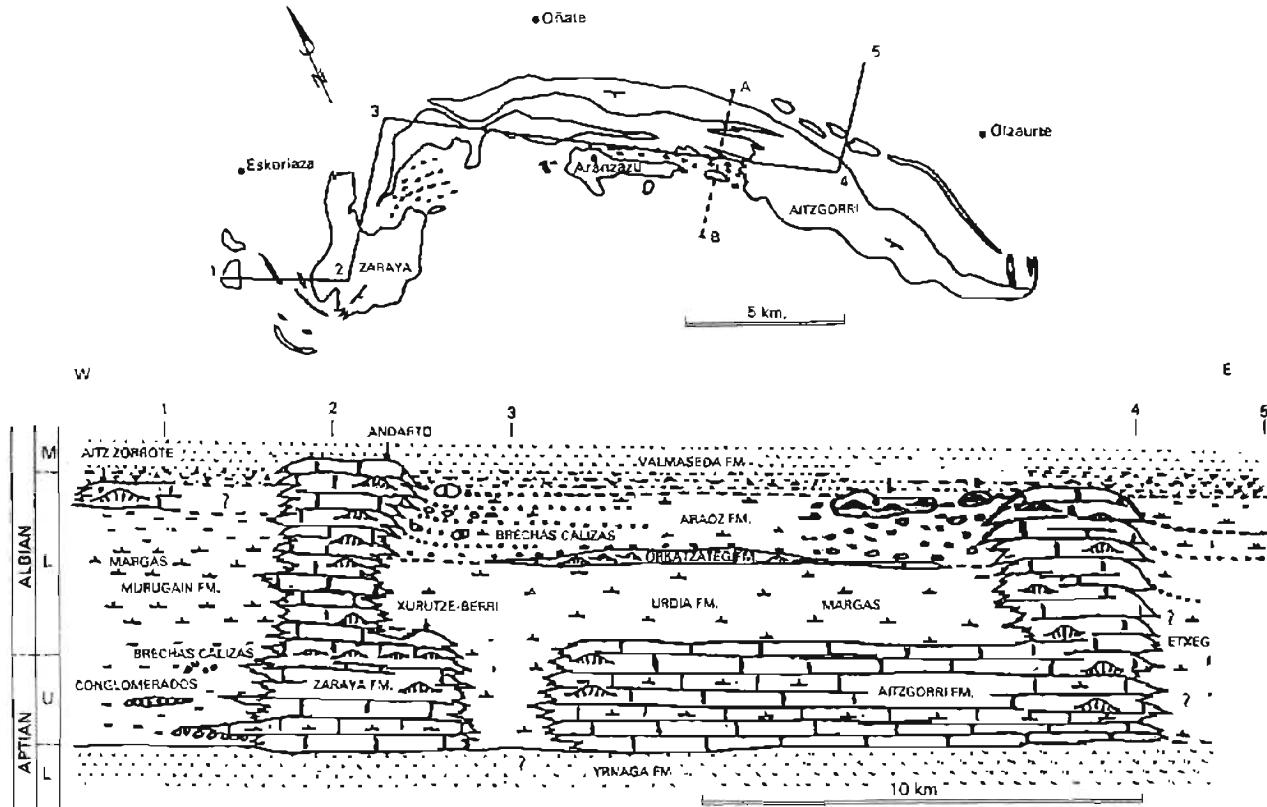


Fig. C.6.- Corte de correlación compuesto del macizo de Aitzgorri.
(Según Fdez. Mendiola y García-Mondejar, 1985).

parte superior de calizas masivas con montículos de micrita. Estas últimas son *wackestones-floatstones* de rudistas, *Chondrodonta* y corales masivos. Mas problemática aparece la evolución de las calizas hacia el E. ya que existe en dicha zona un importante accidente inverso que no deja aflorar el flanco NE del anticlinal de Aitzgorri. En el área de Beunde se ha podido observar únicamente el equivalente lateral de la parte basal de la formación, mostrando el mismo un incremento de materiales terrígenos en relación con el corte de Aratz. Sin embargo, aunque no de una manera directa, si se puede establecer la evolución lateral de las calizas de Aitzgorri hacia el N, ya que sus equivalentes entre Oñate, Legazpi y el puerto de Etxegarate son margas, brechas calizas de talud, lutitas, areniscas y turbiditas.

Al Norte de esta *plataforma con borde arrecifal*, quedaba el surco del sinclinalio de Vizcaya, con dos posibles domos diapiricos creadores de sendos arrecifes pináculo (Lemonia y Udalaitz). Al Sur, el surco alavés o de Vitoria actuaba a modo de *lagoon* abierto al NO, representando el área de *back-reef* donde quedaban atrapados gran parte de los sedimentos terrígenos procedentes del Sur. Las directrices principales de fracturación del zócalo fueron NO—SE y NNE—SSO ambas causantes de las orientaciones del margen arrecifal analizado.

El área de Aralar y Valle de Ulzama presenta los afloramientos urgonianos más orientales de la región vasco-cantábrica. Del mismo modo que quedó establecido para las áreas occidentales, subsidencia diferencial y llegada de aportes terrígenos fueron los factores que determinaron las principales diferencias de espesores y tipos de materiales. Los terrígenos más gruesos se situaron predominantemente al SE, mientras que las grandes masas calizas se circunscribieron al sector de la Sierra de Aralar. Al Oeste de dicho sector se produjo un importante cambio lateral a los materiales de *cuenca* del sistema de Bilbao, quedando la zona de tránsito caracterizada por grandes construcciones arrecifales de tipo mud-reef-mound. La estructuración en altos y surcos paleogeográficos fue de orientaciones principales E—O y NO—SE, coincidentes, en líneas generales, con las directrices mayores del plegamiento alpino en el área.

El sistema deposicional de Aralar puede considerarse formado a través de dos etapas bien diferenciadas (Fig. C-7). La primera correspondió a una situación de plataforma carbonatada con polaridad Oeste, en el transcurso de la cual los mayores espesores se alcanzaron en el Sur. A la vez se produjo una llegada de terrígenos de procedencia meridional, que apenas logró contaminar las áreas menos subsidentes septentrionales. Altos paleogeográficos como los de Oreja-Areso o Lecumberri, reflejos inmediatos de estructuras paleozoicas de los macizos adyacentes y heredados del wealdense, condicionaban aún la sedimentación. Esta etapa, situada en el Aptiense superior-Albiense inferior, significó una continuación de la previa de plataforma carbonatada de Galdames. A partir del Albiense inferior alto, movimientos tectónicos creadores de subsidencia diferencial determinaron la aparición de nuevos surcos como el de Huici, convirtiendo el sistema de Aralar en un banco carbonatado. Se creó también entonces el surco de Echegarate, con sedimentación de talud carbonatado primero y terrígeno después, hecho que supuso la aparición de tránsito de facies más abruptos y bordes destructivos, en la vertiente SO del citado banco carbonatado de Aralar.

La aparición de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) y *Orbitolina* hacia el techo de las calizas (DUVERNOIS et al., 1972), atestigua que las mismas alcanzaron el Albiense superior. En el margen barrera arrecifal de Guernica se reconocen dos principales masas de calizas urgonianas: las de Lequeitio y Arno.

Los afloramientos correspondientes a este sistema deposicional se localizaron a lo largo del núcleo del anticlinorio norte, entre Plencia, al norte de Bilbao, y Tolosa, en la terminación

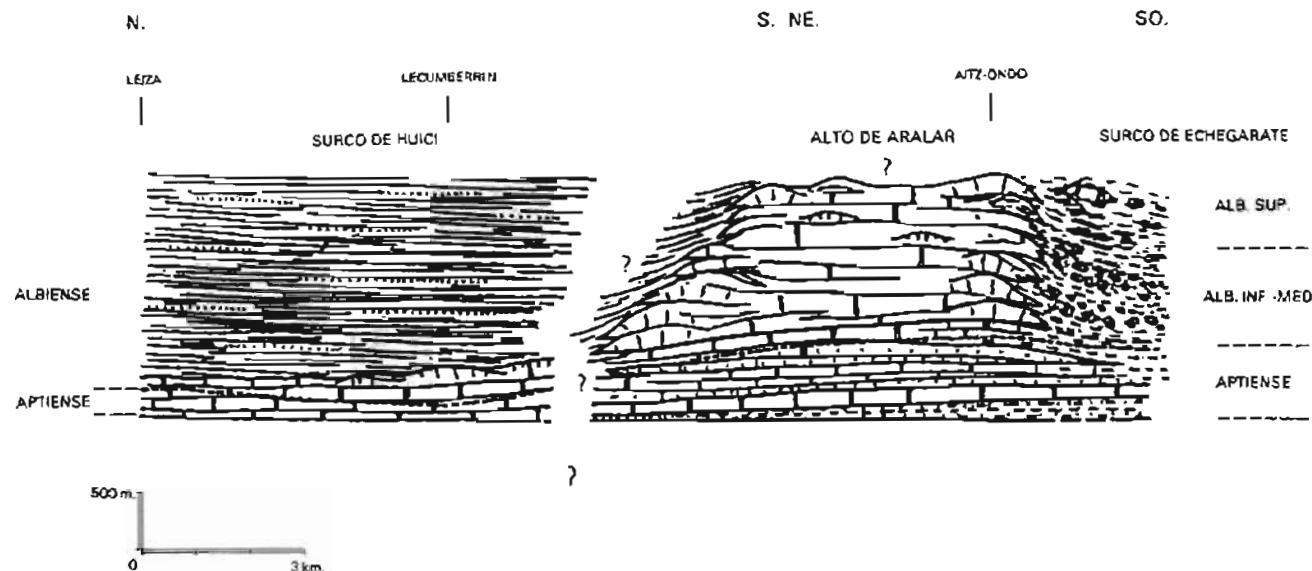


Fig. C.7.- Corte de correlación esquemático del sistema deposicional de Aralar, mostrando los principales tipos de facies y elementos paleoestructurales.

occidental del macizo paleozoico de Cinco Villas. Este sistema tiene bastante similitud con el de Gorbea, tanto en el tipo de controles sedimentarios y depósitos resultantes, como en el marco paleogeográfico en el que se formó. Al menos en ciertos momentos, cuando existían caracteres de margen arrecifal de plataforma mixta, el sistema hubo de ser aproximadamente simétrico del de Gorbea en relación al eje del surco del sinclinalio.

La microfauna más característica de las facies arrecifales está representada por: *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMM) (en la parte baja), *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER (parte baja), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON) (en el Gargasiense inferior), *Orbitolina (M) texana parva* DOUGLASS (Gargasiense inferior), *O. (m.) texana texana* (ROEMER) (Gargasiense-Albiense medio), *Simplorbitolina manasi* CIRY Y RAT (paso Aptiense-Albiense), *Choffatella decipiens* SCHLUMB, (Bedouliense) además de Miliolidos, *Spirolectammina*, *Baccinella irregularis* RADOICIC, *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE (Albiense inferior), *Coscinophragma cribosum* REUSS, etc.

Como cambio lateral de facies de las calizas urgonianas es observable en la zona una litología de calcarenitas.

Se puede constatar su existencia prácticamente en todos los afloramientos de caliza arrecifal apareciendo intercalado a distintos niveles. En la zona de Tolosa, en la terminación meridional del macizo del Arno se hacen dominantes.

Se trata de calcarenitas bioclasticas de grano medio a grueso, estratificadas en bancos de 0,5-1 m. de espesor con fragmentos de Equinídos y Crinoides y que tienen una potencia máxima cifrable entre 300-400 m. Presenta una silificación general y puntualmente pueden englobar nódulos de silex y/o estar dolomitizadas. Las microfacies son variadas, biomicritas, biomicritas limosas, biointramicritas y biointraespáritas, fundamentalmente.

Las capas a menudo tienen la base erosiva, y estratificación cruzada de tipo planar a media y gran escala. Los sets superan a menudo los 2 m. de espesor, con un cierta constancia en las paleocorrientes (hacia el SE en alguna medida local). Los sets dejan entrever algún testimonio de corrientes en sentido opuesto al de progradación de los foresets. El ambiente de formación sería de alta energía, ligado probablemente a corrientes de origen mareal cuya localización superficial pudo haber estado determinada por la existencia de relieves en el fondo marino ocupados por crecimientos carbonatados.

Esta unidad contiene Textularidos como *Tritaxia* sp., Moluscos, Equinodermos, Brizoozoos, Ataxophragmidos como *Cuneolina* sp. y *Everticyclammina greigi* (HENSON), algas como *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE Y Miliolidos. Se le atribuye una edad Aptiense-Albiense.

2.2.3.6. Calizas margosas y margas, areniscas, limolitas y arcillas (22). **Aptiense-Albiense medio.**

En todas la áreas donde afloran las calizas típicas urgonianas y en cambio lateral con ellas, se localiza un conjunto de calizas margosas o arcillosas de color negro azulado, beiges por alteración, de aspecto masivo o estratificadas en bancos gruesos. Pueden presentar intercalaciones de margas limosas.

Al microscopio suelen ser micritas arcillosas y biomicritas, con cierta fracción detritica limosa o arenosa formada fundamentalmente por cuarzo y feldespato, en ocasiones con crecimientos autigénicos y con sulfuros, moscovita y materia orgánica con accesorios.

El ambiente de depósito de esta unidad pararrecifal con condiciones de energía moderada

estaría probablemente ligado a las zonas de sombra de los arrecifes que constituyen la unidad anterior.

La microfauna más característica determinada en esta unidad corresponde fundamentalmente a foraminíferos de concha aglutinada y Ostracódos: *Trochammina obliqua* TAPPAN, *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Eoguttulina anglica* CUSH. y OZANA, *Ammobaculites parvispira* TEN DAM, *Hyperammina gaultina* TENDAM, *Haplophragmoides concavus* CHAPMAN, *Cytherella parallela* REUSS, *Cytherella ovata* ROEMER, *Clithocytheridea aff. brevis* (CORNUEL), *Dolocytheridea intermedia* BOSQ., Espículas, etc.

En esta unidad, de litología variada, hemos incluido los equivalentes meridionales de los sedimentos del Complejo Urgoniano.

En el área de Nograro, (RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS, 1969), describen en la serie conglomerados, areniscas, arcillas carbonosas, lutitas calcáreas y calizas más o menos terri-genas. Los conglomerados y areniscas se disponen tanto en secuencias positivas, atribuibles a rellenos de canal, como negativas, atribuibles a lóbulos de abanico aluvial, dentro de un ambiente general palustre. Este viene atestiguado por las arcillas carbonosas, las cuales presentan estratos finos de areniscas (facies de desbordamiento), e intercalaciones delgadas de calizas con fósiles marinos, que ocasionalmente muestran estructuras de corriente (laminas cruzadas), de origen probablemente mareal. Se habría tratado, por tanto, de un ambiente de llanura costera aluvial, con indentaciones de facies de lóbulo y orla de lóbulo de abanico aluvial, así como de mar somero carbonatado. Los datos paleogeográficos sugieren un área fuente meridional, mientras que la presencia de *Mesorbitolina texana* (ROEMER), *Pseudochoffatella cuvillieri* (DELOFFRE) *Simplorbitolina manasi* (CIRY Y RAT) y *Neorbitolinopsis conulus* (H. DOUVIL) (RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS, 1969), atestigua una edad Gargasiense superior Albiense medio para la sucesión.

La serie de Nograro evoluciona hacia el Norte y Este (surco alavés) a areniscas y lutitas marinas, preferentemente, formadas en una cuenca restringida con carácter reductor de los elementos más finos. Al NO, al Sur de Bilbao, existe un importante porcentaje de terrígenos finos de mar relativamente abierto. Al norte del surco alavés, finalmente, el tránsito lateral es a los materiales de plataforma mixta correspondientes al sistema deposicional de Gorbea. Sobre las formaciones arrecifales, y pudiendo ser en parte cambio lateral de ellas se encuentra en la mitad SW de la zona de estudio un tramo que puede superar los 300 m. de potencia constituido por arcillas gris oscuro a negras, limolíticas y micáceas, con nódulos limoníticos. Pueden presentar intercalaciones de calizas organógenas biohermales (ocasionalmente calcareníticas). Los niveles calizos son de biomicritas con Políperos, Gasterópodos, Rudistos, Briozos y Espongiarios. Los microfósiles determinados son: *Coskinolinella daguini* DELMAS y DELOFFRE, *Orbitolina (M) texana texana* (ROEMER), *Trochammina* sp., *Coscinophragma cribosum* (REUSS), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Dorothia* sp., Algas calcáreas (*Acicularia* sp., *Halimeda* sp.) y Algas Rodofíceas (*Lithophyllum amphiroaeforme* (ROTHPL), *L. rude* LEMOINE y *Agardhiellopsis cretacea* (LEMOINE).

Las arcillas contienen pequeños clastos calcáreos del mismo tipo que las calizas de las intercalaciones, así como productos detriticos silíceos, parte de limo terrígeno y parte de fragmentos de organismos epigenizados (espículas de esponjas y radiolas de Equinodermos). La microfauna determinada es la siguiente: *Eoguttulina anglica* CUSHMAN y OZAWA, *Trochammina obliqua* TAPPAN, *Haplophragmoides cf. latidorstaum* BORN, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Marginulina cf. subcretacea* CUSHMAN y ALEXANDER, *Patellina subcretacea* CUSHMAN y ALEXANDER, *Anomalina complanata* BERTHELIN y *Cytherella cf. ovata* (ROEMER).

Las arcillas de este nivel pueden pasar lateralmente a calizas organógenas biohermales, microcristalinas, masivas, con Rudistas y Briozos (biomicritas) con: *Orbitolina (M) texana texana* (ROEMER), *Trochammina* sp., *Gaudryina cf. alisana* HOFKER, Algas calcáreas (*Acicularia* sp. y *Halimeda* sp.) y Algas Rodoficeas (*Lithophyllum rude* LEMOINE, *Lithophyllum amphiroaeforme* (ROTHLP) y *Agardhiellopsis cretacea* (LEMOINE). Todo este nivel corresponde al Albense Inferior.

2.2.3.7. Arcillas, areniscas y calizas (23). Aptiense.

Tanto en las zonas oriental (Aralar) como occidental (Gorbea) es claramente reconocible un episodio intercalado en la unidad de calizas urgonianas compuesto por términos terrígenos. En otras áreas este episodio es inexistente o tiene escasa entidad.

Se sitúa preferentemente hacia la base del tramo carbonatado, a techo de los sedimentos de la plataforma carbonatada de Galdames y su potencia es variable. Se relaciona con momentos de mayor descarga de terrígenos en la cuenca que dificultan o impiden el crecimiento arrecifal sobre todo en las áreas marginales de la cuenca.

Se trata de arcillas y margas terrígenas con intercalaciones de bancos areniscosos de 0,2 a 0,5 m. de potencia y algunos niveles calizos que se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo de la unidad.

c) Unidades del "Complejo Supraurgoniano" y sus facies

El término de *Complejo Supraurgoniano*, propuesto por RAT (1959), describe en la región Vasco-Cantábrica al potente conjunto de conglomerados, areniscas, lutitas negras, margas esquistosas, calizas y rocas volcánicas, intercalado entre el *Complejo Urgoniano* y los primeros horizontes calizos o margocalizas del Cretácico superior. En un sentido estricto, el apelativo no es del todo correcto, ya que la unidad es en parte equivalente lateral de calizas urgonianas. Ello se debe a que su base es diacrónica, variando según sectores entre el final del Albense inferior y el Albense superior (GARCIA-MONDEJAR, 1982). Sin embargo, para el grueso de la unidad el término es válido y por ello lo mantenemos en esta memoria. Su límite superior tiene un carácter casi sincrónico, situándose hacia el tránsito Cenomanense inferior-medio.

De los estudios que han considerado al complejo Supraurgoniano a nivel regional, merecen destacarse, además del ya citado de RAT (1959), los de VOORT (1963), FEUILLEE (1967) y AGUILAR (1975). Otros trabajos importantes, pero centrados en sectores o aspectos concretos, se indican más adelante, en la descripción de las distintas formaciones.

La subdivisión en formaciones del Complejo Supraurgoniano, paso previo y necesario para el análisis sedimentológico, se ha realizado atendiendo a 2 criterios principales: (1) que las formaciones tengan continuidad de afloramientos, real o presumible; (2) que posean rasgos sedimentarios similares (litología, estructuras sedimentarias, ordenación secuencial, etc.). De este modo, cada una de las formaciones distinguibles representa un único sistema deposicional o, más exactamente, la superposición vertical de los depósitos de un determinado sistema deposicional.

Para la realización del correspondiente esquema litoenestratigráfico (Fig. C-8) se han tenido en cuenta las subdivisiones previas de GARCIA MONDEJAR (1982) y MATHEY (1982), con vistas a evitar duplicaciones innecesarias de nombres.

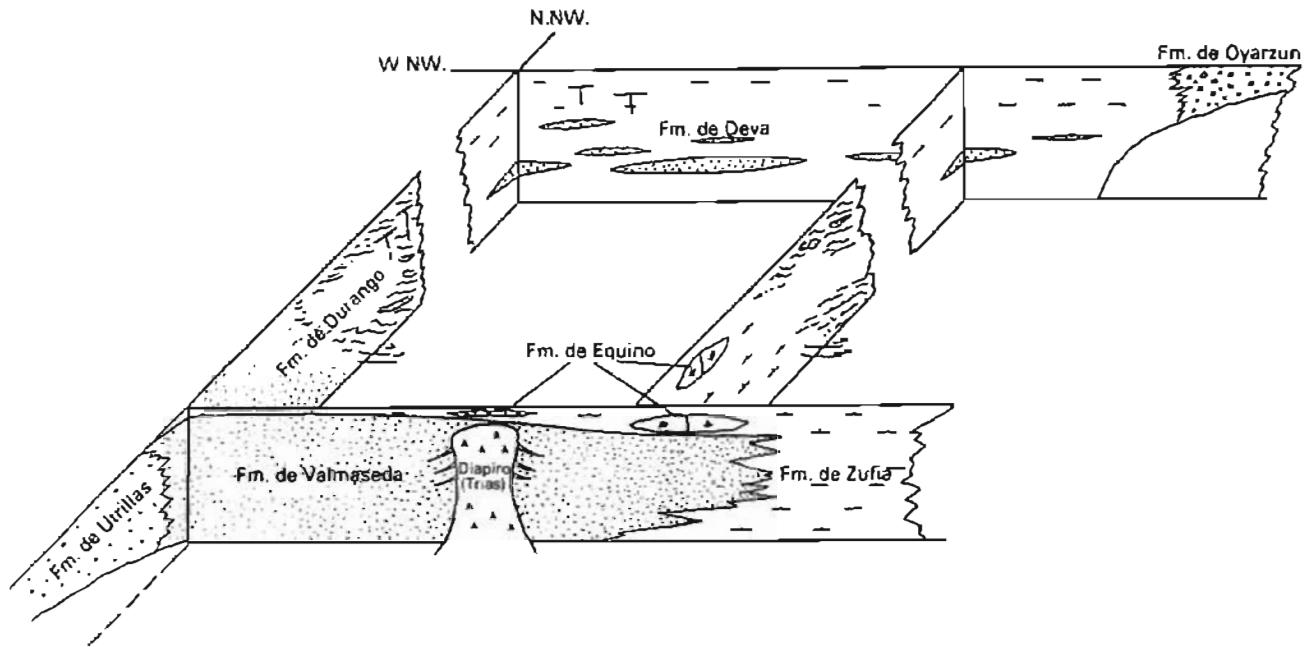


Fig. C.8.- Esquema litoestratigráfico del Complejo Supraurgoniano en el área estudiada.

2.2.3.8. Arcillas, margas y areniscas (24). Albiense.

El conjunto de los materiales supraurgonianos existentes en la mayor parte de esta zona de la Cuenca Cantábrica puede dividirse para su estudio en:

- Flanco Sur del Anticlinorio Vizcaino-Zona de Estella (Formaciones de Zufia y Valmaseda).
- Flanco Norte del Anticlinorio de Bilbao-Zona de Aralar (Formaciones del Alto de Huici y Durango).

La Fm. de Valmaseda representa un sistema deposicional deltaico, la de Zufia uno de plataforma terrígena, la de Huici un ambiente de pie de talud cuenca turbidítica y la de Durango talud.

Fm. de Valmaseda

Los afloramientos de esta unidad se extienden desde aproximadamente la localidad de Eguino hasta los alrededores de Espinosa de los Monteros, en una banda continua, de estructura monocinal buzante al sur. Al ofrecer mayor resistencia a la erosión que los materiales infra y suprayacente, esta banda produce un importante resalte topográfico en el que se localizan algunas de las máximas cotas de la región (Kolitxa, Gorbea, Sierra de Urquilla, etc.). El mejor corte de la unidad, situado además en el área en que esta alcanza su máxima potencia (área de Barambio), es el de la autopista Vasco-Aragonesa (A-68).

En dicho corte, el infrayacente de la formación lo forman depósitos de cuenca urgoniana, integrados por arcillas, arcillas calcáreas y margas de colores gris oscuro que intercalan niveles esporádicos de brechas. La Fm. Valmaseda reposa gradacionalmente sobre estos materiales, y consta principalmente de alternancias de lutitas negras y areniscas, pero incluye también una pequeña proporción de calizas. Estas litologías muestran una ordenación secuencial muy clara, que permiten atribuir a la Fm. de Valmaseda a un ambiente deltaico dominado por mareas.

Se reconocen en efecto diversos tipos y jerarquías de secuencias (fig. C-9). Las de menor rango (1-10 m. de potencia), denominadas secuencias simples, son tanto de tipo negativo como positivo. Las secuencias simples de tipo negativo, que son con mucho las más frecuentes, se interpretan como barras mareas. Su parte inferior está formada por alternancias de areniscas y lutitas arenosas con *ripples* de oscilación y de corriente, laminación paralela y cruzada y estratificación lenticular y *flaser*. La parte superior está principalmente constituida por areniscas (aunque con tapices arcillosos más o menos frecuentes) con estratificación cruzada, generalmente de tipo sigmoidal. Según el desarrollo relativo de la zona de alternancias (*orla*) y de areniscas (*cuerpo*) se han distinguido barras distales, intermedias y proximales.

Las secuencias simples de carácter positivo, que aparecen más esporádicamente y únicamente en el tercio central de la sucesión, se interpretan como depósitos de canal distribuidor. Aparecen generalmente como un litosoma arenoso, de base neta y frecuentemente erosiva, y techo plano, directamente recubierto por lutitas negras. Las estratificaciones cruzadas son sus estructuras más frecuentes.

Las secuencias simples pueden aparecer aisladas, pero con mayor frecuencia constituyen parte de secuencias de mayor jerarquía, i.e., secuencias de secuencias, que denominamos

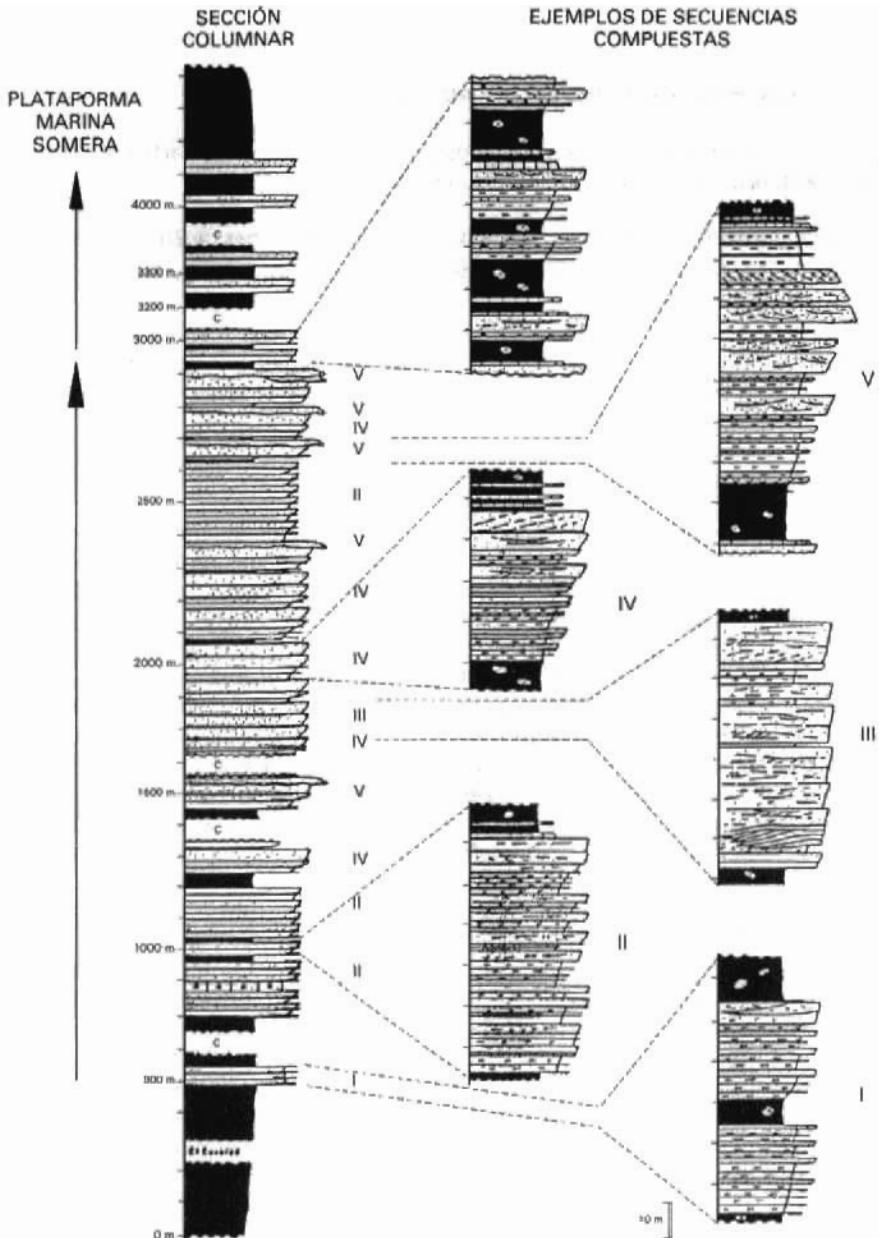


Fig. C.9.- Sección columnar esquemática de la Fm. de Valmaseda en el Corte de Barambio, con ejemplos de los distintos tipos de secuencias compuestas.

"secuencias compuestas". Estas aparecen separadas por paquetes de 5 a 40 m. de espesor de lutitas negras masivas, con nódulos sideríticos que a veces intercalan calizas bioclásticas de hasta 1 m. de espesor. Aunque en muy baja proporción las lutitas negras contienen fósiles de mar abierto, con equiníndos y ammonites, que demuestran que estos paquetes representan una facies holomarina que recurre a lo largo de la sucesión, indicando repetidas transgresiones del mar a la zona deltaica. Al techo de las secuencias compuestas aparece en la mayoría de los casos un nivel relativamente delgado (10 cm-1m) de areniscas calcáreas o calcarenitas arenosas, muy fosilíferas (orbitolinas, ostreidos, lamelibranchios, rudistas, corales solitarios y coloniales, nerineidos, etc.), que representan depósitos de la fase de abandono deltaico previa a cada transgresión. De este modo, las secuencias compuestas registran la historia de la evolución de un lóbulo deltaico.

Se pueden distinguir 5 tipos de secuencias compuestas (Fig. C-9). Estos son: Tipo I: Formada principal o exclusivamente por barras distales; Tipo II: Formada principal o exclusivamente, por barras intermedias; Tipo III: Formada principal o exclusivamente por barras proximales; tipo IV: Formada por barras distales en su parte inferior e intermedias/proximales en la superior; tipo V: Formada por barras en su parte inferior y canales en la superior. De este modo las secuencias compuestas Tipo I, II y III reflejan períodos de equilibrio (sedimentación = subsidencia) respectivamente en posiciones distales, intermedias o proximales del frente deltaico, en tanto los tipos IV y V, claramente progradacionales, denotan etapas en que la tasa de sedimentación superó a la de subsidencia.

El análisis del perfil completo de la sucesión (fig. C-9) revela dos fases principales en la evolución del sistema deltaico. La inferior que comprende aproximadamente hasta el m. 2.900 de la columna, es de tendencia general regresiva, probablemente por reactivación del relieve del área fuente. En el resto del corte, la sucesión muestra una pauta tránsgresiva que puede deberse bien al retardo en la llegada de terrígenos por degradación del área fuente, bien a una elevación del nivel del mar o a una combinación de ambos factores.

La unidad ha sido también estudiada en los cortes de Valmaseda y Altube. En el primero de ellos la organización general es comparable al de Barambio, pero la proporción de facies finas (lutitas) es muy superior, claro índice de que el sector de Valmaseda ocupó en el sistema deltaico una posición más distal o marginal. El corte de Altube, situado en la periferia del diapiro triásico de Murgía, es interesante por cuanto demuestra la influencia de la halocinesis del tránsito sobre la sedimentación deltaica. En efecto, en este corte la potencia de la sucesión es muy reducida, el desarrollo de las secuencias deltaicas es más limitado, y aparecen con frecuencia bancos de calizas bioclásticas (de hasta 7 m. de potencia). Todo ello indica que el diapiro era ya activo durante la evolución del delta.

En la hoja MAGNA de Landaco RAMIREZ DEL POZO cita la siguiente microfauna: *Orbitolina* (M) *texana texana* (ROEM.), *Lithophyllum rude* LEMOINE, *Cytherella ovata* (ROEM.), *Trochammina obliqua* TAPP., *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Ammobaculites parvispira* TEM DAM, *Flabellammina alexanderi* CUSHM., *Dolocytheridea bosquetiana* (JONES e HINDE), *Thalmanninella tiginensis* (GANDOLFI), Gasterópodos, Ostreidos y restos de Equinodermos.

Fm. de Zufia

El corte tipo de la unidad se encuentra cerca de Estella, donde alcanza un espesor mínimo (no aflora el muro) de 1700 m. Los 400 m. inferiores de la sucesión están formados predominantemente por lutitas calcáreas y margas gris azuladas, arenosas y limosas, muy micáceas, con

frecuentes concreciones ferruginosas. Aparecen también, aunque muy esporádicamente, areniscas silíceas en capas discontinuas de hasta 10 cm. de espesor, con estratificación hummocky, que se interpretan como capas de tormenta. La fauna es abundante, sobre todo orbitolinas, y en menor proporción, ostreidos, lamelibranquios, equinodermos y ammonites, que permiten datar el tramo como Albiense superior, parte media (WIEDMANN, 1979). Hacia arriba en el corte el contenido en terrígenos decrece, aunque de manera muy gradual y con algunas recurrencias pasan progresivamente a las alternancias de calizas y margas del Cenomaniano medio-superior.

Además de en el sector de Estella, la Fm. de Zufia se reconoce en el Valle de la Barranca, si bien con espesores más reducidos (unos centenares de metros). Aproximadamente en el límite entre Navarra y Álava, empieza a ser lateralmente sustituida por la Fm. de Valmaseda. Sin embargo, la parte superior de la Fm. de Zufia se prolonga todavía más hacia el NW, al menos hasta el borde oeste de la hoja 1:200.000 de Bilbao, Bermeo.

Fm. del Alto de Huici

La definición de esta formación fué realizada por GARCIA MONDEJAR (1982) a partir de los conocidos afloramientos existentes en ambas vertientes del corte de Huici (carretera de Leiza a Lecumberri). Los nuevos reconocimientos efectuados han demostrado que el corte de Lizarrusti es más completo y adecuado como estratotipo, pero se ha preferido no cambiar el topónimo de la formación para restringir al máximo la introducción de nuevos términos. En el Alto de Huici la unidad está formada por una monótona alternancia de pizarras negras y areniscas calcáreas de grano fino. Las pizarras son de colores negros o gris oscuro, y contienen habitualmente pirita, tanto diseminada como en cubos de hasta 4 cm. de arista. Estos caracteres, junto con la casi ausencia de bioturbación, sugieren condiciones euxínicas. Las areniscas calcáreas (generalmente descalcificadas) presentan rasgos turbidíticos, sobre todo secuencias de Bouma incompletas tipo Tbc o Tc. Aparecen siempre en capas delgadas (hasta 10 cm.), con una frecuencia de 1 o 2 capas por metro. En este corte la serie aparece muy tectonizada, siendo imposible estimar su potencia, pero no debe ser inferior en todo caso a unos centenares de metros.

El corte de Lizarrusti, en la carretera de Beasain a Echarri-Aranaz, es más completo e ilustrativo. La parte inferior de la formación (m. 900 a 1.500 del corte; Fig. C.10) es idéntica a la observada en el alto de Huici. Entre los metros 1.600 a 2.700 de la serie existen areniscas turbidíticas relativamente gruesas (50 cm-1 m) que llenan pequeños canales, mientras las lutitas negras aparecen con frecuencia eslumpizadas y engloban clastos de areniscas, calizas urgonianas y siderita. La parte superior del corte presenta caracteres similares pero, además, incluye olistolitos de calizas arrecifales de gran tamaño, algunos incluso cartografiados a 1:50.000.

Sobre la base de estos datos, y como se señala más arriba, la Fm. del Alto de Huici se atribuye a un ambiente de pie de talud/cuenca turbidítica (los m. 900-1.500 del Corte de Lizarrusti) y de talud sensu stricto. Así, la sucesión vertical de facies presenta una pauta general programante, indicativa del avance del talud sobre la zona de cuenca.

Fm. de Durango

La unidad se extiende desde Bilbao hasta, por lo menos, Elorrio, pasando entonces lateral y gradualmente hacia el SE a la del alto de Huici. Su mejor corte es del de la ría de Asua, al N

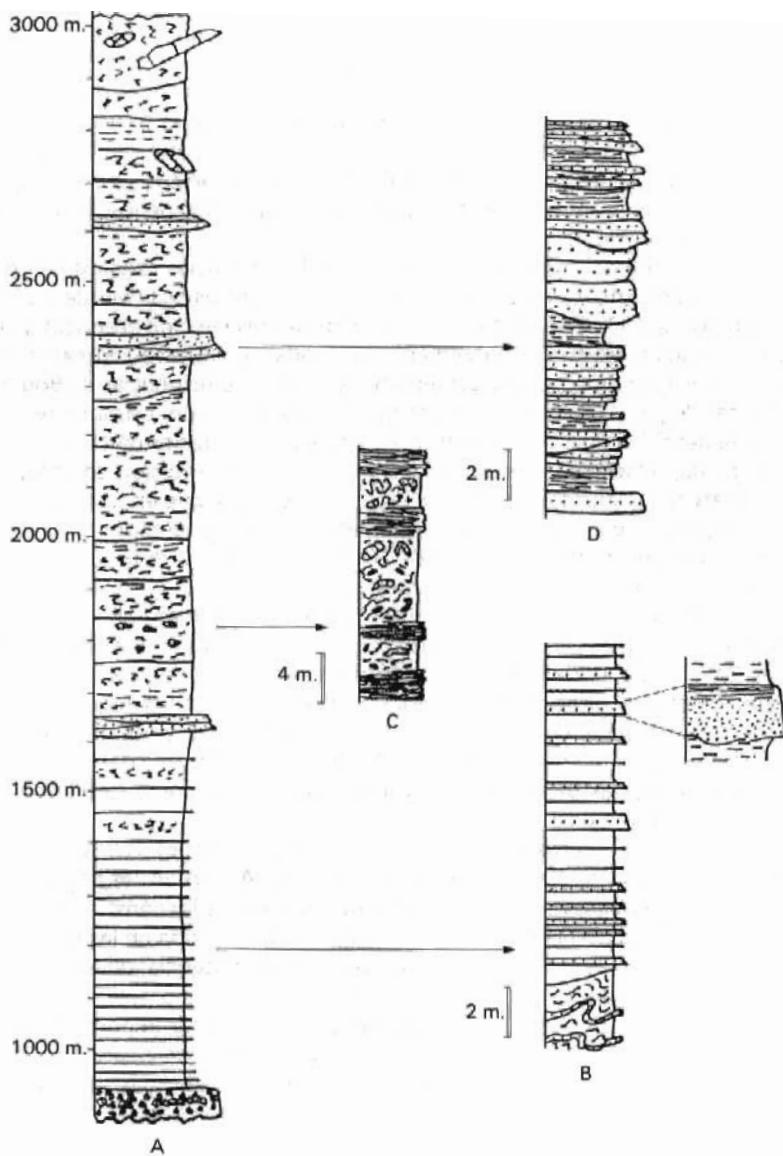


Fig. C.10.- Sección columnar esquemática de la Fm. del Alto de Huici, en el corte de Lizarrusti.

de Bilbao, cuyo análisis sedimentológico ha sido completado con un estudio micropaleontológico, realizado por RAMIREZ DEL POZO, cuyos datos se encuentran en la documentación complementaria. Destacaremos del mismo que (1), la edad de la sucesión es Albiense medio-Albiense terminal; y (2) la asociación faunística es indicativa de aguas someras.

En el corte de Asua la formación reposa sobre arcillas calcáreas y margas de cuenca urgogniana (*Margas de Bilbao*), que aparecen cortadas por diques volcánicos. La sucesión suprargniana está integrada predominantemente por areniscas y lutitas negras, diferenciándose en la misma tres tramos (Fig. C.11).

El rasgo más prominente del tramo 1, es la presencia de secuencias canalizadas complejas, formadas por empilamiento y amalgamación de varias secuencias positivas de 1 a 20 cm. de espesor individual (Fig. C11 B). La litofacies principal de las mismas, son areniscas gruesas, de estratificación irregular, masivas o pobemente laminadas, y areniscas en capas de 30-50 cms., más continuas lateralmente, que presentan regularmente secuencias de Bouma más o menos completas (Fig. C. 11B, 1, 2, 3). Ambos tipos de areniscas son, claramente, depósitos de corrientes de densidad de alta concentración, y representan facies de canal activo. Otra litofacies observada, relacionada vertical y lateralmente con la anterior, consta de rápidas alternancias de areniscas y lutitas negras. Las capas de areniscas, que en general no superan los 10 cms. de espesor, tienen una marcada geometría lenticular, debido sobre todo a que sus techos conservan una morfología de *ripple*. Se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez diluidas, acumulados en márgenes de canal.

Envolviendo a las facies de canal, aparecen lutitas negras, generalmente limolíticas o arenosas, muy micáceas y algo calcáreas. Intercalan, de manera irregular, areniscas turbidíticas delgadas tipo Tb-c o Tc (Fig. C-11 B 5), o plaquetas estratiformes de siderita. Aparecen, en fin, facies resedimentadas, principalmente depósitos caóticos de lutitas negras, fuertemente contorsionados y con frecuentes pseudonódulos de siderita, bloques de arenisca y a veces estratos areniscosos fuertemente replegados. En los 60 m. inferiores del tramo aparecen además, con frecuencia, clastos y bloques de calizas coralinas, así como turbiditas calcáreas (*brechas basales* en Fig. C-11, A).

El tramo 2 (m 550 al 900, aproximadamente) las litologías y facies son semejantes a las descritas, pero su proporción relativa es bastante diferente. Así, las lutitas negras son ahora mucho más abundantes que las areniscas, y las facies resedimentadas constituyen por si solas casi el 50% del tramo (Fig. C-11). Otra diferencia significativa estriba en las facies canalizadas, representadas aquí por canales simples, de hasta 6 m. de potencia, rellenos casi exclusivamente por areniscas masivas.

El tramo 3 de la sucesión, por último, está caracterizado por incluir importantes intercalaciones volcánicas, sobre todo rocas piroclásticas, y más aisladamente coladas basálticas con pillow-lavas. Por lo demás, las características de sus rocas sedimentarias son similares a las del tramo 2, si acaso con un aumento del contenido en carbonato de las lutitas negras, sobre todo en su parte superior.

Como se indicó anteriormente, la Fm. de Durango se interpreta como un sistema deposicional de talud, sobre todo por la abundancia de fenómenos de resedimentación, la frecuencia de areniscas depositadas por flujos gravitacionales y la ausencia de estructuras atribuibles a corrientes de oleaje o mareas. La existencia de una asociación faunística de aguas someras no contradice esta interpretación, por cuanto puede explicarse precisamente como resultado de la resedimentación, pero su presencia es importante, por cuanto demuestra la proximidad de los ambientes someros al área deposicional. El tramo 1 de la sucesión puede

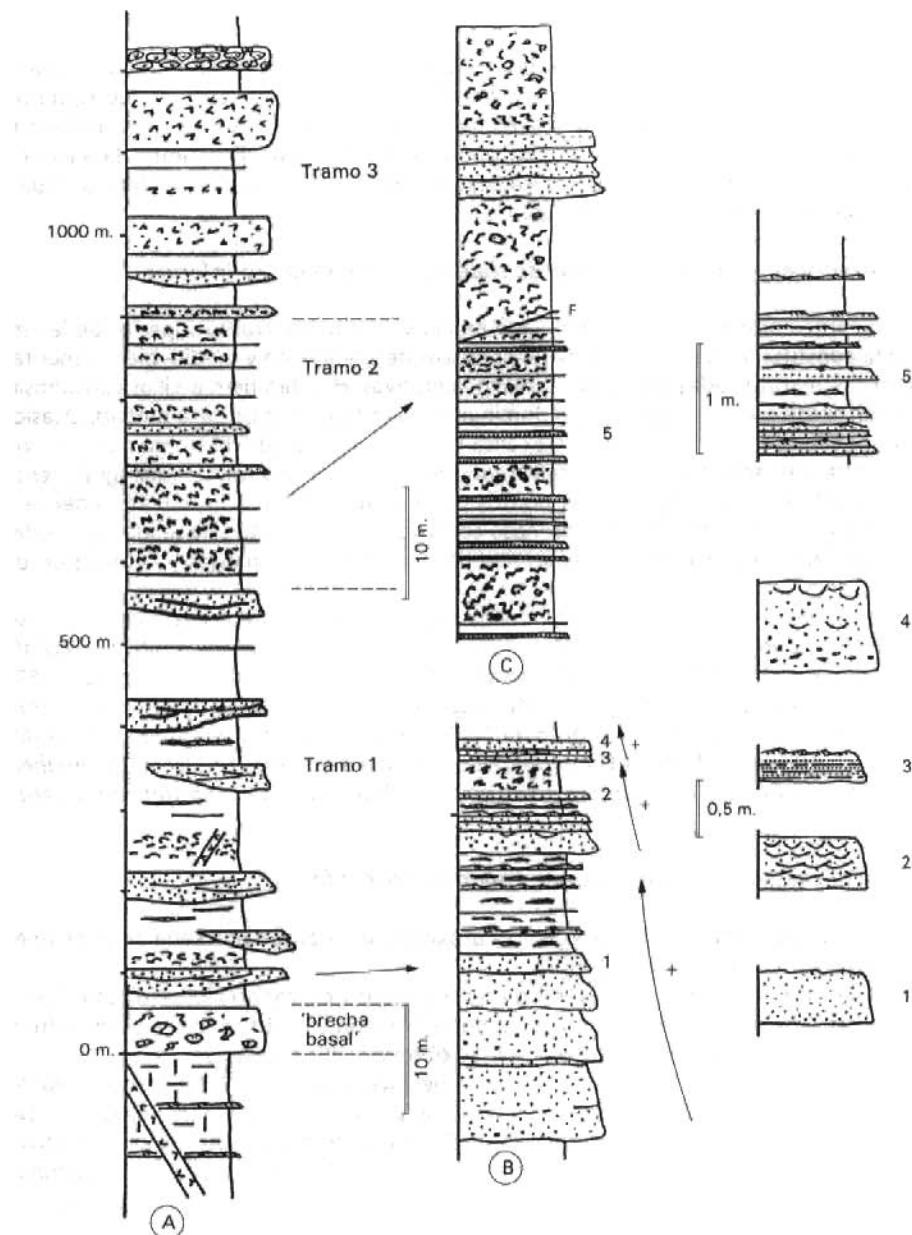


Fig. C.11.- Sección columnar esquemática de la Fm. de Durango en el corte de Río Asua.

atribuirse a la parte inferior del talud, sobre todo por la presencia en la misma de canales importantes y relativamente complejos. El tramo 2, podría corresponder al talud superior, con su cortejo de canales tributarios y su abundancia de *slumps*. El tramo 3 representaría el mismo subambiente, pero complicado con un vulcanismo activo. Por tanto, la sucesión vertical de la Fm. de Durango puede explicarse, como en el caso de la Fm. del Alto de Huici, como resultado de la progradación del talud.

2.2.3.9. *Areniscas y arcillas* (25). *Albiense superior-Cenomanicense inferior*.

En la zona centro oriental se ha diferenciado en la cartografía el tramo superior de la Fm. Valmaseda constituido por unos 500 m. de areniscas de grano fino y medio, bien cementadas, micáceas, estratificadas en capas de 20 cm. a masivas. Hay tambien arcillas carbonosas hojosas y en ocasiones arenosas, que predominan en la mitad superior de la unidad. Ocasionalmente puede aparecer algún tramo de caliza margosa intercalado. El tramo culmina con un paquete de areniscas más o menos calcáreas que contienen *Orbitolinas*, que igualmente se repiten con frecuencia en distintos puntos de la serie y que pasan paulatinamente a términos margosos y calizos. El tramo arenoso constituye en conjunto una unidad granodecreciente con aumento paulatino y progresivo de la presencia de margas y la inclusión de niveles calcáreos.

La microfauna determinada ha sido: *Orbitolina texana aperta* (ERM.), *Orbitolina concava qatarica* HENS., *Cytherella ovata* (ROEM.), *Pseudovalvulinera cenomanica* BROTZ., *Rotalipora appenninica* (O. RENZ), *Rotalipora cushmani* MORROW, *Arenobulimina conoidea* PERNER, *Hedbergella amabilis* LOEBL. y TAPPAN, *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), *Pithonella sphaerica* (TAPPAN), *Dorothia gradata* BERTH., *Ammobaculites parvispira* TEN DAM, *Patellina subcretacea* CUSHM. y ALEX, *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Hedbergella washitensis* (CARSEY), *Haplophragmium nov. sp.*, *Praeglobotruncana stephani* y *Lenticulina* sp.

2.2.3.10. *Calizas* (26). *Albiense superior-Cenomanicense inferior*

En la zona central de la Hoja, Zona de Eguino y próximas, se localizan una serie de lentejones calizos intercalados en la unidad anterior.

En Ciordia se trata de 100 m. de calcarenitas recristalizadas y calizas arcillosas (biomicritas) y margas. Las calizas tienen aspecto brechoide noduloso, con estratificación a veces difusa, otras tableada con tonalidades pardas y grises. Se observan silicificaciones.

Contienen abundante microfauna, entre la que se destaca, en la base: *Patellina subcretacea* CUSH. y ALEX, *Eoguttulina anglica* CUSHM. y OZAWA, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Gavelinella intermedia* (BERTH.), *Cytherella parallela* (REUSS). A techo se observan, entre otros: *Hedbergella washitensis* (CARSEY), *Patellina subcretacea* CUSHM. y ALEX, *Eoguttulina anglica* CUSHM. y OZAWA, *Pseudotextulariella cretosa* CUSH., *Arenobulimina conoidea* PERN., *Tritaxia pyramidata* REUSS y *Rotalipora appenninica* (O. RENZ).

La edad de esta unidad está datada según esta microfauna como Albiense Superior-Cenomanicense Inferior.

En la sección de llarduya presenta una potencia de 600 m. aproximadamente, de calizas (biomicritas) gris blanquecinas, de aspecto masivo, reconociéndose la estratificación en algunos puntos. Destaca la profusión de organismos constructores, principalmente Corales y

Rudistas. Se encuentran intercalaciones de calcarenitas gruesas muy recristalizadas. A techo de la formación se encuentra la *Orbitolina gr. concava* (LAMARK), *Paratrocholina lenticularis* (PAALZOW), *Lithophyllum* sp. y Algas calcáreas. La edad de esta unidad va del Albiense Superior al Cenomaniense Medio, estando el tramo más completo en esta localidad ya descrita. El desarrollo de estos parches arrecifales tuvo lugar característicamente en sectores poco subsidentes del sistema deposicional de plataforma, ligados bien a fracturas profundas (i.e., Calizas de Eguino) o a altos de origen diapírico (REITNER, 1982). A modo de hipótesis avanzamos la posibilidad de que algunos se formaron también en el borde externo de la plataforma, en la vecindad de la ruptura de pendiente hacia el talud (i.e. Calizas de Etxegárate).

2.2.3.11. *Lutitas y areniscas. Flysch negro.* (27). *Albiense-Cenomaniense inferior.*

Comprende a los materiales supraurgonianos del norte de las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa, encontrándose sus mejores afloramientos en los acantilados costeros situados entre los Cabos Villano y Machichaco de una parte, y Lekeitio y Deva de otra. Aunque litológicamente la unidad es similar a otras del Complejo Supraurgoniano, sus rasgos sedimentológicos demuestran ahora, claramente, un depósito a partir de flujos gravitacionales en ambientes marinos relativamente profundos.

El contenido macrofaunístico de la formación es muy bajo, reduciéndose a raros hallazgos de ammonites, belemnites, erizos e inoceramus. Los microfósiles son algo más abundantes sobre todo en la parte alta de la sucesión. Por el contrario, las trazas fósiles son frecuentes, sobre todo de la ichnofacies *zoophycus* (profundidad moderada?).

La formación ha atraído la atención de los investigadores desde una temprana fecha, la mayoría de los cuales reconocieron su carácter flysch. Merecen destacarse los trabajos de GOMEZ DE LLARENA (1958), VOORT (1963), FEUILLEE (1967), AGUILAR (1975), CRIMES (1976) y WIEDMANN et al (1983).

Quizás el mejor corte de la formación, y el único que permite una sección completa (de muro a techo) de la misma, es el de Arminza (Fig. C-12) descrito por BADILLO et al (1983, 1984) y GARCIA MONDEJAR y PUJALTE (1985).

La sucesión del Flysch Negro alcanza 700 m. de espesor y puede ser dividida en tres asociaciones de facies (a.f.) principales: a.f. de talud; a.f. de abanico, y a.f. de llanura submarina. En la parte superior de la serie aparecen además rocas volcánicas.

La a.f. de talud constituye los 200 m. inferiores de la sucesión. Sus primeros 10 m. que aparecen afectados por una fuerte esquistosidad, están compuestos por lutitas fuertemente bioturbadas con intercalaciones de turbiditas finas, cortadas por numerosas cicatrices de *slump*. Este intervalo basal se atribuye al talud superior. Los 190 m. restantes, que se atribuyen al talud inferior, están formados por lutitas negras, con frecuencia slumped y con abundantes nódulos de siderita. Estos sedimentos están cortados por canales, algunos de varios metros de profundidad, llenos por debritas y conglomerados silíceos desorganizados. Las areniscas son abundantes únicamente en los márgenes de los canales y en los levees, claro índice de que con relación a ellas los canales funcionaron esencialmente como zonas de *by-passing*.

La a.f. de talud termina abruptamente en una superficie irregular, que en algunos puntos corta a la estratificación infrayacente (plano de falla o macro-cicatriz) sobre la que aparecen

PALEOCORRIENTES

SUCESIÓN GENERAL

FACIES

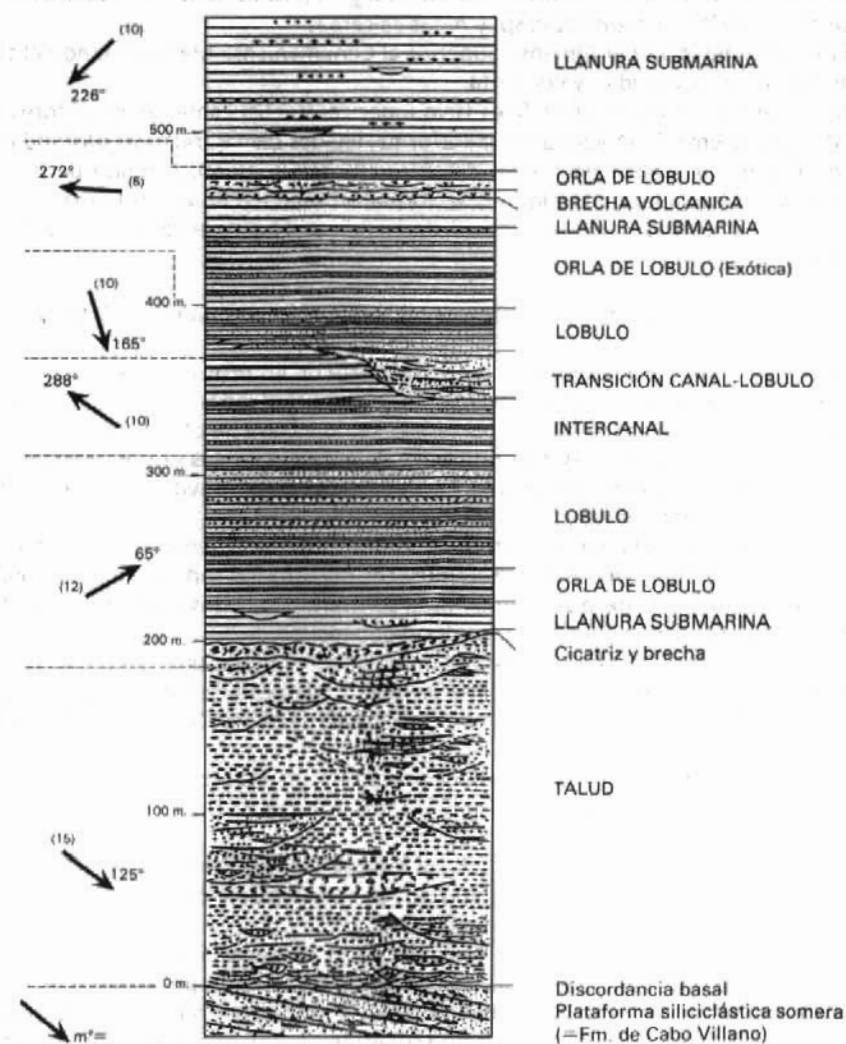


Fig. C.12.- Sección columnar esquemática de la Fm. de Deva,
en la Bahía de Arminza (Corte tipo).

5-10 m. de lutitas negras caotizadas y brechificadas, y horizontes de siderita fuertemente replegados. Directamente sobre ellos se disponen materiales de la a.f. de llanura submarina. La cicatriz y brecha son por tanto el testimonio de un episodio catastrófico que determinó el brusco hundimiento de talud.

La a.f. de facies de abanico tiene una alta proporción de areniscas turbidíticas, algunas intercalaciones de debritas y unos pocos ejemplos de conglomerados organizados. Las areniscas presentan generalmente secuencias de Bouma y tienen una gran continuidad lateral, en fuerte contraste con las de la a.f. de talud. Esta asociación alcanza unos 250 m. de espesor, y se desarrolla gradualmente a partir de la a.f. de llanura submarina, en una macrosecuencia de carácter progradante primero y retrogradante después. En detalle, pueden distinguirse facies de orla de lóbulo, de lóbulo, de transición canal-lóbulo y de intercanal, descritas por BADILLO et al (1983) y GARCIA MONDEJAR Y PUJALTE (1975).

Hacia los 550 m. de la sucesión, aparece una intercalación de basaltos y brechas volcánicas, sobre la que descansan turbiditas de abanico submarino (c.a. 30 m.) con espectaculares estructuras de *slump* y pequeñas fallas sinsedimentarias. Estos rasgos de inestabilidad junto con la propia efusión volcánica, se consideran el reflejo de otro episodio de aceleración de la actividad tectónica, que determinó el establecimiento de condiciones de llanura submarina que perduraron hasta el Cenomaniano medio.

En efecto, la parte superior de la sucesión de Arminza está constituida por la a.f. de llanura submarina, formada principalmente por lutitas negras con bandas de siderita e intercalaciones esporádicas (2 o 4 por metro) de turbiditas delgadas pero de gran continuidad lateral. Incluye además numerosos lechos de rocas piroclásticas, generalmente centimétricas es generalmente regular, pero aparece a veces truncada por cicatrizes de *slump* y *slump* rotacionales.

En resumen, la sucesión de Arminza tiene, en su conjunto, un carácter general retrogradante, desde facies marino someras hasta facies de llanura submarina. No obstante, su retrogradación no ocurre de modo gradual, sino a través de una profundización repentina o rápida en determinados intervalos. Una tectónica de fallas sinsedimentarias parece así el mecanismo más probable para explicar el proceso general.

Los depósitos de talud de la parte baja de la sucesión demuestran que las fallas activas debieron localizarse, en los tiempos iniciales del depósito del Flysch Negro, en la vecindad de Arminza. Posteriormente, colapsaron tanto el talud como la plataforma detrítica adyacente, determinando la expansión de las condiciones marinas profundas.

La carretera de Bakio y Arminza permite reconocer una sucesión parecida a la de Arminza, de la que se diferencia principalmente por la ausencia de facies de talud y por un porcentaje mucho más elevado de facies groseras (conglomerados y areniscas conglomeráticas). La sucesión tiene un carácter general claramente retrogradante reconociéndose al menos dos secuencias de retrogradación (Fig. C-13).

El Corte de Cabo Machichaco presenta una sucesión incompleta de la Fm. de Deva, ya que no llega a aflorar el techo. Los 580 metros medidos ofrecen no obstante una buena idea de la sedimentología de la parte inferior y media de la unidad. En su conjunto, la sucesión de Machichaco constituye una macrosecuencia negativa que representa la progradación de un sistema de abanico(s) submarino(s), desde facies de orla a facies de abanico interno. A partir de las paleocorrientes medidas, se adivinan dos áreas de procedencia principales: una del W y otra del NE. La primera, importante en los términos más bajos de la sucesión, se va amortiguando hacia arriba, al tiempo que la segunda va adquiriendo mayor significación

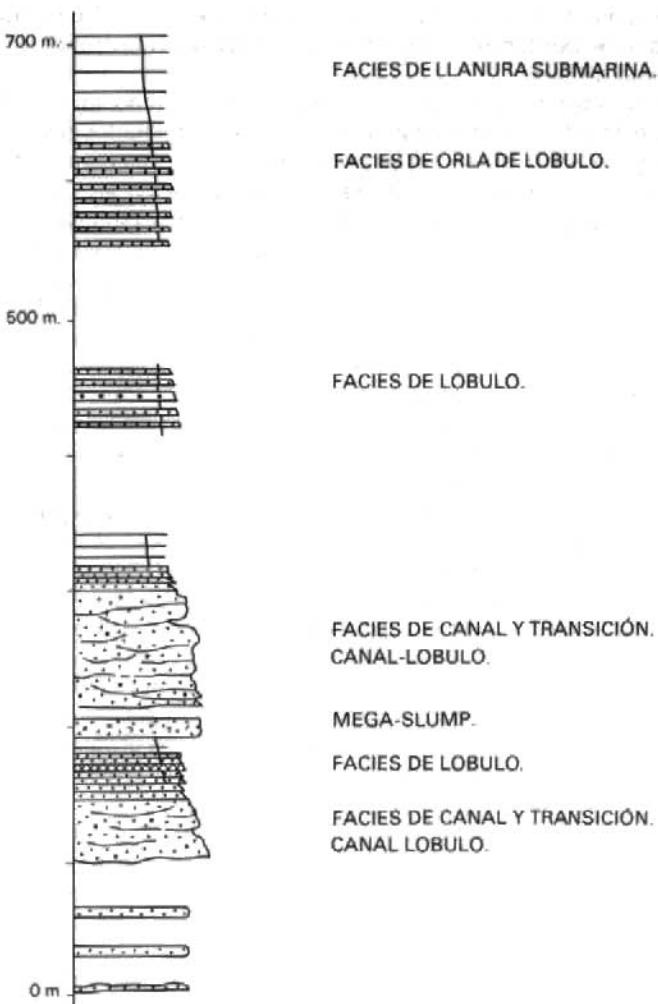


Fig. C.13.- Sección columnar esquemática de la Fm. de Deva en el corte del Bakio.

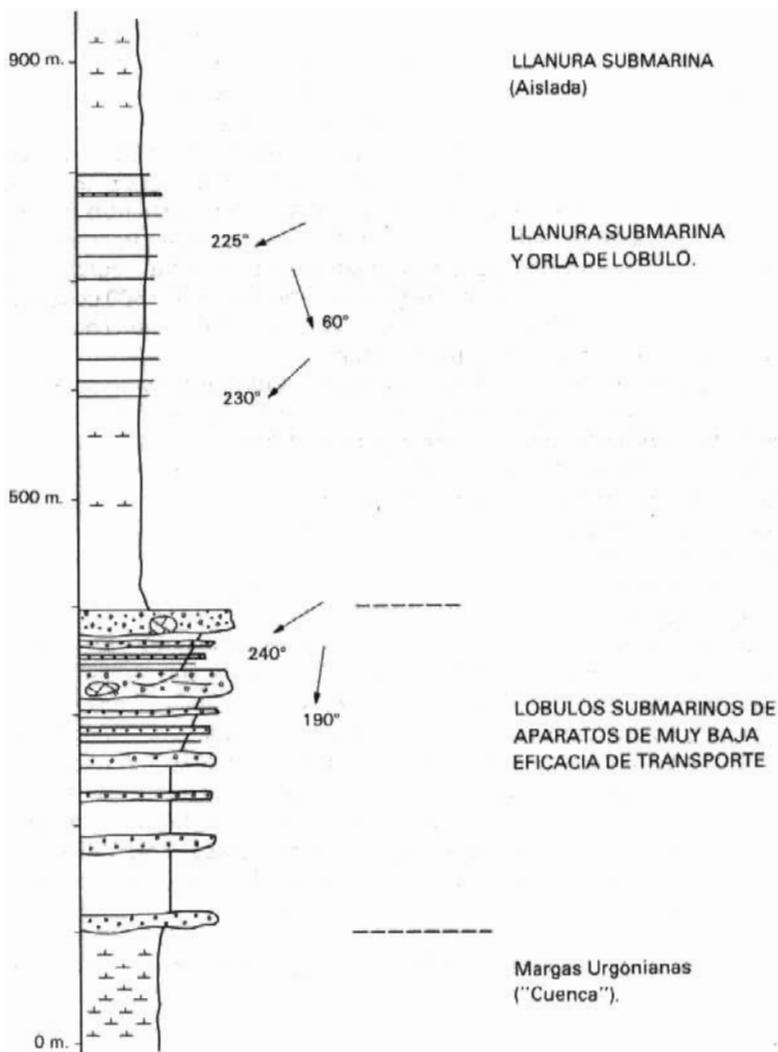


Fig. C.14.- Sección columnar esquemática de la formación de Deva en el corte de Saturrarán.

culminando con las facies de gran proximalidad del final del corte. Estos datos reflejan quizá la interacción de dos sistemas de abanicos en Machichaco; uno occidental (Arminza?) y otro, de instalación ligeramente posterior, situado al NE de Machichaco.

El corte de Saturrarán es citado con frecuencia en la literatura sobre todo por la espectacularidad de los conglomerados existentes en su parte inferior (Fig. C-14). Dichos conglomerados constituyen la parte superior de secuencias negativas, de espesor métrico o decamétrico, interpretables como lóbulos submarinos formados por flujos gravitacionales de enorme competencia pero de muy baja eficacia de transporte. Las paleocorrientes medidas en los mismos indica un área fuerte situada al N o NE de Saturrarán. La parte superior de la serie de Saturrarán está formada sin embargo mayoritariamente por lutitas negras, con algunas intercalaciones areniscosas, generalmente delgadas, entre los m 600 y 800 de la sucesión. Se interpreta como depósitos de llanura submarina, lo que, por comparación con los conglomerados de la parte inferior, implica una retrogradación.

El corte de Deva, por último, es el más frecuentemente citado y estudiado del Flysch Negro, y de hecho el que ha dado nombre a la formación, lo que probablemente se debe a su accesibilidad (está atravesado por la carretera general Bilbao-S. Sebastián). La sucesión en este corte es en general de una gran monotonía, estando formado por un predominio de lutitas negras con intercalaciones de arenas trubidíticas clásicas. Se aprecia que al subir la sucesión aumenta el espesor y la frecuencia de los estratos turbidíticos, pasándose desde depósitos de llanura submarina a facies de orla de lóbulo, con alguna representación de facies de lóbulo en su parte superior (Fig. C-15), lo que sugiere un progresivo aumento de proximalidad en el tiempo.

En la parte baja de la serie (m 50-150) aparecen varias megacapas, de espesores métricos, que algunos autores han definido como *fluxoturbiditas* o *slumps*. Un examen detenido de la mayor de ellas (25 m. de espesor) demuestra que se trata de una arena de grano fino (en la base), que paulatinamente pasa a lutita hacia el techo. La capa tiene un aspecto *caótico*, debido a numerosas estructuras de deformación hidroplástica, tales como volcanes de arena, estructuras almohadilladas, etc., cuya importancia y complejidad aumenta hacia arriba. No existe sin embargo ningún clasto exótico sugerente de resedimentación de materiales previamente consolidados. Por ello, interpretamos estas megacapas como niveles de flujos licuefactados de gran volumen, que llegarían a la llanura submarina, como reflejo de acontecimientos tectónicos en las zonas marginales de la cuenca.

2.2.3.12. *conglomerados, arenas y arcillas* (28). *Albiense-Cenomaniano inferior*.

Tanto en el sector meridional, como en el borde del Macizo de Cinco Villas se reconoce un conjunto de sedimentos correspondientes a las áreas más proximales de la unidad anterior. En la zona de Nograro el yacente de la unidad es el Aptiense mientras que en Sobrón no llega a aflorar la parte inferior de esta unidad.

Está constituida por una serie clástico-terrígena de naturaleza arcólica, en la que predominan fundamentalmente las arenas, a veces conglomeráticas, con cantos de cuarzo lácteo y cuarcitas, con escasas intercalaciones arcillosas, y algunas arenas a techo que pueden contener glauconita. Su potencia puede estimarse en unos 150 m.

Destacan los estratos lenticulares y otros con estratificación cruzada, habiendo ocasionalmente costras ferruginosas intercaladas en algunos estratos.

El constituyente principal de las arenas es el cuarzo de procedencia generalmente plutónica

pudiendo existir fracciones de cuarzo metamórfico, granítico, de cuarcitas y silex. También abundan los feldespatos exclusivamente potásicos, que se encuentran desigualmente meteorizados (AGUILAR, 1971).

En el caso concreto de la zona de Nograro tenemos una situación peculiar por encontrarnos en una zona de transición de las facies típicamente continental es que se encuentra en la región sur de la hoja, y las situadas al Norte, que aparecen con características marinas.

Su edad debe asignarse a partir de las unidades supra e infrayacentes dada la carencia absoluta de fósiles que permitieran su datación, pudiendo justificar el que lleve al Cenomaniense Inferior por la aparición de areniscas calcáreas y dolomías arenosas marinas, con glauconita, y excepcionalmente con moldes de Orbitolinas, al techo de la serie.

En el área de Cinco Villas sus afloramientos quedan circunscritos geográficamente a una banda relativamente estrecha, de dirección SW—NE, situada entre el Macizo de Cinco Villas y el anticlinal diapírico de Hernani-Andoain. La unidad es descrita brevemente por FEUILLEE (1967) y más detalladamente por CAMPO (1979), quien la cartografía como entidad diferenciada del Complejo Supraurgoniano (*Materiales supraurgonianos del borde NW de Cinco Villas*).

En el corte tipo, en la carretera local de Oyarzun al Castillo del Inglés, la formación reposa discordantemente sobre materiales triásicos, y puede dividirse en 2 tramos. El inferior está constituido por una secuencia compleja, de 56 m. de espesor, formada de abajo a arriba por: a) arcillas amarillentas o pardas, con clastos de lutitas rojas (probablemente triásicas) y algunas intercalaciones areniscosas (m 0-15); b) secuencias canaliformes de conglomerados y areniscas con estratificación cruzada intercaladas con lutitas negras azoicas (m 15-20); c) areniscas con estratificación cruzada, areniscas conglomeráticas y conglomerados silíceos gruesos (m 36-56). Este tramo inferior se reconoce únicamente en las zonas más próximas a Cinco Villas, (donde produce siempre unos resaltes topográficos que facilitan su seguimiento lateral), pasando distalmente a facies areniscosas. Este hecho demuestra claramente que el citado Macizo fué el área fuente de la formación, por lo que debió constituir en el Albiense Superior-Cenomaniense Inferior un relieve emergido y sometido a erosión activa. El tramo superior, que según descripciones de FEUILLEE (1967) y CAMPOS (1979) debe alcanzar algunos cientos de metros de espesor, está sin embargo peor aflorado. En el corte de referencia concretamente, aparecen solamente unos 15 m. de areniscas de grano medio a grueso, bien seleccionadas, con vagas estratificaciones cruzadas. Existen también intercalaciones impersistentes de conglomerados, en unos casos rellenando pequeños canales, en otros en hiladas delgadas, paralelas a la estratificación. Este rasgo sugiere una selección hidrodinámica, que en el contexto general del corte pudiera indicar un retrabajamiento marino.

2.2.4. Cretacico superior y Paleogeno

Dada la importante variedad de facies que presentan los sedimentos de esta edad se ha dividido la zona de estudio en tres áreas geográficas representadas también en la leyenda.

A- Zona SO (SOBRON)

B- Zona Centro meridional

C- Zona NE

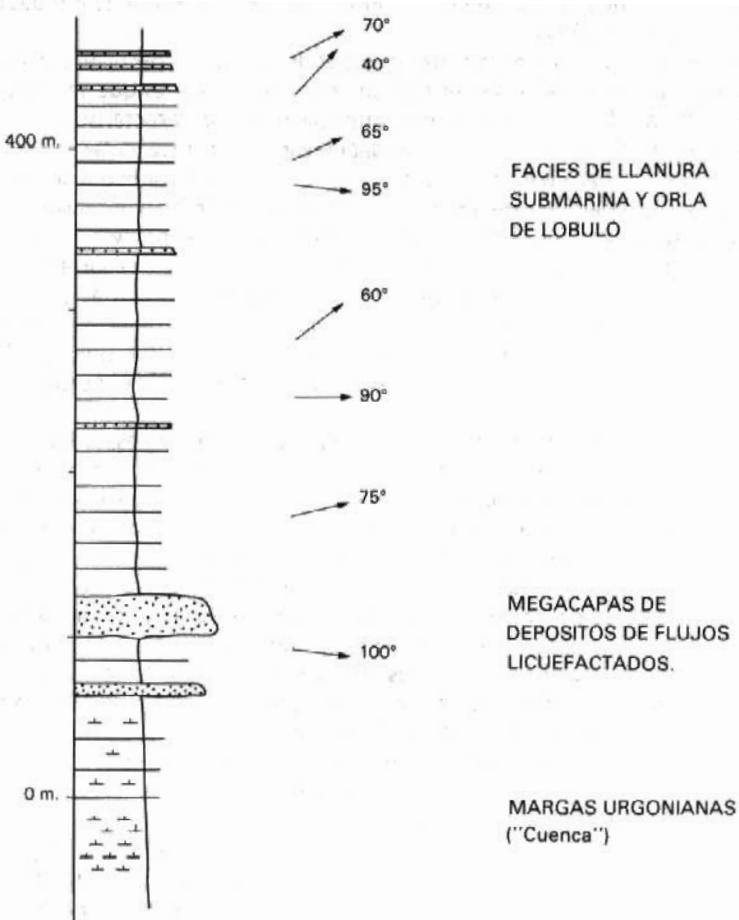


Fig. C.15.- Sección columnar esquemática de la formación de Deva, en la Bahía de Deva.

La complejidad litológica y de evolución ha sido puesta de manifiesto por los numerosos autores que han trabajado en la región. Los primeros trabajos de carácter regional y general corresponden a CAREZ (1881), ADAN DE Y YARZA (1885), LARRAZET (1896), MALLADA (1904), MENGAUD (1920). Los trabajos más específicos de carácter estratigráfico regional se inician con CIRY y MENDIZABAL (1949), CIRY y RAT (1950), CIRY (1951-1956), RIOS (1952-1956), GOMEZ DE LLARENA (1954-56), RAT (1959), BRINKMANN (1961), WIEDMANN (1962), FEUILLEE y RAT (1962), MANGIN y RAT (1962), FEUILLE (1963-1967). Posteriormente RAMIREZ DEL POZO (1969-1971-1973), JEREZ, ESNAOLA y RUBIO (1971), establece una importante síntesis bioestratigráfica. Más recientemente se abordan problemas de índole litoestratigráfica-sedimentológica-bioestratigráfica o paleogeográfica, en aspectos concretos. LAMOLDA (1975), FEUILLE, *et al.* (1980), RODRIGEZ LAZARO y LAMOLDA (1982), RAT (1982), ALONSO y FLOQUET (1982), AMIOT, *et al.* (1982), AMIOT (1983), FLOQUET (1978, 1982, 1983), FLOQUET, *et al.* (1982).

Tambien debe destacarse la importante aportación de las hojas geológicas a escala 1:50.000 (MAGNA) realizadas en la región.

El Cretácico Superior presenta dos ámbitos claramente diferenciables. La mitad Sur-Occidental del área comprendida en la hoja corresponde a potentes series carbonatadas, dominanteamente calizo-margosas, en facies de plataforma, mientras en la zona Nor-Oriental se reconocen importantes espesores de sedimentos, tambien carbonatados, en facies turbidíticas.

El Terciario inferior, Paleógeno, en facies marinas de plataforma se sitúa dentro del área de estudio del mapa 1:200.000 de Bilbao en el cuadrante suroccidental, ocupando la extensa alineación Este-Oeste de la Sierra de Urbasa. Los materiales que constituyen la serie paleógena de naturaleza calcáreo-dolomítica constituyen los últimos resaltes y la parte alta del gran sinclinal de la Sierra.

Dentro de la serie paleógena los materiales del Paleoceno estan bien representados a lo largo de toda la Sierra, mientras que el Eoceno se encuentra restringido a la mitad oriental y algunos pequeños afloramientos aislados en el extremo occidental.

En ella se distinguen dos discontinuidades. Una discontinuidad basal que separa a esta de la serie del Cretácico superior, y una segunda que se sitúa por debajo del Luteciense y que erosiona parcialmente la serie infrayacente por lo que los materiales del Luteciense inferior descansan indistintamente sobre los del Cuisiense-Ilerdiense o Thanetiense.

Estas discontinuidades separan dos ciclos evolutivos que muestran características particulares. Dentro de cada ciclo existen ciertas variaciones de facies que permiten reconstruir las características de los distintos medios sedimentarios.

La abundancia de datos bioestratigráficos que han permitido datar con cierta precisión la serie terciaria por un lado y la ausencia de unidades formales por otro, aconsejan llevar a cabo el estudio estratigráfico de los distintos pisos diferenciados.

Desde un punto de vista regional y sedimentológico son escasos los trabajos que se encuentran en la bibliografía, entre ellos destacamos los de LEON *et al.* (1971), LEON (1972), MUTTI *et al.* (1972), MANZIN (1959), PLAZIAT (1969).

Por otra parte, en la zona nororiental de la hoja se depositan en esta edad un conjunto de series turbidíticas aflorantes a lo largo de una franja, junto a la costa, entre Zumaya y Fuenterrabia y en el núcleo del Sinclinorio de Bilbao.

Poseen un potente espesor, superior al millar de metros y salvo interrupciones temporales

que corresponden a límites estratigráficos, la edad de estas series abarca desde el Paleoceno hasta el Eoceno superior.

a) *Zona SO (Sobrón)*

2.2.4.1. *Arenas, calizas y margas (29). Cenomanense-Coniacense inferior.*

En la zona Sur-occidental de la hoja aflora un conjunto de materiales compuesto en su tramo inferior por un conjunto de calizas y calcarenitas estratificadas que presentan en la base importantes tramos de areniscas y calizas arenosas. La potencia varía entre 50-200 m. Contiene abundante fauna de bivalvos y gasterópodos (Rudistas hacia techo de la unidad), Foraminíferos bentónicos y Algas calcáreas. Se han determinado: *Praealveolina simplex* REICHEL, *Orbitolina conica* (D' ARCH), *O. concava* (LAMARCK), *Pseudotextulariella* sp. y *Mars-sonella* sp.

Se han identificado facies de areniscas y calizas arenosas de grano fino medio. Son cuerpos canalizados, dunas o megaripples con laminación cruzada planar y en surco. Se observa laminación debida a *ripples* de corriente y *ripples* de oscilación, sigmoides y laminación paralela. Se asocian en secuencias granodecrescentes y corresponden a depósitos en una llanura mareal siliciclastica con depósitos sub a intermareales de alta energía, barras y canales y desarrollo de llanura arenosa.

En los tramos carbonatados se han identificado facies de margas, a veces nodulosas, *wackestones*-*packestones* bioclásticos y fosilíferos generalmente bioturbadas y estratificación irregular a nodulosa.

Packestones bioclásticos: son biocalcareitas con *Orbitolinas*, con estratificación nodulosa y cruzada. *Grainstones*; calcarenitas muy bioclásticas con estratificación cruzada planar y en surco. También se identifican facies dolomíticas con huellas de bioturbación, fantasmas de Rudistas, estratificación cruzada y superficies de lavado.

Las asociaciones de las facies carbonatadas muestran tendencia a la somerización en secuencias mal desarrolladas de predominio submareal, estando bien representados los términos de alta energía, que constituirían un complejo de barras y canales, así como los de energía moderada, términos finos correspondientes a fondos colonizados (bioturbados). La presencia de superficies ferruginosas de lavado así como de niveles de laminación algal muestran los momentos de interrupción y somerización quizás en medios intermareales.

El conjunto muestra una evolución de plataforma interna somera con posibles estadios de plataforma abierta (margas nodulosas) en una secuencia mayor claramente transgresiva. Fig. C-16.

Por encima se localiza un tramo ya dominante mente margoso, correspondiente al Turo-niense, con potencias que se sitúan entre 35 y 220 m.

Litológicamente es un conjunto homogéneo, constituido por una sucesión de margas y margocalizas grises fosilíferas en la base (Fm. Puentedey), margas y margas nodulosas (Fm. Hornillalatorre) y calcarenitas finas (Fm. Cueva).

Su contenido faunístico es relativamente importante con frecuentes bivalvos y gasterópodos; destacan la presencia de equinídos y briozos así como una presencia significativa de Foraminíferos bentónicos y Algas calcáreas. RAMIREZ DEL POZO en la hoja de Miranda de Ebro ha determinado: *Hedbergella paradubia* (SIGAL), *Globotruncana sigali* REICHEL, *G. renzi* GANDOLFI, *G. imbricata* MORNOD, *G. schneegansi* SIGAL, *Praeglobotruncana stephani*

(GANDOLFI), *Gaudryina laevigata* FRANKE, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallela* (REUSS) y *Globotruncana helvetica* BOLLI.

Se han distinguido facies de margas laminadas y margas nodulosas que contienen pequeños bioclastos. *Mudstones* y *wackestones* arcillosos finamente bioclásticos y nodulosos. *Grainstones* bioclásticos con estratificación irregular y estratificación cruzada.

Las distintas asociaciones observadas corresponden a potentes y monótonas sucesiones de margas, y a secuencias potentes (10 m.) de tendencia a la somerización y de enriquecimiento progresivo en carbonatos y en general granocrescentes, con margas en la base que progresivamente pasan a *mudstones* y *wackestones* arcillosos finamente bioclásticos y con cierto contenido en macro y microfauna; este tipo de sucesión se presenta en la parte inferior y media del conjunto, mientras que hacia techo y en los últimos metros se observa una asociación de *grainstones* y *packestones* bioclásticos y con estratificación cruzada en una secuencia claramente se somerización.

La interpretación de todo este conjunto, en función de las asociaciones de facies y de su contenido faunístico se asimila como correspondiente a depósitos de plataforma externa abierta, relativamente profunda y de libre circulación. En un primer momento se produce un episodio de progradación de la plataforma somera, lo que origina una cierta secuencialidad que culmina con los depósitos someros de alta energía de *grainstones* bioclásticos. Corresponde inicialmente a un episodio de máximo transgresivo (depósitos de plataforma externa) seguido de una etapa regresiva (progradación de los depósitos de plataforma somera). Fig. C-17.

2.2.4.2. Margas y calizas (30). Coniaciense-Santoniano inferior

Aflora en las mismas zonas de la unidad anterior, sobre la que se sitúa, y tiene una potencia variable entre 30 y 200 m.

Descansa sobre una discontinuidad estratigráfica (superficie de encostramiento), que corresponde a una laguna que abarca el Coniaciense inferior y quizás el Turoniense superior. Constituido por una potente sucesión de margas grises y verdes con intercalaciones de calizas finas y hacia la mitad del tramo un paquete de calizas con estratificación irregular a nodulosa con restos de fauna.

Su contenido paleontológico está constituido por bivalvos (Rudistas), Gasterópodos y escasos Equinidos, foraminíferos fundamentalmente bentónicos, Algas calcáreas y Ostrácodos. Se han determinado: *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *G. concavata primitiva* (D' ALBIEZ), *G. tricarinata* QUEREAU, *G. marginata* REUSS, *G. sigali* REICHEL, *G. coronata* BOLLI y *G. angusticarinata* GANDOLFI, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Gouillaudina cf. lecointrei*.

En detalle se pueden describir facies de margas laminadas *wackestones* y *packestones-grainstones* en delgados lechos.

Packestones bioclásticos parcialmente dolomíticos con estratificación nodulosa y cruzada; *wackestones* puramente bioclásticos con estratificación nodulosa y laminación paralela.

La asociación de estas facies no se realiza de forma secuencial sino formando una gran sucesión de predominio margoso en el que se intercalan progresivamente hacia techo, mayor número de niveles calcáreos con texturas gruesas, dando al conjunto una tendencia general granocrescente. Los grandes paquetes de términos bioclásticos intercalados en la sucesión constituyen igualmente sucesiones granocrescentes. Dado el conjunto de características, se

interpreta como correspondientes a depósitos de plataforma abierta de baja energía a donde llegan progresivamente episodios energéticos responsables de las texturas groseras que en su conjunto marcan a la unidad una tendencia regresiva. (Figs. C-18 y C-21).

2.2.4.3. *Calizas, calcarenitas y calizas arcillosas* (31). *Cenomaniense Santoniense inferior*

En el angulo suroccidental de la hoja y ante la dificultad de diferenciación de las unidades 29 y 30 descritas en apartados anteriores se ha cartografiado esta unidad, comprensiva de ambas.

De muro a techo se trata de una sucesión de calizas más o menos dolomíticas con *Praealveolina* a las que siguen calcarenitas con Miliolidos, calizas, calizas arcillosas y microcristalinas, terminando la serie con calcarenitas amarillentas que presentan una superficie limonítica a techo. El espesor total es de unos 250 m.

2.2.4.4. *Calcarenitas y margas* (32). *Santoniense medio-superior*

Su potencia máxima en la zona es de 250 m. y litológicamente presenta una sucesión de calcarenitas finas en la base con margas calcáreas grises y nodulosas hacia techo.

Su contenido paleontológico es escaso en macrofauna, reducido a algunos restos de bivalvos y gasterópodos y raros equinídos. La micropaleontología está constituida por Foraminíferos, fundamentalmente bentónicos, muy escasos planctónicos. Algas calcáreas y Ostrácodos. Además de *Lacazina elongata* MUN-CHALM se han determinado (RAMIREZ DEL POZO, en la hoja de Miranda de Ebro): *Idalina antiqua* D'ORB., *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB) y en los niveles margosos *Monolepidorbis sanctae pelagiae* ASTRE, *Cuneolina pavonia* D' ORB., *Martignesia cyclamminiformis* MAYNC, *Pseudocyclammina massiliensis* MAYNC, *Gaudryina laevigata* FRANKE y *Marssonella trochus* D'ORB.

Se diferencian facies de calcarenitas finas, *packstone* debilmente bioclástico con estratificación paralela y cruzada, y margas calcáreas nodulosas para la Formación Nocedo de Burgos cuya asociación está constituida por una sucesión de términos calcáreos en la base y de términos margosos a techo constituyendo en conjunto una secuencia mayor de apertura o profundización granodecreciente de tendencia transgresiva. Corresponde a una evolución de plataforma abierta a plataforma externa.

Las facies identificadas en la zona de Tubilla del Agua son facies de calcarenitas y biocalcareitas finas a groseras, *packstone grainstone* con estratificación paralela y cruzada. Hacia techo son arenosas y presentan tramos con bioturbación. Constituyen una sucesión litológica homogénea. Se interpretan como depósitos de alta energía, complejo de barras y canales en una plataforma abierta proximal.

La evolución durante el Santoniense corresponde a una tendencia trasgresiva hacia la instalación de medios de plataforma externa o abierta (Fig. C-23).

2.2.4.5. *Calizas, margas y arcillas* (33). *Santoniense superior Campaniense-Maastrichtiense inferior*

Su potencia, muy variable, oscila entre los 25 m. en la zona de la Sierra de Cantabria y los más de 200 en Sobrón-Orbañanos.

La parte basal presenta una sucesión de margas y arcillas nodulosas con fauna que hacia techo se hace arenosa; se intercalan niveles de calizas finas. En Quintanaloma está constituida por una sucesión de calcarenitas con fauna de bivalvos e intercalaciones margosas; es al igual que en el caso anterior débilmente arenosa en su conjunto.

Se han identificado facies de margas nodulosas con pistas horizontales y bioturbación vertical con intercalaciones de *wackestones* arcillosos también bioturbados y facies de margas arenosas en Moradillo de Sedano, que a su vez se asocian en su conjunto dando una sucesión granocreciente, mientras que en la unidad superior se observan facies de *packestones* y *bafflestones* de Rudistas, *wackestones* con grandes Miliolidos y *wackestones* con laminación de algas, bioturbación y pistas verticales. Hay superficies ferruginosas de endurecimiento y niveles de margas ligeramente arenosas. Estas facies se asocian en secuencias de somerización de plataforma interna. En este tramo RAMIREZ DEL POZO cita en la hoja MAGNA de Miranda de Ebro la siguiente microfauna: *Lacazina elongata* MUN—CHALM, *Idalina antiqua* D' ORB, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Goupiillaudina cf. lecointrei* MARIE, *Rotalia cf. reicheli* HOTT, *Pararotalia cf. tuberculifera* REUSS, *Quinqueloculina* sp., *Minouxia* sp., *Spirorpectammina* sp. y *Pseudovalvularia* sp.

La entrada del flujo terrígeno sobre fondos colonizados se interpreta como correspondiente a un episodio regresivo en una plataforma poco profunda, que da paso a la instalación de una plataforma interna con tendencia evolutiva secuencial de somerización con medios submareales poco profundos, bien representados en las facies de Rudistas y Miliolidos y episodios someros intermareales timidamente representados en las facies laminadas. Figs. C-24 y C-25.

Por encima se localiza un conjunto litológico heterogéneo con variaciones locales.

La sucesión litológica en Sobrón está constituida por 45 m. de arcillas y margas calcáreas intercaladas (Fm. de Sedano), 60 m. de calcarenitas y calizas arenosas estratificadas con intercalaciones de margas y margas arenosas (Fm. de Valdenoceda), 48 m. de alternancia de arcillas y niveles de calizas micríticas encostradas (Fm. Sobrepeña), 12 m. de calizas nodulosas micríticas a brechificadas (Fm. Torme) y 50 m. de alternancia de niveles de margas y dolomías con un tramo de caliza brechoide a techo (Fm. Landraves). Figs. C-22 y C-26.

El contenido paleontológico de este conjunto de unidades es muy variado y a grandes rasgos son: Foraminíferos bentónicos en la Fm. de Sedano. Bivalvos (Rudistas); Foraminíferos bentónicos y tapices de algas en la Fm. de Valdenoceda. Foraminíferos bentónicos, Characeas, Ostrácodos y restos vegetales en la Fm. Sobrepeña; Characeas y Ostrácodos en la Fm. de Landraves.

Las facies diferenciadas corresponden a arcillas y margas laminadas y calizas, *wackestones* arcillosos (Fm. de Sedano), asociadas en una sucesión de alternancia irregular propio de un fondo tranquilo protegido de plataforma interna-lagoon.

Las facies de la Formación Valdenoceda son *wackestones* laminados y *packestones* bioclásticos estratificados a *packestones* arenosos, margas y margas arenosas asociadas en una sucesión alterante en la que se pueden reconocer secuencias de somerización correspondientes a una evolución de lagoon protegido.

En la Formación Sobrepeña se han identificado facies de arcillas y margas con characeas y concreciones calcáreas. Encostramientos calcáreos con huellas de raíces y fisuración. Se presentan asociadas en una alternancia constituyendo secuencias con margas y arcillas en la base con niveles calcáreos y de encostramiento a techo mostrando una clara evolución de laguna protegida a margenes palustre-lacustres con abundante vegetación.

La Formación Torme muestra facies de calizas nodulosas y brechoides, *mudstone*, *wackestone* con abundante fisuración y huellas de raíces con nódulos debidos a reestructuración postsedimentaria. Ordenada en secuencias con los niveles brechoides a techo correspondiendo a una evolución palustre muy colonizada por vegetación y con importante reestructuración postsedimentaria.

Por último la Formación de Landraves, muestra unas facies muy bien definidas de arcillas más o menos dolomíticas, arcillas o margas con cristales de yeso, niveles dolomíticos con laminación estromatolítica y dolomías brechificadas con raíces y desecación. Se ordenan de base a techo en secuencias métricas en el orden descrito, correspondiendo a una evolución de medio hipersalino (*sebkha*) a agua dulce (palustre). El techo de la Formación muestra mayor desarrollo de las facies palustres con abundante nodulización, fisuración, y raíces, apareciendo nódulos de sílex. La evolución pues en la línea general muestra el mayor grado de restricción del medio.

La evolución durante el Maastrichtiense se inicia en medios de lagoon tranquilo que pasan a medios continentales con una progresiva restricción hacia ambientes lacustres y salinos. Figs. C-25 y C-27.

2.2.4.6. *Dolomías y arcillas* (34). *Maastrichtiense-Paleoceno*

Está constituida por dolomías dominantes en la base que posteriormente pasan a calizas arenosas y calizas dolomíticas y se sitúa sobre la unidad 33 ya descrita. En esta zona suele aparecer una lumaquela de *Hippurites* que debe corresponder a parte de Daniense. Sobre este tramo dolomítico aflora en el angulo SO una serie de arcillas, más o menos calcáreas, de tonos verdosos, azoicas, con intercalaciones de calizas arcillosas y microdolomías. La potencia total de la unidad es de 75 m. como máximo.

En el tramo calcáreo dolomítico inferior se han determinado: *Planorbolina antiqua* MANGIN, *Cuvillierina cf. eocenica* DEBOURLE, *Rotalia cf. trochidiformis* (LAM.), *Cibicides* sp., *Biloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Terquemela* sp. y *Lithothamnium* sp., que indican una edad Maastrichtiense, mientras que una muestra tomada a techo del mismo ha proporcionado *Glomalveolina primaeva* REICHEL, *Distichoplax biserialis* (DIETR.), *Cuvillierina sf. eocenica* DEBOURLE, *Rotalia cf. trochidiformis* (LAM.), *Triloculina* sp., *Lenticulina* sp. y Briozoos que señalan una edad Thanetiense para la parte alta de este tramo (RAMIREZ DEL POZO en hoja de Miranda de Ebro).

2.2.4.7. *Areniscas conglomeráticas, arcillas y calizas lacustres blanquecinas* (35). *Eoceno*

Aflora en el borde occidental de la hoja de Miranda de Ebro fundamentalmente en la zona oriental de la Depresión de Villarcayo, situándose discordantemente sobre términos más antiguos del Paleoceno.

Está constituido por arenas microconglomeráticas gris blanquecinas y arcillas y arenas rojas con esporádicas intercalaciones lenticulares de conglomerados rojos y arcillas grises. Su potencia es de unos 40 m.

Por encima del tramo anterior aflora un conjunto de unos 30 m. de calizas microcristalinas (dismicritas) beige y blanquecinas con pasadas margosas y arcillosas de aspecto lacustre, con Ostrácodos, Characeas y Gasterópodos.

La parte más alta de la unidad no aflora, al estar recubierta discordantemente por los sedimentos oligocenos.

b) *Zona Centro Meridional*

2.2.4.8. *Margas y calizas arcillosas* (36). *Cenomaniente*.

Se ha cartografiado esta unidad en la zona centro occidental de la hoja. Litológicamente son arcillas y margas de carácter arenoso en su parte inferior (paso gradual a la unidad (25) y con intercalaciones calcáreas y calcomargosas en su parte superior donde además presenta disyunción en bolas y corresponde con el denominado Flysch de Bolas de otros autores. Su potencia varía entre 150 m. y 450 m.

En su parte inferior se trata de una sucesión alternante de limos y arcillas arenosas finas y areniscas calcáreas finas de tonos amarillentos y ocres con estratificación planar y cruzada. Las areniscas se presentan en lechos finos que alternan durante un tramo en pequeñas sucesiones granodecrecientes para dar paso a potentes tramos lutíticos que en conjunto muestran sucesiones mayores también granodecrecientes. El conjunto viene acompañado de fauna de Equinidos y Foraminíferos planctónicos y bentónicos con mayor proporción paulatina de los primeros, así como Ostrácodos y Algas calcáreas.

En su parte superior se trata de una alternancia rítmica de margas grises y azuladas con laminación paralela, a hojas y calizas arcillosas, *mudstones* y *wackestones* arcillosos finamente bioclásticos en delgados niveles, raramente superiores a 20 cm. con estratificación paralela a nodulosa con clara disyunción nodular en bolas (Flysch de Bolas). La alternancia es muy homogénea tanto en su litología como en el espesor de los lechos. Su contenido paleontológico muestra claro predominio de los Foraminíferos planctónicos sobre bentónicos, estando también presentes Ostrácodos y Algas calcáreas. RAMIREZ DEL POZO cita en la hoja de Landaco para esta unidad *Cytherella ovata* (ROEM.), *Cythereis luermannae* TRIEB., *Cythereis reticulata* (JONES e HINDE), *Orbitolina concava* LAM., *Ammobaculites parvispira* TEM DAM, *A. subcretacea* CUSHM. y ALEX, *Haplophragmoides concavus* (CHAPM.), *Hedbergella washitensis* (CARSEY), *Coptocampylodon linealatus* ELLIOTT, *Gyroidinoides loetterlei* (TAPPAN), *Dorothia gradatta* BERTH, *Rotalipora appenninica* O. RENZ, *Trochammina obliqua* TAPP, *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL, *Rotalipora cushmani* MORROW, *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Rotalipora turonica thomei* HAGN y ZEIL, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Heterohelix* sp. y *Lenticulina* sp.

Las características de facies y de ordenación granodecreciente muestran una clara tendencia transgresiva de todo el conjunto. La paulatina presencia de foraminíferos planctónicos muestran la apertura del medio. La potencia sensiblemente mayor hacia el O. El incremento de la subsidencia se situaría en un ambiente de plataforma externa a distal, relativamente profunda (bajo el nivel de base del oleaje) y muy subsidente. Fig. C-16.

Esta unidad cambia lateralmente hacia el Este perdiendo paulatinamente la característica antes citada de la disyunción nodular a un conjunto margo arcilloso con intercalaciones calcáreas cuya potencia va aumentando desde los 150 m. hasta alcanzar los 800 m. en la zona más oriental.

La parte inferior, Cenomaniente inferior, está en continuidad sedimentaria y litológica con el Albienne superior. La parte superior corresponde al Cenomaniente medio y superior. Su contenido paleontológico es importante en formas planctónicas y bentónicas. En el tramo

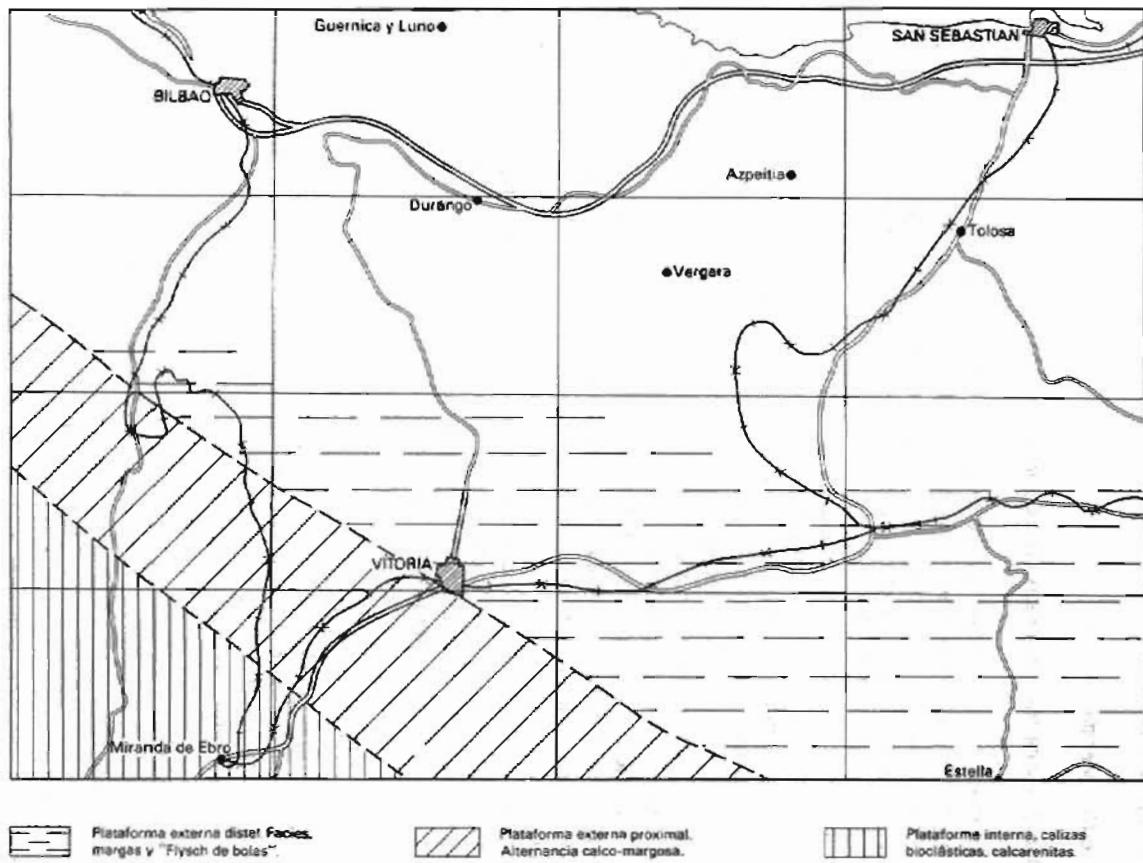


Fig. C.16.- Mapa de distribución de facies Cenomaniense superior.

margoso RAMIREZ DEL POZO señala la presencia de *Rotalipora cusmani* MORROW *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL, *Rotalipora greenhornensis* (MORROW) *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Rotalipora turonica* BROTZ, *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Tritaxia pyramidata* REUSS y *Dorothia gradata* BERTH.

Los tramos arenosos inferiores constituyen en conjunto una unidad granodecreciente con aumento paulatino y progresivo de la presencia de margas y la inclusión de niveles calcáreos. El carácter alternante se debe a la presencia de secuencias métricas igualmente granodecrecientes.

La parte superior margosa incluye en su base niveles decimétricos de calizas planares y discontinuas. Hacia techo son más continuas y frecuentes llegando a constituir una ritmita ordenada en ciclos estratocrescentes, y estos a su vez en grandes secuencias que se enriquecen progresivamente en calizas que alcanzan mayor espesor, no sobrepasando los 30 cm. Se trata de *mudstones* y *wackestones* arcillosos (micritas, biomicritas y pectomicritas).

Se interpretan como depósitos de plataforma somera, en transición desde situaciones internas proximales a plataforma externa abierta. La ordenación general de la sucesión presenta características transgresivas que pasan de condiciones más protegidas con llegada de flujo terrígeno a condiciones de plataforma abierta con abundante fauna planctónica Fig. C-16.

2.2.4.9. *Calizas y margas* (37). *Turoniente inferior*

Sobre los materiales cenomanienses se reconoce en la zona centro-occidental de la hoja un conjunto de calizas y margas que no superan los 25-30 m. de potencia, y que provocan un claro resalte morfológico.

En la zona de Orduña el tramo se inicia con una capa guía de *wackestone* brechoide y bioclástico, débilmente arenoso con estratificación paralela y ondulada. Sobre ella se desarrolla una alternancia rítmica de calizas finamente calcareníticas *wackestones* y margas laminadas con intercalaciones esporádicas de lechos laminados de arenas finas. La alternancia rítmica se ordena en secuencias granodecrecientes de algunos metros con un lecho de flujo terrígeno en la base y una progresiva disminución en la potencia de los niveles calcáreos y aumento de las margas.

RAMIREZ DEL POZO cita en la hojas de Orduña y Vitoria la siguiente microfauna. *Hedbergella* cf. *paradubia* (SIGAL), *Globotruncana* sp., *Pseudoglobotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Lenticulina* sp., *Pseudoclavulina* sp. y *Marssonella* sp. Aparecen también restos mal conservados de Ammonites (Acantoceras).

Las características de facies y ordenamiento, así como los criterios paleontológicos parecen sugerir medios marinos abiertos de cierta profundidad. Se interpretan como depósitos en una plataforma externa profunda y distal.

2.2.4.10. *Margas* (38). *Turoniente medio-superior y Coniaciente inferior*

Aflora en la misma zona de la unidad anterior sobre la que se sitúa. Está compuesta por unos 100 m. de margas con intercalaciones de calizas margosas, aumentando de potencia hacia el Este donde alcanza los 350 m.

Se trata de una monótona sucesión de margas grises laminadas y compactas alternando con calizas margosas, *wackestones* arcillosos, peletoidiales y fosilíferos bien estratificados con

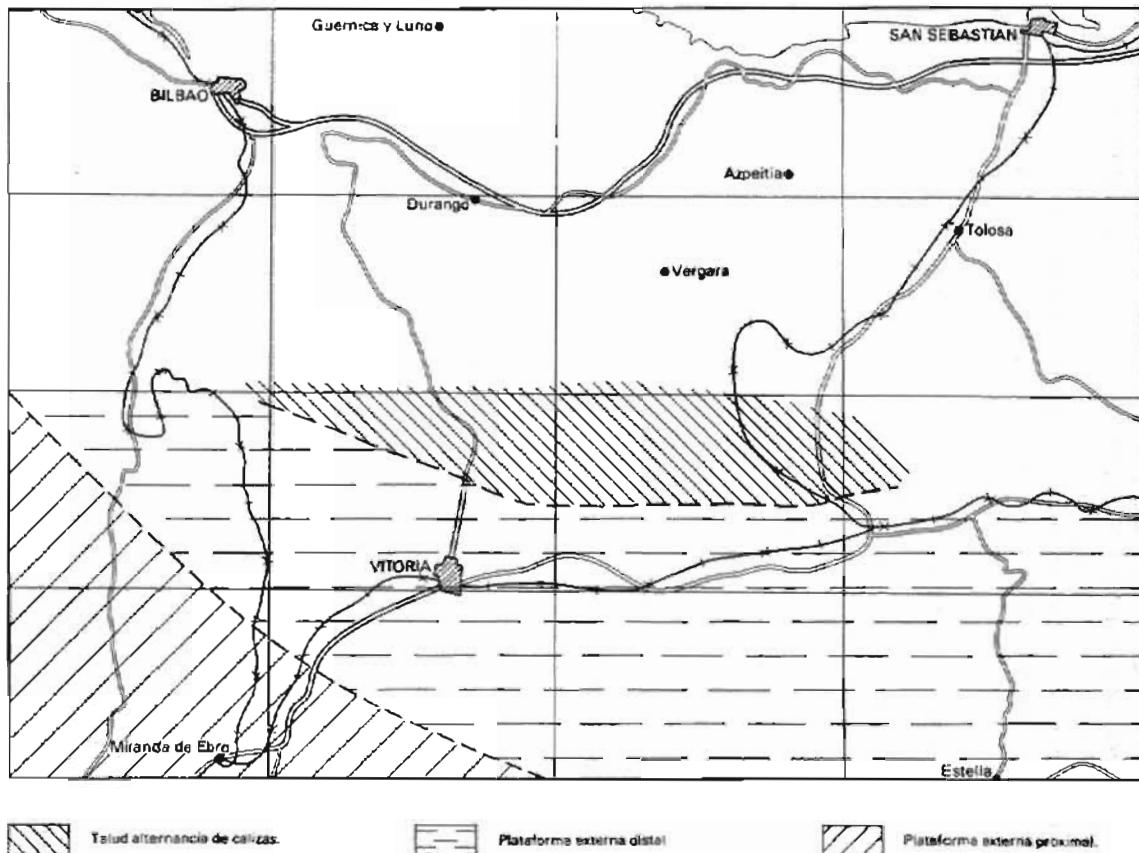


Fig. C.17.- Distribución de facies Turoniana.

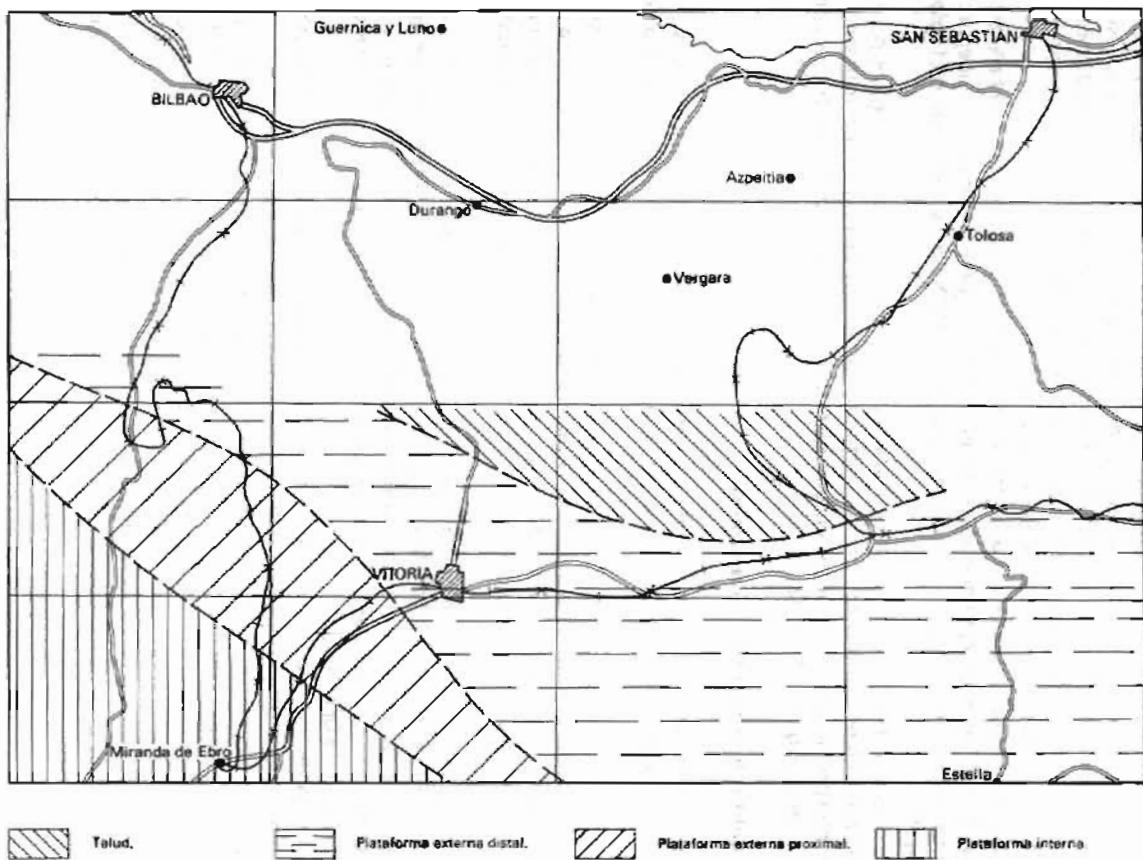


Fig. C.18.- Distribución de facies Coniaciense inferior.

aspecto interno masivo a noduloso. Esta sucesión parece ordenarse en secuencias estratocrecientes que hacia techo presentan un paulatino enriquecimiento en carbonatos, siendo en la parte superior dominantes los *wackestones* arcillosos sobre las margas. Esta sucesión presenta en general estratificación paralela a ondulada con frecuentes niveles ferruginosos que en algunos tramos pueden presentarse como niveles centimétricos, así como pequeños acuñamientos laterales y truncaduras locales en la serie.

RAMIREZ DEL POZO cita para esta unidad entre otros microfósiles: *Globotruncana helvetica* BOLLI que define al Turoniense, siendo además frecuentes *G. sigali* REICHEL, *G. schneegansi* SIGAL, *G. marianosi* LOEBL. *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) y *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB.

Las características de facies y de ordenamiento, así como los criterios paleontológicos parecen caracterizar medios marinos abiertos de cierta profundidad y de una importante subsistencia. Se interpretan como depósitos en una plataforma externa distal y profunda con episodios de talud. Figs. C-17 y C-18.

2.2.4.11. *Calizas y margas* (39). *Coniaciense*

Aflora en el ámbito de la hoja de Orduña constituyendo la parte alta de las sierras de Salvada, Guillarte y Arcamo. Se extiende hacia el este entrando parcialmente en la hoja de Vitoria.

Presenta una potencia que oscila entre 200 y 250 m. en todos los puntos. (Fig. C-19). Constituye un tránsito gradual de la unidad infrayacente por un paulatino predominio de las calizas y, a diferencia de otras unidades, esta muestra bastante homogeneidad litológica en toda el área de estudio. Es fácilmente identificable pues constituye un importante resalte morfológico.

Su contenido faunístico muestra la presencia de algún Foraminífero planctónico en la base de la unidad mientras que el contenido en bentónicos aumenta hacia techo a la vez que aparecen Algas calcáreas. En la hoja de Orduña RAMIREZ DEL POZO cita en la base de la unidad *Globotruncana* sp. *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN Y *Minouxia* cf. *lobata* GENDROT.

Se identifican facies de margas calcáreas laminadas compactas, *wackestones* arcillosos, finamente bioclásticos, peletoidales y fosilíferos y *packestones* finamente bioclásticos.

Estas litofacies se encuentran asociadas en secuencias, no muy bien definidas de carácter grano y estratocrecientes con margas compactas en la base, que rápida y progresivamente pasan a *wackestones* arcillosos en sucesiones decamétricas en la base de la unidad y métricas hacia techo. Por lo general presentan estratificación paralela u ondulada y superficies de exposición y lavado, normalmente ferruginosas y más frecuentes hacia techo.

Los niveles margosos disminuyen quedando en juntas margosas y apareciendo pistas horizontales y bioturbación.

En la parte superior de la unidad las litologías son menos arcillosas, *packestones* y *wackestones* en secuencias métricas con laminación y bioturbación en la base y estratificación ondulada a techo.

Las características de facies, asociaciones y su ordenación permiten identificar un medio de plataforma externa distal, que paulatinamente evoluciona a condiciones de plataforma abierta y plataforma proximal con una importante disminución en la profundidad de sedimentación. Su evolución es pues de una clara tendencia regresiva.

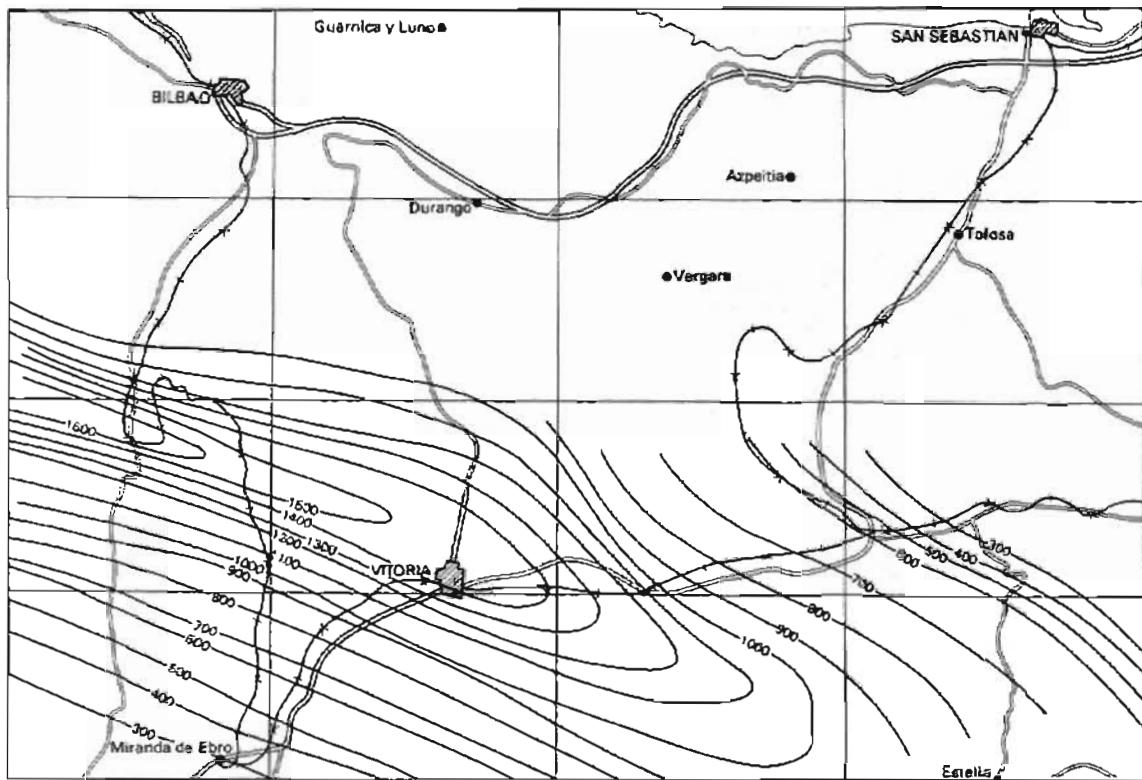


Fig. C.19.- Mapa de Isopachas Coniacense-Santonense inferior.

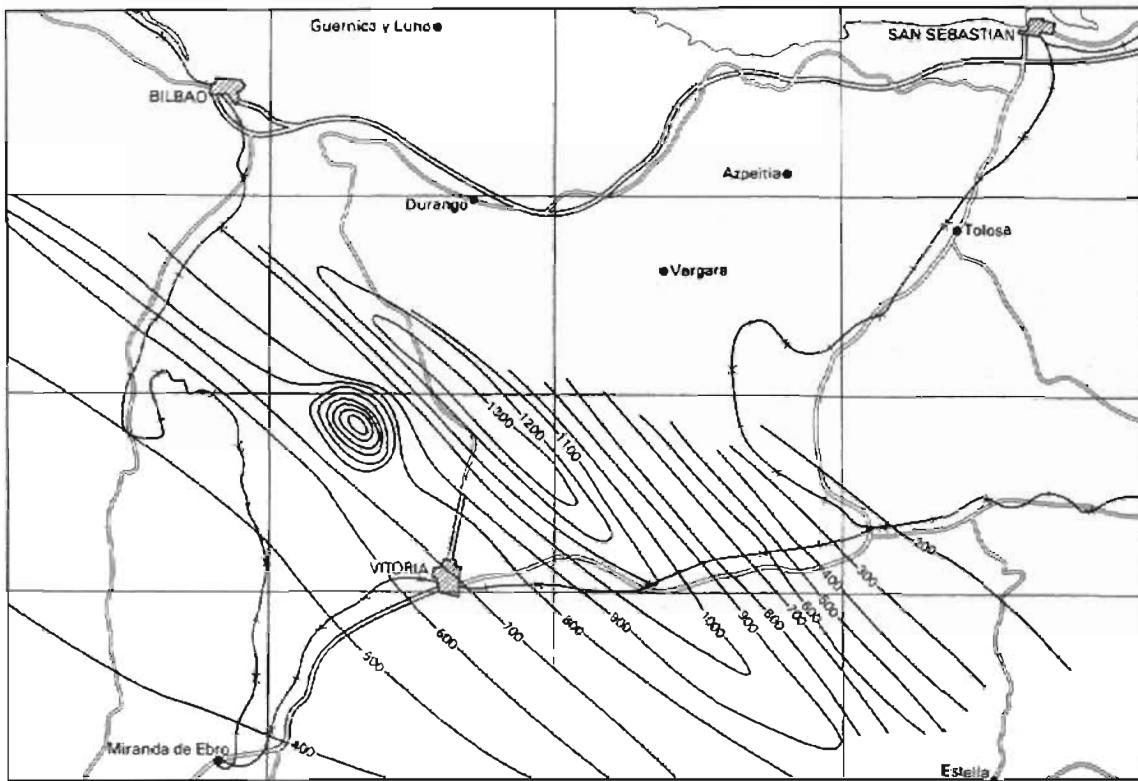


Fig. C.20.- Mapa de Isopacas Cenomaniense-Turoniente.

2.2.4.12. *Margas y calizas arcillosas* (40). Turoniense-Coniaciense inferior medio

En la zona meridional de la hoja, no ha sido posible diferenciar en la cartografía las unidades 37, 38 y 39 anteriormente descritas, por lo que se han agrupado en esta unidad compresiva. Su potencia oscila entre 600 y 800 m. en el extremo occidental y proximidades del diapiro de Murguía, entre 1200 y 1500 en la zona de los pantanos y disminuye progresivamente hacia el Este; 1000-1100 m. en Gardoa y Arriola. 650-700 m. en Olazagutia y 350-400 m. en Lizarraga Figs. C-20 y C-19.

La litología de esta unidad es bastante uniforme. En la base se identifica un tramo de 5 a 20 m. de calizas brechoides sobre las que se dispone una alternancia ritmica de margas compactas y calizas, que hacia la mitad superior pasan a una alternancia irregular aunque constante de calizas margosas y margas algo calcáreas. Estas características litológicas generales se mantienen para todo el sector, si bien hacia el Este, a medida que disminuye la potencia se observa un claro predominio de las margas.

La datación paleontológica pone de manifiesto la existencia de una importante laguna sedimentaria, que comprende el Turoniense inferior o la parte basal de este.

El contenido paleontológico en esta unidad se caracteriza por la presencia en todos los perfiles de una cierta abundancia de Foraminíferos planctónicos en alta relación respecto a los bentónicos, más patente durante el Turoniense.

En conjunto se trata de litologías homogéneas de margas y margas calcáreas muy laminadas en niveles que oscilan de unos pocos milímetros a algunos decímetros, de tonos grises y oscuros. Son *wackestones* más o menos arcillosos, a veces finamente calcareníticos, con granoselección positiva, laminación paralela y cruzada de pequeña escala, ondulada a ligeramente convolucionada. Tiene algunas pistas horizontales, y huellas de bioturbación. Son frecuentes las superficies ferruginosas.

La ordenación de las facies es compleja pues se trata de una alternancia ritmica en la que la secuencia elemental está constituida por un nivel basal de caliza con granoselección y/o laminación (paralela, cruzada y ondulada), y un término superior de marga muy laminada. Esta secuencia varía entre algunos centímetros o casi 1 m. En ellas se pueden a veces identificar pistas y bioturbación.

Las secuencias se ordenan en secuencias mayores estrato y granocrecientes o estrato y granodecrescentes en las que la marga llega a aparecer como una simple junta. Por lo general la relación caliza-marga oscila de 1/1 a 5/1. Estas asociaciones son decamétricas, en su mitad inferior estratocrecientes, y en la superior estratodecrescentes.

A escala de afloramiento se observan frecuentes truncaciones de la serie, intraformacionales y acuñamientos laterales. De forma más puntual aunque significativa hay niveles de *slump* e incluso presencia de bloques intercalados en la serie.

Todas estas características se observan fundamentalmente en los cortes del Pantano y de la Autovía. Hacia el Este en Gardoa y Arriola. en los extremos, diapiro de Murguía al Oeste y Olazagutia-Lizarraga al Este, aparecen como series arcillosas monótonas, de alternancia de calizas (*wackestones* arcillosos) a veces nodulosas y margas laminadas.

Se interpretan como depósitos de talud en áreas subsidentes, limitadas en sus extremos Oeste y Este y hacia el Sur por la plataforma distal profunda. La evolución vertical de la unidad demuestra un primer episodio transgresivo llegando a situarse en medios de talud que pasan durante el Coniaciense-Santoniense inferior a depósitos en plataforma externa distal y profunda. Figs. C-17, C-18 y C-21.

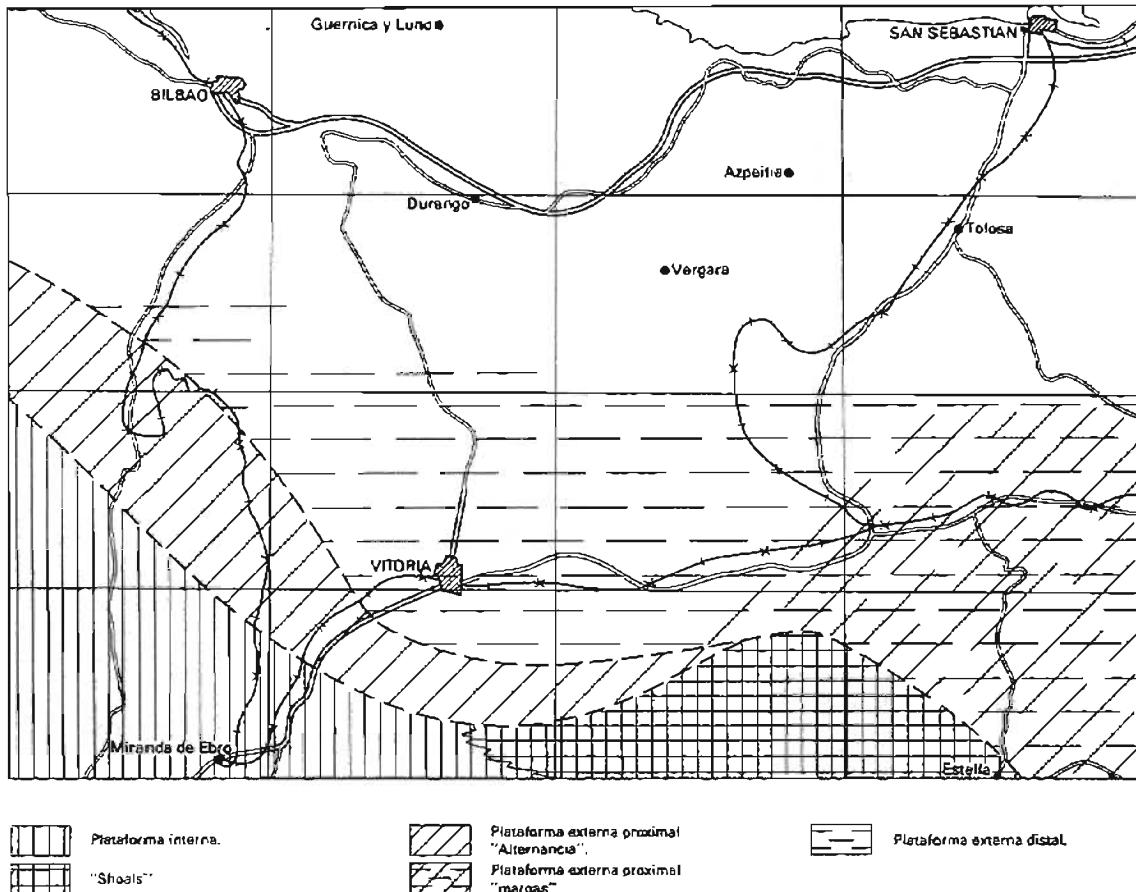


Fig. C.21.- Distribución de facies Santoniense inferior

En la zona de Estella los sedimentos equivalentes a esta unidad presentan características algo distintas con claro predominio de términos margosos.

Su potencia es difícil de precisar dadas las características de recubrimiento de los afloramientos. Se estima entre 800 y 1200 m. adelgazándose hacia el Oeste (Sierra de Cantabria). Fig. C-20.

Está constituida por margas grises, masivas, laminadas, nodulosas y calizas margosas, *wackestones* arcillosos. Constituyen una sucesión alternante que litológicamente guarda similitud con formaciones equivalentes de otras áreas, sobre todo durante el Cenomaniense (Cuenca de Vitoria y La Barranca). Así la base de la unidad tiene intercalaciones arenosas (Metauten), continúa con una sucesión monótona de margas con intercalaciones de calizas margosas (Ologoyen-Ganuza) y pasan a una sucesión de aspecto noduloso o disyunción nodulosa que recuerda al flysch de bolas, ya descrito en otras regiones. La parte superior de la Formación (Turonense-Coniaciense inferior) muestran mayor uniformidad litológica, tratándose de calizas margosas, *wackestones* arcillosos, generalmente compactos intercalados en una serie de margas compactas.

Son ricas en foraminíferos planctónicos y contienen fauna de Ammonites y Equinidos, también Corales y Briozoos. La microfauna es también abundante. Se ha clasificado *Spiroplectammina cf. longa* LALICKER, *Dorothia gradata* BERM., *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* MORROW, *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMM., *Pr. stephani* (GANDOLFI), *Hedbergella paradubia* (SIGAL), *Globotruncana imbricata* MORNOD, *G. sigali* REICHEL, *G. lapparenti coronata* BOLLI, *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Marssonella trochus* D' ORB, y *Marginulina trilobata* D' ORB. Según RAMIREZ DEL POZO en la hoja MAGNA de Estella.

Las facies diferenciadas en función de su litología y estructuras son escasas. Margas que en la base de la unidad tienen contenido arenoso y que hacia techo aparecen masivas, laminadas o nodulosas y calizas margosas, *wackestones* arcillosos, generalmente biomicritas de estratificación irregular y a veces nodulosas. Constituyen en conjunto sucesiones monótonas alternantes o con predominio de una litología (generalmente margas).

Sus características y contenido muestran condiciones de sedimentación relativamente profundas, fuera de la influencia de corrientes, en zonas distales de la plataforma externa y corresponden a un fuerte impulso transgresivo motivado por una importante subsidencia que en un principio deja sentir influencia interna, para dar paso rápidamente a depósitos distales. Figuras C-16, C-17 y C-18.

2.2.4.13. *Margas y margas calcáreas* (41). Coniaciense superior-Campaniense inferior.

La existencia de esta unidad es importante ya que ocupa la cuenca de Vitoria, el sector de la Barranca y la cuenca de Estella, en el extremo suroriental del mapa, con una constante homogeneidad litológica y ha sido estudiada en numerosos perfiles, si bien su potencia por lo general es estimativa debido a la gran cantidad de recubrimientos y a la escasez de cortes completos. La mayoría son parciales, normalmente falta el techo, y se han medido potencias entre 1200 y 1500 en los cortes al Norte de Vitoria (Nagarrate, Ullíbarri Gamboa, Azua) y entre 700 y 100 al Sur y Suroeste de Vitoria (Ariñez, Berrosteguieta, Ullíbarri Okina). En Olazagutia se han medido 800 m. y 400 m. en Lizarraga, Fig. C-22.

Litológicamente está formada por una sucesión, a veces alternante de margas, arcillas y

calizas arcillosas. En ocasiones la sucesión puede ser débilmente arenosa. Hacia el Oeste su litología varía hacia calcarenitas finas y areniscas bioclásticas con estratificación cruzada, haciendose parcialmente dolomítica.

Su contenido paleontológico es abundante en Equinídos (*Micraster*). Se encuentran también corales planos y ramosos, Bivalvos, Ammonites y Briozoos. Abundantes Foraminíferos predominando los planctónicos, Ostrácodos y Algas calcáreas. RAMIREZ DEL POZO en la hoja MAGNA de Vitoria cita: *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *G. concavata primitiva* (DALBIEZ), *G. tricarinata* QUERAU, *G. marginata* REUSS, *C. angusticarinata* GANDOLFI, *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Globorotalites michelinianus* D' ORB. y (HOFKER). En tramos más altos aparecen *Globotruncana concavata* BROTZ, *G. lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU y *G. carinata* D' ALBIEZ, además de *Gaudryina rugosa* D' ORB., *Marginulina trilobata* D' ORB., *Tritaxia tricarinata* REUSS y *Verneuilina limbata* CUSHM. A techo determina *Globotruncana elevata elevata* BROYZ, *G. ventricosa* (sensu BROTZ) y *Bolivinoides strigillata* CHAPM. También *Lituola irregularis* (ROEM.), *Cibicides excavata* BROTZ y *Gouillaudina lecointrei* MARIE.

Se pueden identificar facies de margas y margas calcáreas laminadas y nodulosas en tonos oscuros y grises. Calizas finas, intramicritas, biomicritas y pectimicritas, *mudstones* y *wackestones* arcillosos en niveles planares a nodulosos. Presentan pistas y bioturbación.

La ordenación de estas facies no presenta grandes variaciones; por lo general se trata de sucesiones monótonas de margas que hacia el techo de la unidad, suelen presentar aumento en los niveles de *wackestones* que llegan a constituir secuencias de enriquecimiento en carbonatos que varían de orden métrico a decamétrico y suelen ser ricas en fauna y bioturbación.

Otra asociación presente es la de sucesiones margosas alternantes con delgados niveles de *wackestone*, inicialmente paralelos, más abundantes y nodulosos hacia techo y terminan en sucesiones de calizas en las que se han observado fenómenos de *slumping*.

A lo largo de esta unidad se produce un transito en el medio de sedimentación pasando desde las partes distales a las proximales dentro de una plataforma abierta externa. Su evolución es pues de tendencia regresiva marcada por distintos episodios de progradación de la plataforma (siempre en condiciones externas de amplia circulación).

Mención aparte merece la descripción del afloramiento de calizas campanienses del Monte Oro en el diapiro de Murguía. Se trata de una sucesión de 250 m. de potencia que en la base presenta una sucesión de margas calcáreas laminadas a nodulosas alternando con calizas arcillosas. Se trata de *wackestones* débilmente bioclásticos irregulares o nodulosos, que contienen fauna planctónica, bentónica y Ostrácodos (Fm. Vitoria). Sobre esta y en contacto neto se disponen unas calcarenitas gruesas *grainstones* a *rudstones* bioclásticos con restos de rudistas, Equinodermos, Briozoos y Moluscos. Sobre estos se disponen cuerpos masivos dolomíticos de geometría lenticular que pueden corresponder a pequeñas bioconstrucciones y acumulaciones bioclásticas. Por encima se sitúa una sucesión tableada de abundantes algas y orbitoides además de otros organismos incrustantes. Esta unidad es equivalente por facies y situación estratigráfica de la Fm. Quintanaloma, que se desarrolla en un ambiente de plataforma interna y su presencia en este contexto puede ser debida a su situación paleogeográfica anómala sobre un diapiro activo, como lo demuestra el adelgazamiento de las distintas unidades en las proximidades del mismo, que se situaría a escasa profundidad, pudiendo en este momento ser colonizado por facies someras, similares a las de bioconstrucciones en plataforma interna. Figs. C-23 y C-24.

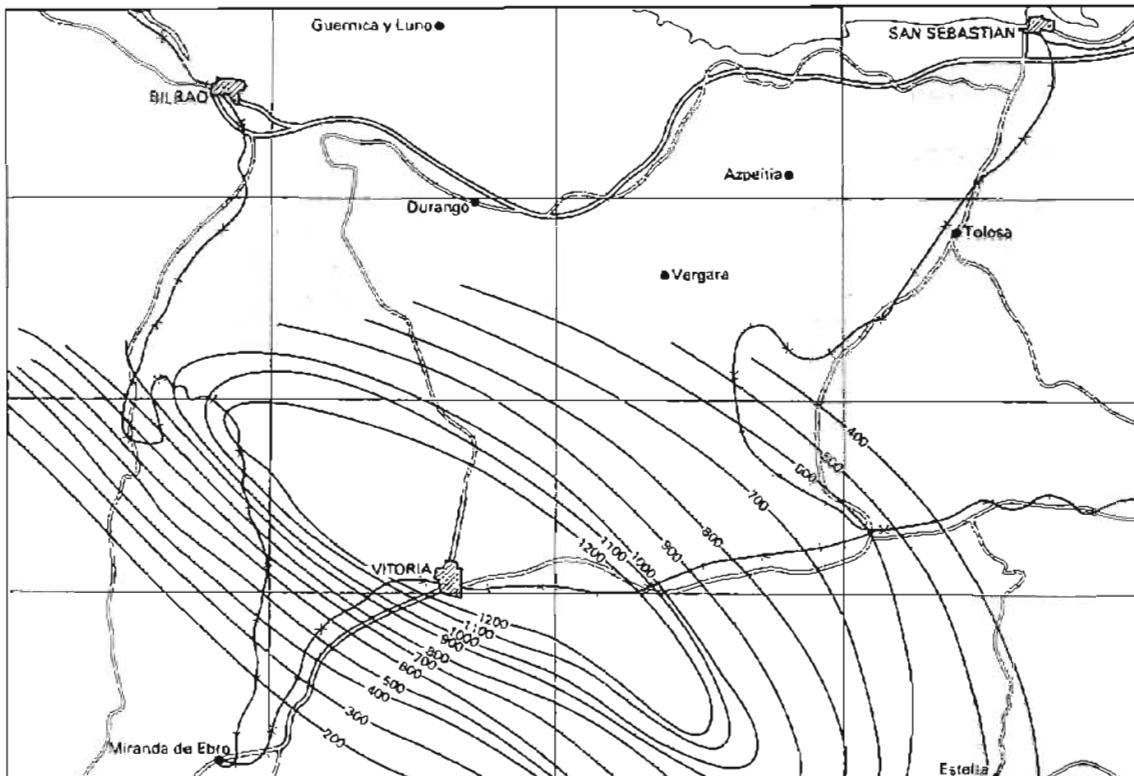


Fig. C.22.- Mapa de Isopacas. Santoniense superior-Campaniense inferior.

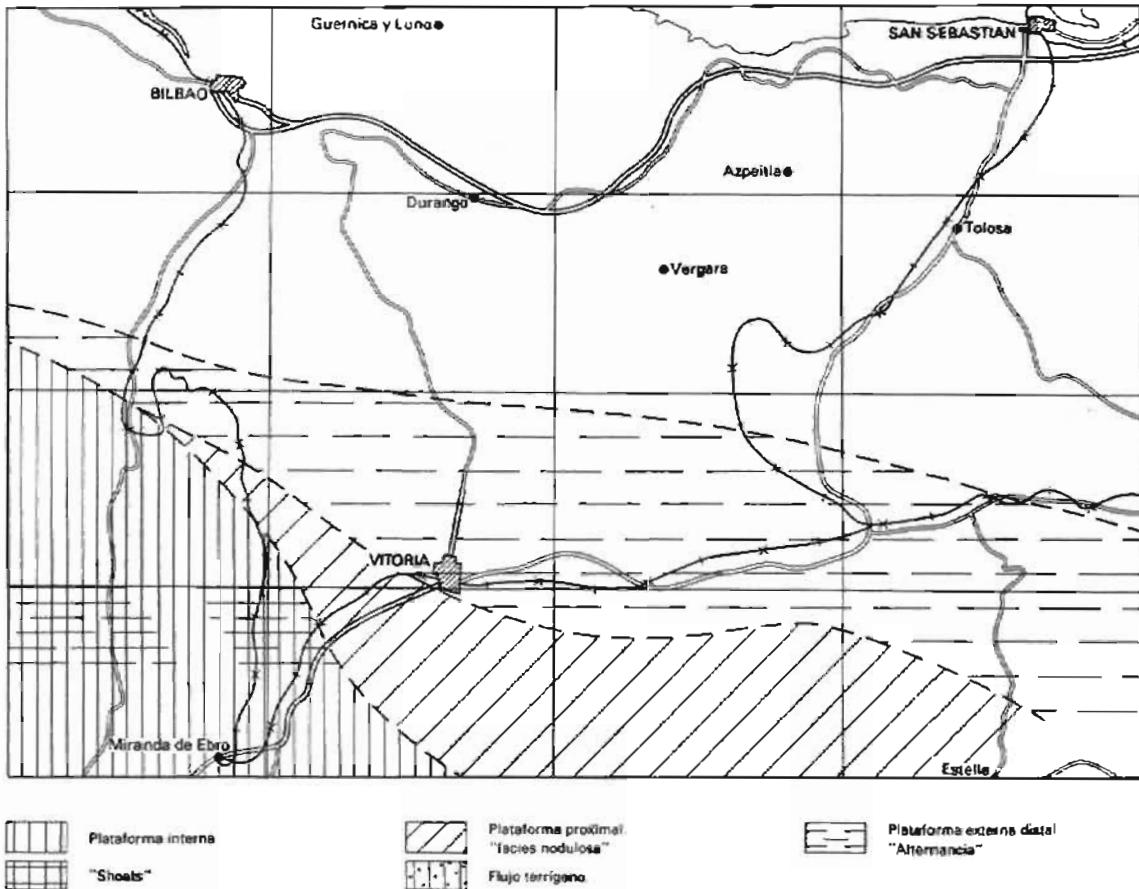
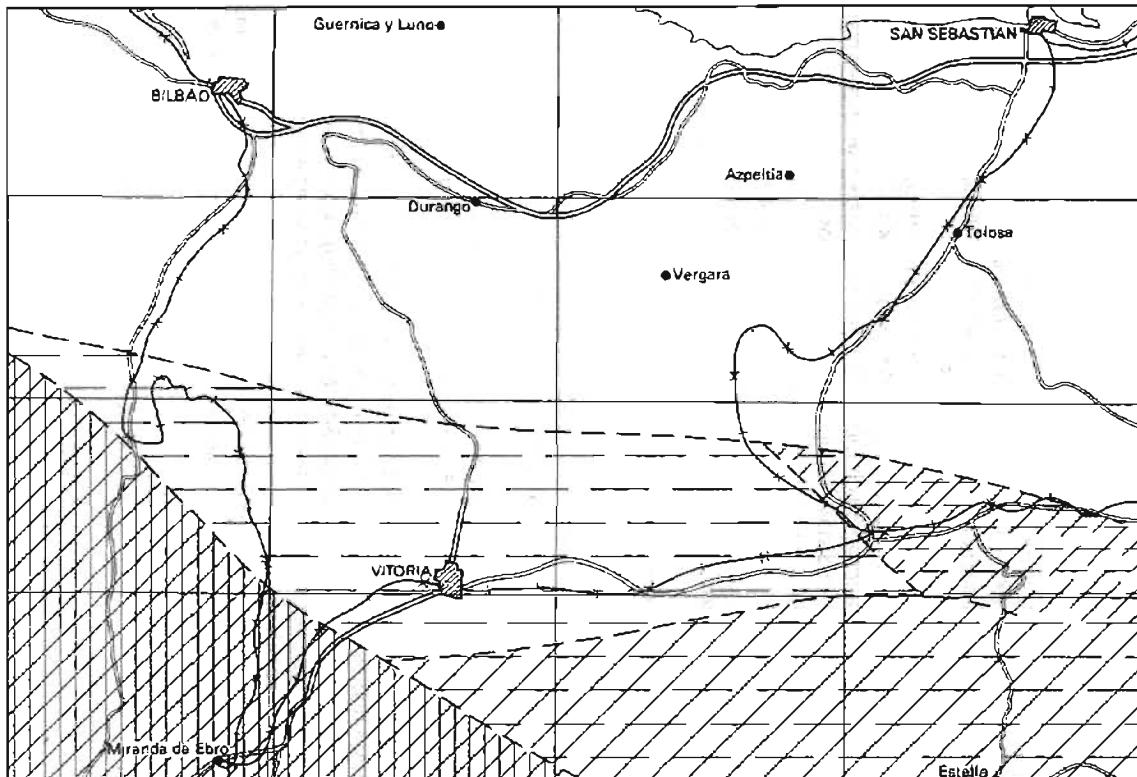


Fig. C.23.- Distribución de facies Santoniense superior.



Plataforma interna-externa proximal,
margas-arenas-calizas.



Plataforma externa "margas"



Plataforma externa proximal
"margas nodulosas".



Plataforma externa distal,
"Alternancia margos-caliza".

Fig. C.24.- Distribución de facies Campaniense inferior.

2.2.4.14. *Calcareitas* (42). *Santoniente*

Esta unidad se localiza en el extremo suroriental del mapa en la cuenca de Estella y es identificable en la mitad Oeste del borde Sur de la Sierra. Se ha observado en los perfiles de Ollogoyen-Ganuza-Viloria-S. Vicente de Arana y Atauri.

Se presenta con una potencia variable que oscila entre 200 y 400 m. Se trata de calcarenitas bioclásticas existiendo una importante variación litológica, siendo más finas en la mitad Este, Viloria y Ollogoyen y más gruesas hacia el Sur y Oeste, S. Vicente y Atauri. Desaparecen rápidamente hacia el Norte, (Zudaire). Figuras C-20 y C-19.

Presenta fauna de foraminíferos bentónicos dominante sobre planctónicos, abundantes Algas calcáreas y Ostrácodos. Se han clasificado: *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Pseudovalvularia cf. costata* BROTZ, *Allomorphina cf. lobata* GENDROT. También se encuentran fragmentos de Moluscos (Ostreidos, Rudistas), Equinodermos y Briozos.

Se trata de calcarenitas finas, intrabiomicritas, *wackestones*, calcarenitas gruesas intra-bioesparitas, *packstone-grainstone*, con estratificación irregular ondulada, que le da un aspecto noduloso y estratificación cruzada. También se observan laminaciones discontinuas y oblicuas, con visibles huellas de bioturbación, así como alguna superficie endurecida o de lavado.

El conjunto se presentan como sucesiones monótonas en las que no existe ordenación aparente (Viloria) o en sucesiones granocrescentes con predominio de estratificación cruzada.

Corresponden a depósitos en plataforma de alta energía, presentando hacia el Oeste señales de proximidad y hacia el Este y Norte de distabilidad en una plataforma externa. Constituirian barras calcareníticas (*shoals*). Fig. C-21.

En la zona de Maestu y posiblemente relacionado con actividad diapírica aparece un conjunto de calcarenitas que dan un resalte característico y que alcanzan una potencia de unos 150-170 m.

Se trata de calcarenitas y biocalcareitas, *packstone-grainstone* con foraminíferos bentónicos (*Lacazina*) y algunos planctónicos así como fragmentos de Moluscos (Rudistas), Briozos y Algas calcáreas y muestra estratificación cruzada. Se identifican delgados niveles de calizas arcillosas, *wackestones* que podrían señalar la base de secuencias granocrescentes de hidrodinamismo creciente, de orden decamétrico.

Esta secuencia corresponde a su base a depósitos de plataforma abierta mientras que las calcarenitas muestran la migración de las barras bioclásticas correspondientes a zonas energéticas de barras y canales C-23.

2.2.4.15. *Arenas, areniscas y margas arenosas* (43). *Campaniente superior*

Está representada en la región situada al Sur de Vitoria, en los Montes de Vitoria e Iturrieta y también se localiza en la parte occidental de la Cuenca de Estella.

Su potencia llega a ser importante (500 m.) mayor hacia el Oeste y en disminución rápida hacia el Este (200 m.).

Se trata de una sucesión de arenas, areniscas, margas arenosas y calizas arenosas bien estratificadas, presentan estratificación cruzada planar de bajo angulo y en surco, laminación paralela y frecuentemente sin ordenación interna. Hay intercalaciones de niveles bioclásticos de *packstones* o *grainstones* esquéleticos y de calizas arenosas, *wackestones* y

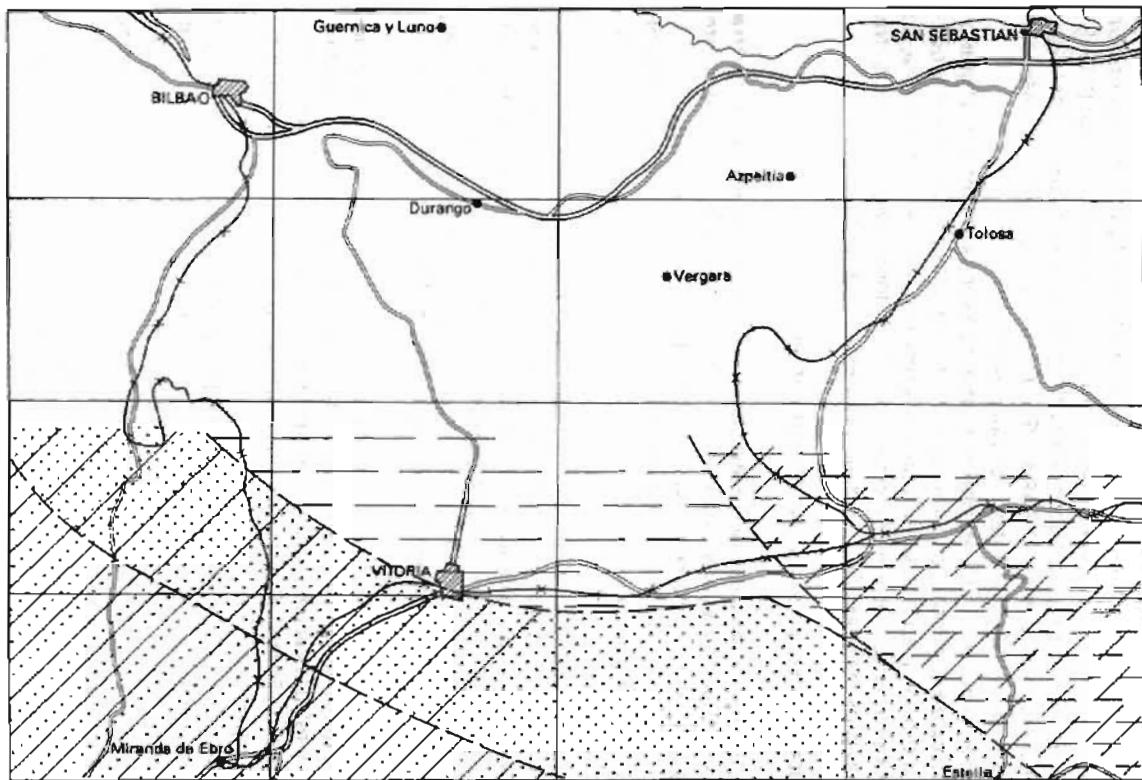


Fig. C.25.- Distribución de facies Campaniense superior.

packestones con estratificación horizontal, fragmentos fósiles, tubos verticales y pistas horizontales y bioturbación. En este tramo se han clasificado (RAMIREZ DEL POZO en hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón): *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB). En algunos tramos blandos se han reconocido: *Marssonella cf. trochus* D' ORB., *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Marginulina trilobata* D' ORB., *Globotruncana ventricosa* (sensu BROTZ), *Pseudovalvularia monterelensis* (MARIE), *Goupillaudina daguini* MARIE, *Monolepidorbitoides sanctae pelagiae* ASTRE y *Siderolites vidali* SCHLUMB.

Esta sucesión arenosa en la que es posible identificar tramos con evolución secuencial grano-creciente de margas a calizas arenosas con bioturbación y bioclastos e incluso calizas esqueléticas débilmente arenosas, y en donde la fauna es predominantemente bentónica, se interpreta como depósitos en plataforma externa tranquila a donde llegan los depósitos progradantes de áreas proximales en clara tendencia regresiva. Figs. C-25.

2.2.4.16. *Calcareitas, margas y arenas* (44). *Maastrichtiense*

Esta unidad se identifica formando parte del relieve que constituye la parte alta de la Sierra de Urbasa y en su continuación hacia el Oeste en los montes de Vitoria. Tiene por tanto validez tanto para la cuenca de Vitoria como para el sector de la cuenca de Estella.

Se ha observado en los perfiles de Berrosteguieta, Ullíbarri, Okina, Laminoria, Puerto de Opacua, Olazagutia, Iturmendi y Lizarraga. Su potencia es variable, 130 m. en Berrosteguieta, 200 m. en Ullíbarri-Okina, 150 m. en Laminoria, 110 en el Puerto de Opacua, 140 m. en Olazagutia 200 m. en Iturmendi y 170 m. en Lizarraga. Fig. C-26.

Al igual que existe variación en la potencia, su litología es bastante variable. Es muy arenosa en Berrosteguieta y Ullíbarri-Okina, calcarenítico con cierto contenido margoso a techo en Opacua y Olazagutia, y margoso a muy margoso y dolomítico en Iturmendi y Lizarraga.

Su contenido paleontológico es de grandes Foraminíferos bentónicos, algunos planctónicos, Algas calcáreas y Ostrácodos. Se han identificado fragmentos de Moluscos, Equinodermos, Brizoozoos.

Se diferencian gran cantidad de facies: margas arenosas, margas calcáreas-nodulosas, biomicritas wackestones débilmente arenosas. Calcareitas bioclásticas, *packestone*, *grainstone*, con glauconita y estratificación cruzada. Calizas finamente bioclásticas, biomicritas a biosparitas. *Packstone* con Foraminíferos orientados. Areniscas calcáreas y calizas arenosas bioclásticas. *Packstone* a *Grainstone*.

Igualmente se observan distintas asociaciones con desigual grado de ordenación en cada uno de los perfiles. En los montes de Vitoria (perfils de Berrosteguieta y Ullíbarri-Okina), la asociación es de arenas, margas arenosas y margas con niveles dolomíticos intercalados hacia el Este. Su ordenación corresponde a una secuencia con términos basales calcáreos, calizas con *Orbitoides* o dolomías y hacia techo margas, margas arenosas y arenas. Una asociación similar se observa en el perfil de Laminoria (más hacia el Este) en donde en el techo se identifican niveles de calcarenitas bioclásticas, *wackestone*-*packstone* con *Orbitoides* y algo arenosas. En la hoja de La Puebla de Arganzón se han determinado por RAMIREZ DEL POZO los siguientes microfósiles: *Orbitoides media* (D' ARCH), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Lepidorbitoides socialis* (LEYM), *Siderolites cf. olaztiensis* R. GAONA, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Clypeorbis mammillata* (SCHLUMB), y *Lithothamnium*, que alternan con margas arenosas y areniscas con *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB) y Orbitoididos.

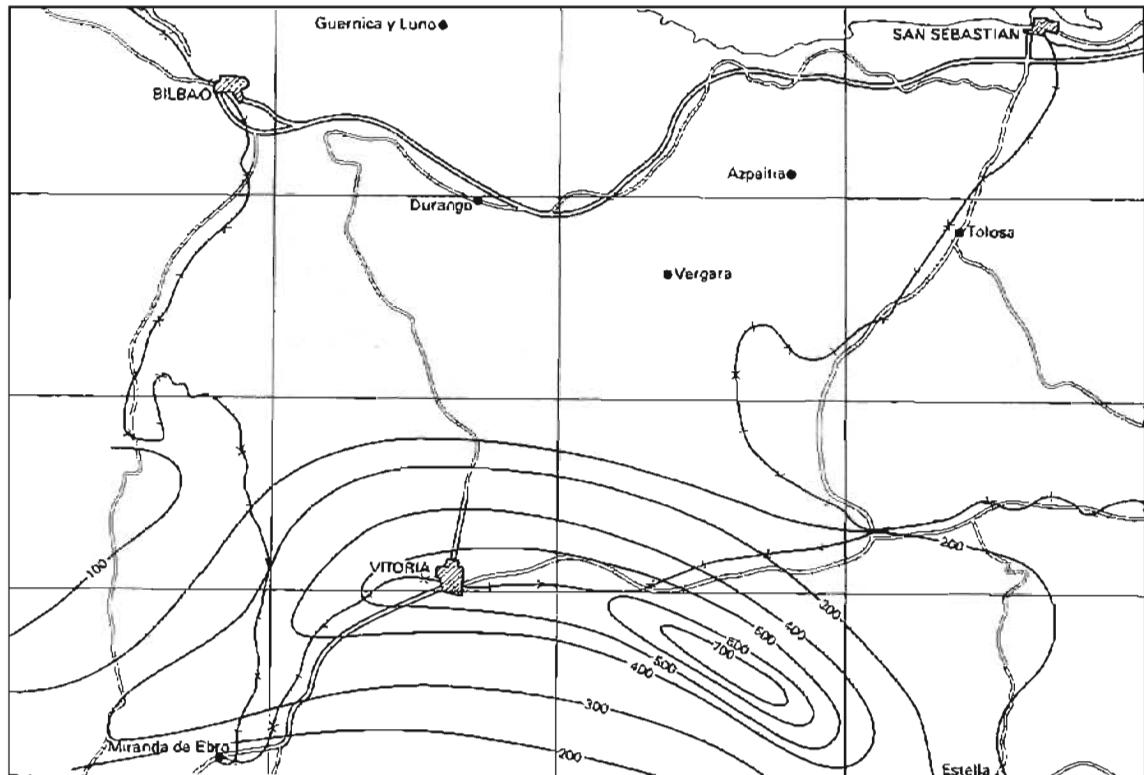


Fig. C 26.- Mapa de Isopacas. Campaniense superior Maastrichtiense.

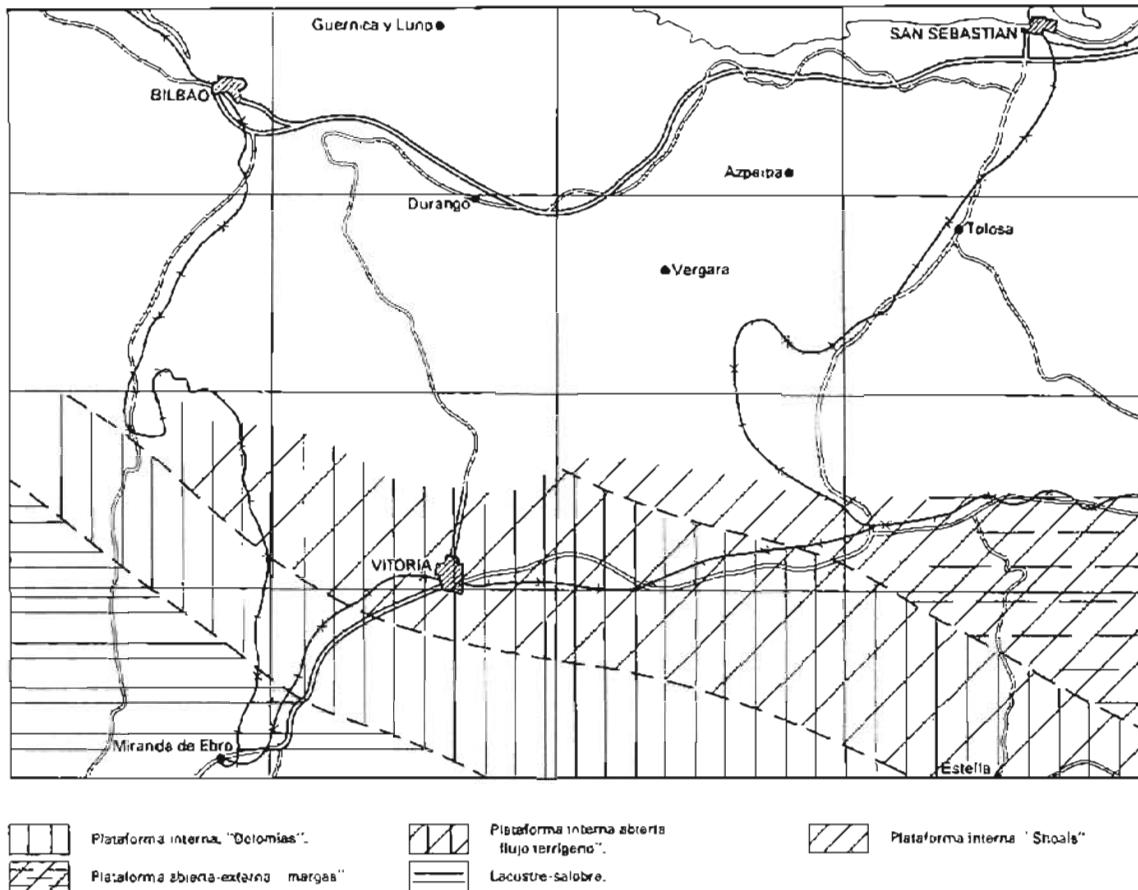


Fig. C.27.- Distribución de facies Maastrichtiense.

Más hacia el Este en el Puerto de Olazagutia las facies y la asociación son diferentes, no hay arenas y la secuencia comienza con un potente tramo de calcarenitas bioclásticas, *packstones-grainstones* sobre el que se disponen margas grises con intercalaciones de calcarenitas *packstones* con pistas y bioturbación. Por último en el puerto de Usalde, perfil de Lizarraga, la secuencia está constituida por alternancia de margas y margocalizas, ligeramente arenosas y con mayor contenido en plactónicos.

La ordenación de las facies en las secuencias descritas, así como su distribución espacial muestran claramente la entrada de flujo terrígeno en un ambiente de plataforma cuya parte más interna se sitúa hacia el Oeste, mientras que hacia el Este muestra progresivamente facies de plataforma de alta energía e incluso de plataforma interna o abierta. Así el perfil de Lizarraga se sitúa en ambientes de plataforma notando menos los efectos regresivos que provenientes del Oeste afectan progresivamente al resto de plataforma. Fig. C-27.

2.2.4.17. Dolomías (45). Paleoceno inferior-medio (Daniense-Montiense)

Está representado por una unidad dolomítica muy constante, que constituye un resalte a modo de friso en la parte alta de la Sierra de Urbasa.

Se presenta con potencia variable que aumenta de Este a Oeste y de Sur a Norte. Se han medido entre 50 y 60 m. en el borde Oriental (perfils de Arteta e Iturgoyen). Aproximadamente 100 m. tanto en el borde Norte (perfils de Olazagutia y Lizarraga) como en el borde suroccidental (perfils de Arlucea y S. Roman-Corres). Valores entre 120 y 170 corresponden a los perfils de Ullibarri, Okina, Atauri y S. Vicente de Arana, mientras que el máximo de 200 m. de potencia corresponde a la parte central de Laminoria y Zudaire.

Litológicamente se puede describir como una sucesión dolomítica generalmente de tendencia masiva que hacia el Este es ligeramente margosa y hacia el Oeste se vuelve tableada y arenosa.

El contenido paleontológico es relativamente escaso dado el alto grado de dolomitización que llega a alcanzar. Se ha reconocido Foraminíferos bentónicos, algún planctónico. Algas calcáreas, Ostrácodos, fragmentos de Bivalvos, Gasterópordos, Biziozoos, etc.

Se han identificado facies de dolomías estratificadas, dolomías masivas y con estratificación cruzada de gran escala. En estas facies se reconocen geometrías lenticulares de mediana y gran escala, contienen fantasmas de bioclastos, porosidad móldica y bioturbación. Cuando la dolomitización es menor se clasifican texturas *wackestones* a veces bioclásticas con estratificación ondulada a nodulosa, y *packstones-grainstone* (ocasional) con estratificación planar y ondulada.

Todas esta facies parecen corresponder a medios energéticos bien de bioconstrucción bien de acumulación y a los ambientes tranquilos o de sombra; no se aprecian señales de somerización hacia ambientes de exposición subaérea.

La ordenación de esta facies parece corresponder a grandes sucesiones presentando texturas finas o margosas en la base siendo más calcareníticas o groseras en los tramos superiores y pueden aparecer las dolomías masivas o con estratificación cruzada a techo.

Esta sucesión o secuencia de orden mayor ocupa generalmente el total de la unidad y corresponde a la instalación progresiva de facies de hidrodinamismo creciente. Se interpreta como una secuencia de migración de las dunas o *shoals* calcareníticos sobre las áreas protegidas submareales. Los cuerpos masivos lenticulares pueden corresponder al desarrollo de *mounds* (posiblemente arrecifales) sobre el fondo de *lagoon* o plataforma interna protegida

de baja energía. Representa en cualquier caso un proceso de somerización por progradación del conjunto de alto hidrodinamismo.

Sobre esta unidad y preferentemente en la zona oriental se localiza un conjunto constituido por una unidad de calizas estratificadas compactas y blanquecinas que pueden tener aspecto masivo. Aflora en el caso anterior en toda la Sierra de Urbasa.

Su potencia es variable situándose las menores potencias en el extremo Oeste con 80-90 en Arlucea y Laminoria. El máximo se ha medido en el extremo Este con 150-160 en Lizarraga y Arteta, mostrando el resto de los afloramientos una potencia entre 100 y 120 m.

Litológicamente se trata de calizas blancas de aspecto mármoreo con abundantes restos de algas rojas incrustantes. También se incluyen niveles de calcarenitas y biocalcarenitas. Es un conjunto generalmente bien estratificado y homogéneo en aspecto externo.

Los restos paleontológicos son abundantes, Foraminíferos bentónicos, Bivalvos y Gasterópodos, Equinodermos y organismos constructores e incrustantes, políperos, Corales, Algas rojas, etc. En la hoja de La Puebla de Arganzón, RAMIREZ DEL POZO cita en esta unidad: *Globigerinoides daubjergensis* (BRONN), *Globigerina cf. triloculinoides* PLUMM, *Globorotalia cf. compressa* (PLUMM), *Rotalia trochidiformis* (LAM), *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Lithothamnium cf.*

En las facies existe un predominio de las facies bioconstruidas entre las que se distinguen las de carácter incrustante, *Binstones*, constituidas por algas rojas incrustantes y las de carácter esquelético o ramificado, *Framestones*. Otros tipos de facies son las calcarenitas de texturas finas, tipo *wackestones-packstone*, estratificadas, a veces con laminación y porosidad fenestral y las calcarenitas groseras, tipo *packstone a grainstone* con estratificación cruzada y en ocasiones parcialmente dolomíticas.

Todas estas facies corresponden a medios groseros, submareales, de plataforma carbonatada con alta tasa de producción y de hidrodinamismo relativamente elevado.

Las asociaciones presentes tienen una clara distribución espacial (Fig. C-20). El sector Oeste muestra un predominio de las facies incrustantes en una secuencia submareal, a veces aparecen en la base facies más finas de ambientes de fondos colonizados. En la parte central (Olazagutia y Zudaire) se desarrollan secuencias calcareníticas. En el primero se observan secuencias de biomicritas *wackestones* y *packstones* bioclásticos correspondientes a zonas de acumulación y de fondos tranquilos y en el segundo caso se trata de calcarenitas groseras, *packstone a grainstone* con estratificación cruzada y superficies de endurecimiento o de lavado. A techo aparecen facies laminada y con porosidad fenestral. Es una secuencia típica de zona energética de barras y canales con un proceso de somerización.

Por último en Lizarraga todo el conjunto de la unidad es de desarrollo arrecifal con abundantes organismos constructores e incrustantes. Se llegan a observar las características morfológicas de cuerpos masivos lenticulares. Hacia el techo de esta unidad y como en casos anteriores aparecen señales de somerización, brechificación, cantos negros y bioturbación. El conjunto es una secuencia arrecifal con tendencia a la somerización.

En el sector occidental (hoja de Orduña) aflora un conjunto dolomítico en forma de estrecha franja que con dirección O-E, llega a desaparecer bajo los conglomerados oligocenos.

Se trata de un nivel de 25-30 m. de potencia de calizas dolomíticas, dolomías blancas y dolomías alteradas de aspecto margosos con *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *Valvulina* sp. y *Ataxophragmiidae*.

2.2.4.18. *Calcarenitas con Fallotella y arenas* (46).
Paleoceno superior (Thanetiense).

Se trata de una sucesión de calizas compactas a veces laminadas con un conjunto margoarenoso o arenoso a techo en el sector Occidental. En el borde nororiental son sucesiones calcareníticas o margocalcáreas.

La potencia medida máxima es de 300 m. en Arlucea, 200 m. en Laminoria y una potencia anómala de 70 m. en Corrés dada su proximidad al diapiro de Maestu. Hacia el Este la potencia disminuye con 150 m. en Olazagutia, 55-60 m. en Lizarraga y aproximadamente 70 m. en Arteta.

El contenido paleontológico es fundamentalmente de Foraminíferos bentónicos y abundantes algas incrustantes. Contiene además fragmentos de Bivalvos, Gasterópodos, Equinodermos, y Corales. Las microfacies corresponden a biomicritas, intrabiomicritas e intrabiospartitas, en ocasiones arenosas, con secciones de *Fallotella alavensis* (MANGINI), *Glomalveolina primaeva* (REICHEL), *Cuvillierina eocenica* DEBOURLE, *Asterodiscus taramelii* (SCHLUMB), *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Planorbolina antiqua* MANGIN, *Anomalina cf. grosserugosa* (GUMB), *Lithothamnium* sp., *Quinqueloculina* sp. Bivalvos y Poliperos.

Las facies se pueden agrupar en distintos conjuntos. Un primer conjunto de facies bioconstruidas. Entre ellas destaca la constituida por organismos incrustantes con texturas *bindstone* a *packestone*, contiene abundantes algas rojas a veces pisolitos a rhodolitos. En segundo lugar estarían otras más localizadas de armazón orgánico o coloniales; *framestones* de Corales, con fauna de Bivalvos y Equinidos acompañante. Presentan geometrías masivas o de aspecto noduloso con bioturbación.

Otro grupo de facies son las facies arenosas. Areniscas, areniscas calcáreas, calizas arenosas, con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación.

El tercer grupo lo constituyen las bioclásticas. Margas y margo-calizas nodulosas finamente bioclásticas con texturas *mudstone-wackestone*. Calcarenitas bioclásticas y biocalcareitas, *packestone-grainstone*. En estas facies son frecuentes la bioturbación, laminación y las superficies ferruginosas.

Todas las facies corresponden a depósitos de plataforma somera y están presentes facies de alto y de bajo hidrodinamismo.

Se presentan en tres tipos de asociaciones distribuidas espacialmente. En el sector occidental, perfil de Arlucea, se trata de un conjunto de tramos bioconstruidos con predominio de las algas incrustantes, entre los que se intercalan algunos niveles bioclásticos *grainstones* esqueléticos. Esta sucesión de episodios arrecifales muestra a techo un importante flujo terrígeno siliciclástico, que marca el final del desarrollo orgánico de la plataforma.

En el sector más central, perfil de Olazagutia, la asociación es de acumulación en fondos relativamente agitados de *packestone-grainstone* con fauna bentónica y bioclastos. Son depósitos submareales de plataforma interna en fondos no tranquilos que muestran a techo tendencia a la somerización.

Hacia el Este, en Lizarraga, sobre un conjunto de calcarenitas bioclásticas y fragmentos de organismos coloniales se desarrolla un conjunto de secuencias de margas y margocalizas, *wackestones* arcillosos con abundante fauna bentónica. Corresponde a una sedimentación en áreas tranquilas y traseras a la barrera arrecifal existente, podría identificarse como depósitos de lagoon submareal.

2.2.4.19. *Calizas de Alveolinas dolomias y margas* (47).
Eoceno inferior (Ilerdiense).

Está escasamente representado, solamente ha sido reconocido en los perfiles de Corres y Laminoria en la parte más occidental y en el Arteta en la más oriental.

Su potencia es escasa en Laminoria 8 m. al igual que en Arteta 6-8 m. Solamente en Corres parece estar representado por unos 30 m. Son unas calizas conglomeráticas o brechoides a calcareníticas y están bien estratificadas.

En Arteta se trata de unos niveles de Lumaquelas de grandes Foraminíferos (Orbitolidos y Nummulítidos) en bancos bien estratificados, *packstone a grainstone*.

En el perfil de Laminoria se trata igualmente de *packstone a grainstone* pisolíticos o brechoides con abundantes Alveolinas. La fauna citada por RAMIREZ DEL POZO en este tramo en la hoja de Eulate está constituida por: *Alveolina ilerdensis* HOTT, *Alveolina leupoldi* HOTT, *Alveolina cf. rotundata* HOTT, *Glomalveolina lepidula* (SCHWAG), *Alveolina decipiens* SCHWAG, *Alveolina aragonensis* NUTT, *Alveolina corbarica* HOTT, *Orbitolites ibericus* LEHM y *Quinqueloculina* sp. En Corres son igualmente *packtones a grainstones*, con texturas calcareníticas no conglomeráticas. Tienen intercalaciones arenosas y presentan estratificación cruzada. Estas son facies de acumulación de alta energía pudiendo tratarse de canalizaciones de fondos. Se enmarcan en la evolución de una plataforma interna.

También existen términos asimilables a esta unidad en la zona de Ocio (hoja de La Puebla de Arganzón) y en el flanco Norte de la zona más oriental de la Sierra de Urbasa (hoja de Alsasua).

En el primer caso está formado por 100 m. de dolomías, normalmente dolomicritas, arenosas en algunos niveles, de tonos blanquecinos y rosados, con tramos brechoides y dismícríticos que dan un carácter lacustre y salobre al conjunto. Hay secciones de Gasterópodos, Ostrácodos y Oogonios de Characeas.

En la segunda zona citada (Lizarraga) se trata de unos 25-40 m. de una sucesión calcomargosa con glauconita y presenta estratificación irregular a nodulosa. Se trata de margas y margas calcáreas laminadas. Calizas finamente bioclásticas, pectiníticas y biopelmicritas, con glauconita y foraminíferos bentónicos, *mudstones* y *wackestones* arcillosos. Presentan estratificación irregular discontinua a nodulosa y en algunos niveles laminación. Forman una sucesión con un paquete de calizas en la base y una sucesión de secuencias de 3 a 4 m. de margas en la base y calizas nodulosas y bioclásticas hacia techo. En la Sierra de San Donato existe un espectacular aumento de espesor, hasta alcanzar unos 350 m. de materiales litológicamente similares a los anteriores.

Se han interpretado como debidas a procesos de somerización de relleno de lagoon submarela en un medio de plataforma interna protegida.

En Lizarraga se ha clasificado la siguiente microfauna: *Globigerina cf. prolata* BOLLI, *Globorotalia cf. aragonensis* NUTT, *Cibicides cf. lobatus* (W. y J.) y *Marginulina cf. fragaria* GUMBEL que datan el Cisiense superior. En la Sierra de San Donato la unidad incluye el total del Cisiense al haberse anulado el hiato que en Lizarraga afecta al Cisiense inferior. Esto, unido a que San Donato debió ser un surco especialmente subsidente durante el Cisiense, explica la anómala variación de espesores de la unidad.

2.2.4.20. *Calcarenitas con Nummulites y Alveolinas. Conglomerados y brechas calcáreas* (48). *Eoceno medio (Luteciense)*

Está representado en la mitad este de la Sierra de Urbasa, aflora en los perfiles de Olazagutia y Zudaire en su parte occidental, en Lizarraga, Echavarri, Rieu e Iturgoyen en la parte central y en Arteta en el extremo oriental.

Descansa sobre una discontinuidad mayor de carácter erosivo. Esta discontinuidad se hace más patente hacia el Oeste y hacia el Sur hacia donde descansa sobre materiales más antiguos.

Presenta pocas variaciones de potencia, es máxima en Olazagutia y Zudaire con 120 m. y disminuye hacia el Este manteniendo una potencia entre 60 y 80 m.

La litología también presenta una distribución en sentido E-O. Así en la alineación de los perfiles de Olazagutia-Zudaire y Echavarri corresponde a calcarenitas y biocalcarenitas, siendo frecuentes en la base tramos de lumaquelas y conglomeráticos o brechoídes, calcirruditas. En los afloramientos situados más al Este, Lizarraga, Rieu, Arteta, se trata de sucesiones de margas y margas calcáreas y calizas más o menos bioclásticas o arcillosas con glauconita.

Se pueden distinguir varios grupos de facies. Un primer grupo corresponde a las calizas conglomeráticas y brechoídes muy bioclásticas calcirruditas, incluyen grandes litoclastos y bioclastos así como Foraminíferos planctónicos, texturas groseras *floatstone-rudstone*. Son facies muy energéticas producidas en el seno de fuertes corrientes tractivas. Otro grupo lo constituyen las facies de acumulación de alta energía, son calcarenitas y biocalcarenitas que incluyen abundantes litoclastos y bioclastos así como Foraminíferos bentónicos, con texturas *packstone* y *grainstones* esqueléticos, que se presentan con estratificación paralela, en cuerpos masivos y con estratificación de gran escala. Un tercer grupo de facies lo constituyen las calcarenitas finamente bioclásticas con glauconita, Foraminíferos bentónicos y laminación. Corresponden a depósitos en fondos someros con abundante colonización bentónica. En el conjunto se han clasificado (RAMIREZ DEL POZO en la hoja de Alsasua). *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Alveolina levantina* HOTT, *A. gigantea* CHECH R, A. cf. *stipes* HOTT, *A. cf. tenuis* HOTT, *A. frumenti formis* SCHWAG, *A. cf. murieri* HOTT, *Nummulites cf. incrassatus* DE LA HARPE y *N. millecaput* BOUBEE.

Por último incluimos un grupo de facies margosas y peletoidales *wackestone* laminados, nodulosos con bioturbación, corresponden a depósitos en áreas tranquilas y dolomitizadas, áreas protegidas de lagoon.

La agrupación de estas facies se realiza en las grandes asociaciones con una distribución espacial bien delimitada. En el Oeste del área de afloramiento se observa una sucesión granodecreciente que comienza con las facies groseras y conglomeráticas de bases erosivas o irregulares para dar paso hacia techo a una potente sucesión de calcarenitas y biocalcarenitas con abundante microfauna. Esta misma asociación hacia el SE muestra una potente sucesión de *grainstones* esqueléticos con geometría y ordenamiento de cuerpos de acumulación de alta energía, complejo de barras y canales que la limitarán en su parte distal.

La segunda asociación corresponde a una evolución secuencial de *wackestones*-*packstones* peletoidales y/o glauconíticos y margas calcáreas con laminación. El conjunto muestra una evolución granodecreciente. Podrían interpretarse como correspondientes a zonas marinas poco profundas con señales de apertura intercalados entre depósitos calcareníticos de zonas distales de la plataforma interna.

La parte superior de la serie presenta características peculiares que merece la pena destacar. Se ha estudiado en los perfiles de Olazagutia, Zudaire, Echavarri, Lizarraga, Rieu y Arteta-Munarriz. Se han medido potencias próximas a los 300 m. en Olazagutia, Lizarraga y Arteta-Munarriz. En los demás afloramientos debido a la erosión las potencias son muy parciales. Estratigráficamente se presenta como un tramo de importantes cambios litológicos. En el extremo occidental, Olazagutia-Zudaire, se trata de una sucesión potente con calcarenitas y biocalcarenitas groseras en la base y unas margas y margas arenosas con bivalvos a techo. Los afloramientos intermedios, Lizarraga, Echavarri, Rieu muestran una sucesión de calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala y muy groseras. En la parte oriental, Arteta, Munarriz y las Bordas, la unidad se hace más margosa apareciendo intercalados hacia la base tramos calcareníticos y bioclásticos y hacia techo alternancia de calizas y margas. En este tramo se ha clasificado *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Assilina cf. exponen* SOW, *Asterodiscus cf. stellatus* D' ARCH, *Discocyclina discus* RUT-KAUF., *D. nummulitica* GUMB y *Nummulites cf. aturicus* SOLY y LEY del Luteciense superior.

Las facies distinguidas pueden constituir varios grupos: Facies de alternancia ritmica de margas y *wackestones* arcillosos (biomicritas) nodulosos correspondientes a depósitos distales de plataforma. Grupo de facies calcareníticas, incluye *packstone* y *grainstone* calcareníticos, bioclásticos y esqueléticos con estratificación cruzada de gran escala.

Estas facies corresponden a depósitos acumulados por la acción de grandes corrientes energéticas constituyendo barras y *shoals*.

Las facies de plataforma interna están representadas por los *wackestones* fosilíferos, margas, gasterópodos y bioturbación y margas arenosas.

Cada uno de estos conjuntos de facies constituyen una asociación característica de un ambiente determinado y con una distribución espacial definida. Así las facies de plataforma interna se sitúan hacia el Oeste. En la parte central se desarrolla un importante cinturón de calcarenitas que constituyen las barras que delimitan el desarrollo de la plataforma interna, y que hacia el Este se intercalan, sobre todo en la base, con las facies distales o externas de alternancias ritmicas y con mayor contenido en Foraminíferos planctónicos.

2.2.4.21. *Calcarenitas, calizas arenosas y margas* (49) *Eoceno medio (Biarriziense).*

Este nivel se encuentra escasamente representado en la región. Su potencia se sitúa alrededor de los 50 m., excepto en la zona de Munarriz donde alcanza los 150 m.

Se observa una clara evolución de facies en sentido N-E, desde facies más terrígenas, calcarenitas, calizas arenosas e incluso areniscas con niveles basales conglomeráticos, que pasan hacia la zona oriental a calizas nodulosas y calcarenitas con margas en una alternancia irregular. Las facies finas son *wackestones* a veces débilmente arenosas y margas calcáreas laminadas con Foraminíferos y aspecto noduloso. La microfauna de este tramo está constituida por: *Globigerina parva* BOLLI, *G. yeguaensis* WEINZ-APPL., *Pseudohastigerina micra* COLE, *Cibicides carrascalensis* n.sp., *C. lobatulus* (WALK y JACOB), *Anomalina dorri* COLE, *Textularia speyeri* REUSS, *T. resta* CUSHM., *Clavulina parisiensis* D' ORB, *Vulvulina nummulitica* GUMB y *Ammobaculites pyrenaicus* R. GAONA y COLOM.

La escasez de afloramientos impide una interpretación con cierto rigor pero las facies terrígenas se situarian en parte proximales de la plataforma con flujo terrígeno de influencia

continental, mientras que las facies de alternancias se situarían en partes distales de esa plataforma.

c) *Zona NE*

2.2.4.22. Margas y calizas (50) Cenomaniense-Santoniente inferior

En el eje del sinclinorio vizcaíno y en la zona NE de la hoja se localiza sobre los sedimentos supraurgonianos (24) un conjunto carbonatado formado por margas y calizas principalmente, cuya característica fundamental es la presencia de facies resedimentadas en considerables proporciones. Su potencia es variable pero puede alcanzar centenares de metros. Habitualmente la unidad se presenta con malas condiciones de afloramiento obteniéndose solamente datos parciales sobre la misma. Las mejores observaciones se han realizado en la terminación meridional del Sinclinorio Vizcaíno en la hoja de Vergara. En esta zona se han reconocido un conjunto de secuencias estratodecrecientes de potencia 2-5 m. aunque pueden llegar localmente a 10 m. (Fig. C-28). La parte basal de estas secuencias la constituyen unos tramos masivos y muy esquistosos que pasan a techo a materiales estratificados a tableados. Estos se pueden definir como alternancia detritico-lutítica, aunque el conjunto es muy lutítico-margoso. En los niveles detriticos se identifican unos de orden decimétrico con granoselección positiva y otros, también decimétricos, con laminación paralela, *ripples* y *slumps*, generados bien por brechificación, plegamiento o removilización.

Los niveles de *slumps* que siempre aparecen a techo de la secuencia pudieran ser resultados de tormentas. Las superficies y bases de los estratos tableados muestran huellas de carga y abundantes señales de pistas, *ripples*, *flutes*, etc.

Todas estas facies muestran características de tipo turbidítico pero mal o desigualmente ordenados. Analizando su contexto y dado que, en otras zonas, se observan en esta unidad *slumps*, truncaciones e incluso aparecen olistolitos incluidos en la serie, podemos interpretar el conjunto como correspondiente a depósitos transicionales de fondo de talud o entre talud y cuenca.

La microfauna determinada en estos materiales apoya esta hipótesis al presentar una mezcla de faunas de distintas edades que, en general, señalan el intervalo Cenomaniense medio-superior a Santoniente inferior como el de deposición de la unidad.

2.2.4.23. Margas y calizas. Areniscas y pelitas. Turbiditas (51). Santoniente medio-Maastrichtiente inferior.

Las facies turbidíticas del Cretácico superior de Vizcaya y Guipúzcoa tiene una edad Santoniente medio-Campaniense-Maastrichtiente inferior.

Se presentan en dos sectores claramente diferenciados que son: 1. El Flanco septentrional del anticlinorio de Vizcaya y 2. El Sinclinorio de Bilbao. La relación entre ambos sectores es problemática y en función de los datos obtenidos creemos que los sedimentos de uno y otro sector se han generado independientemente, aunque provocados por las mismas caídas del nivel del mar. Esta misma situación sucede al comparar las facies terciarias de ambos sectores, lo cual apoya la hipótesis por la que las áreas de sedimentación paleogeográficamente pueden considerarse independientes como mínimo hasta el Eoceno medio.

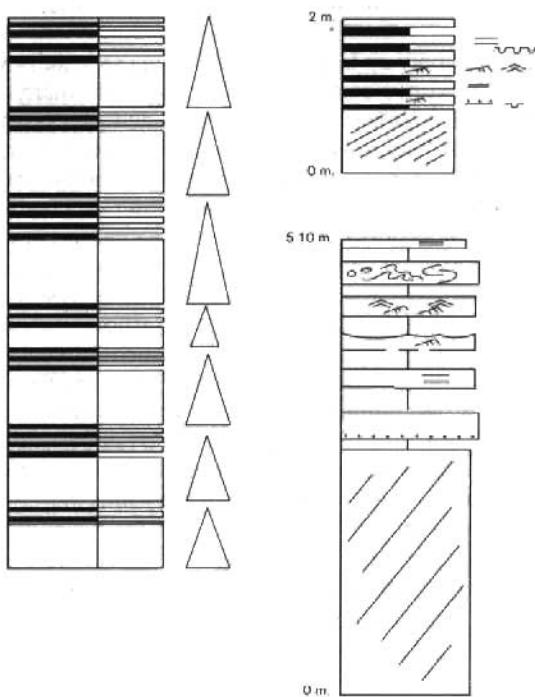


Fig. C.28.- Esquema de la unidad SO. en la terminación meridional del Sinclinal Vizcaino.

*Estratigrafía y facies del flanco septentrional del Anticlinorio de Vizcaya.
(Zona NE de la hoja).*

En este sector se han individualizado 3 Secuencias Depositionales en el sentido de VAIL et al (1977). De base a techo son (Fig. C-29): Secuencia Depositional Atxui 1 (SA-1), Secuencia Depositional Atxui 2 (SA-2) y Secuencia Depositional Atxui 3 (Sa-3).

a) Secuencia deposicional Atxui-1 (SA-1). Tiene un espesor total que se aproxima a 300 m. y está formada esencialmente por facies de *Channel-levee* (sensu MUTTI, 1984) en la base que, gradualmente, pasan a facies de plataforma.

b) Secuencia deposicional Atxui-2 (SA-2). Su espesor es de 900 m. aproximadamente y, en su interior, se diferencian tres fases de *lowstand* que quedan acusadas por cambios relativamente bruscos de facies y en dos ocasiones incluso están acompañados por facies B₂ en la base. Estas tres fases pueden llegar a alcanzar rango de secuencia pero en el presente caso los límites de la SA-2, al ser los únicos que se pueden correlacionar ya sea con el sinclinorio de Bilbao o con el resto de las cuencas del Prepirineo central, se consideran de categoría superior.

La secuencia en cuestión queda pues constituida por:

1. Tramo inferior cuyo espesor es de 120 m. que está formado por facies turbidíticas distales de tipo 1, comparables en algunos aspectos a un *fan fringe*.

2. El intermedio, con un total de 90 m. forma los resalte morfológicos de Punta Endata y sus facies son de lóbulo distal de tipo 1.

3. El resto del la SA-2 está constituida por facies de lóbulo distal *fan fringe*, igualmente de tipo 1.

c) Secuencia deposicional Atxui-3 (SA-3). Tiene un espesor de 800 m. y forma un ciclo en el sentido del VAIL et al (1977). Se inicia con facies turbidíticas de *lowstand* y finaliza con las margocalizas de plataforma mastrichtienses.

La microfauna determinada incluye: *Globotruncana concavata* (BROTZEN), *G. concavata carinata* D' ALBIEZ, *G. angusticarinata* GANDOLFI, *G. fornicata* PLUMM, *G. lapparenti lapparenti* BOLLI y *G. elevata* (BROTZ.). En la parte alta se han determinado *G. rosetta* CARSEY, *G. arca* CUSHM., *G. calciformis* LAPPAR, *G. gagnebini* TILEV, *G. gausseri* BOLLI, *G. contusa* (CUSH.), *G. falsostuarti* SIGAL, *G. stuarti* LAPPAR, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) y *Racemigumbellina fructicosa* EGGER.

Estratigrafía y facies del Sinclinorio de Bilbao.

Las facies turbidíticas del Sinclinorio de Bilbao se han agrupado en dos secuencias deposicionales (Fig. C-30).

a) La secuencia deposicional inferior, en el extremo oriental del sinclinorio se inicia con facies de lóbulo de tipo 1. En su techo se instalan unas facies areniscosas pero formadas casi exclusivamente por capas finas. Este tipo de facies no es conocido en la literatura y se han interpretado como un tipo 1 anómalo que, hacia el W desarrolla sus facies más distales de

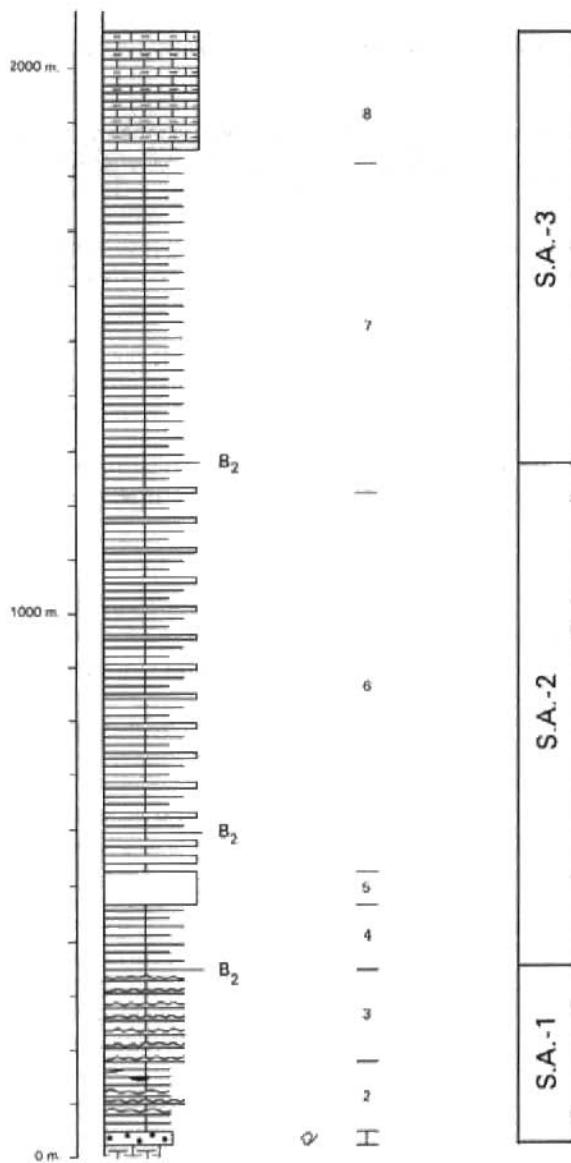


Fig. C.29.- Columna sintética de la serie Turbídica del Cretácico superior.

W-E

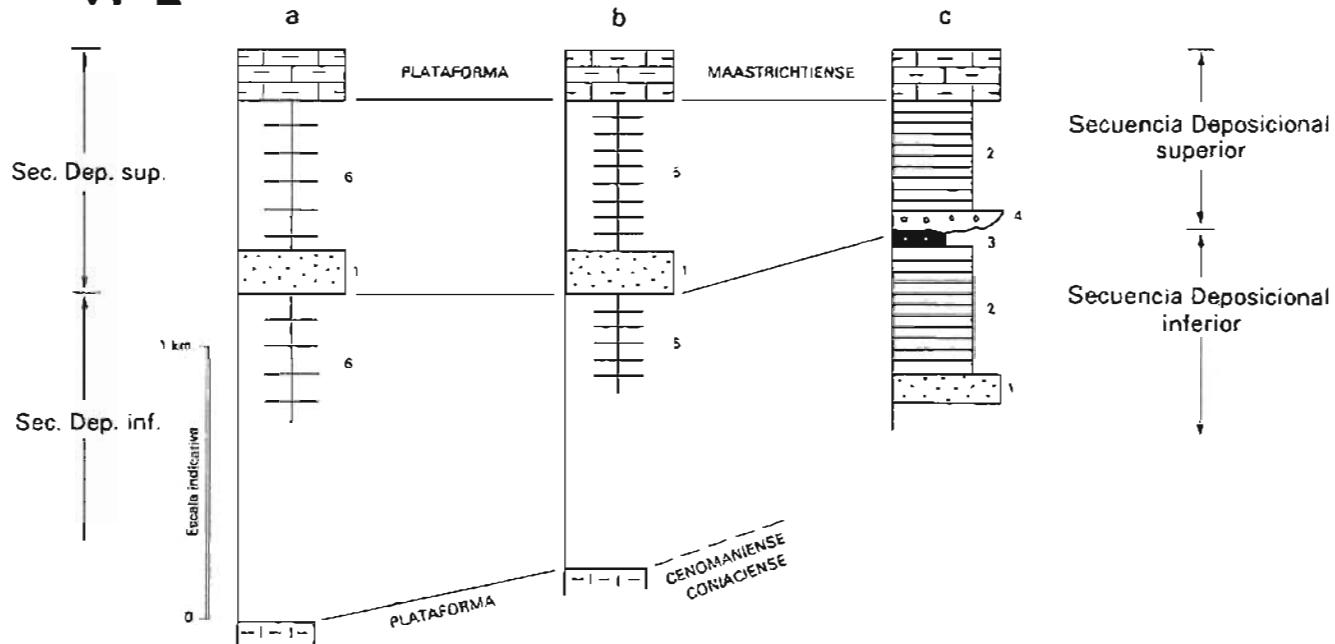


Fig. C.30.- Esquema de correlación de facies y secuencias del Sinclinalio de Bilbao.

(a) Transversal de Zugastieta-Múgica (b) Transversal de Urruchua-Elejalde.
(c) Transversal de Elgueta-Eibar.

FACIES: (1) tipo 1. (2) Tipo 1 anómalo. (3) Tipo 3 (4) Tipo 2.
(5) y (6) Tipo 1 anómalo distal.

franja. En el sector más oriental esta serie se ve culminada por facies de *channel levee*.

b) Secuencia deposicional superior. Se inicia con la caída relativa del nivel del mar que viene expresada por facies de cañón submarino-canal, en el sector oriental, pasando a facies de lóbulo hacia el W. Sobre estas capas se instalan las facies anómalas indicadas anteriormente que desarrollan sus términos distales hacia el W. Cerrando esta secuencia se instalan las margas y margocalizas de la plataforma finicretáctica.

Relación entre los dos sectores.

Teniendo en cuenta la posición respecto a las margas y margocalizas del Maastrichtiense e igualmente los momentos, deducidos en función de las facies, de máximo *lowstand* que marcan límites indiscutibles de secuencia, el límite inferior de la secuencia deposicional inferior del sinclinalio de Bilbao es correlacionable con el límite inferior de la SA-2.

Igualmente, el límite inferior de la SA-3 es correlacionable con el de la secuencia deposicional superior en el sinclinalio.

Este tipo de correlación no implica continuidad física entre los sistemas de uno y otro sector y, efectivamente, comparando sus facies no tienen una clara conexión. Creemos que los sistemas respectivos han funcionado independientemente. Tal afirmación la basamos en los siguientes aspectos:

a) Las facies del anticlinorio de Vizcaya son comparables en su totalidad a las descritas en la literatura clásica.

Las del sinclinalio no.

b) La relación de las facies y sus paleocorrientes en ambos sectores no es coherente tomando las, en un conjunto único.

c) Existe un importante cabalgamiento que puede alcanzar la jerarquía de manto y que no ha sido suficientemente estudiado en la literatura precedente. Justamente individualiza los dos sectores mencionados. El sinclinalio de Bilbao, al ser aloctono relativo del anticlinorio de Vizcaya debería situarse, como posición paleogeográfica, bastante más al S.

d) Tal desconexión entre cuencas, se pone igualmente de manifiesto al comparar la estratigrafía y facies del Terciario de Guipúzcoa y Vizcaya.

2.2.4.24. *Complejo vulcano-sedimentario* (1, 2, 3 y 4).

En esta zona NE, principalmente en el ámbito de las hojas 1:50.000 de Vergara, Eibar, Durango y Bilbao afloran una serie de materiales generados por la actividad magmática durante el Cretácico superior fundamentalmente.

Aunque presentan formas y dimensiones irregulares constituyen en conjunto una banda, localmente discontinua que sigue el trazado del Sinclinalio Vizcaíno. La potencia y/o frecuencia máxima de este complejo se ubica en el flanco Norte de dicha estructura.

Se trata de un conjunto variado que a efectos cartográficos se ha agrupado en: lavas (1), rocas vulcanoclásticas, piroclásticas y epiclásticas (2) y rocas ígneas intrusivas (3), habiéndose representado como unidad compresiva (4) cuando no ha sido posible su diferenciación.

Su descripción detallada se efectua en capítulo de Petrología. (Apartado 3.1.3. y siguientes).

Zona NE

2.2.4.25. *Calizas y calizas margosas* (52). *Capas rojas. Maastrichtiense Paleoceno.*

Se localiza esta unidad en toda la zona NE de la hoja. Está constituida por facies calcáreas de tonos rosados a granas, en sentido amplio.

La aparición de estas facies es constante en todo el sector estudiado, localizándose entre las turbiditas del Cretácico Superior (51) y las del Terciario (53 y sucesivas). Están formadas por *limestones* y *mudstones* localmente grises hacia la base, aunque en el conjunto dominen los tonos rosados. La potencia oscila desde alrededor de 75 m. e incluso menos en la zona más occidental, hasta aproximadamente 250 m. en Zumaya y Fuenterrabia. De ellos el tercio superior es más calcáreo y constituido por alternancias de capas de micritas y biomicritas con niveles pelíticos y espesores que, por lo general, son entre finos y medio aunque existen también capas gruesas. Se han observado con frecuencia en esta unidad fenómenos de *slump*.

Se interpreta el conjunto como depositado en zonas distales de una plataforma en las proximidades de áreas con cambio de pendiente (talud).

En esta unidad se encuentra representado el techo del Maastrichtiense (parte superior de la zona de *Abathomphalus mayaroensis*, el Paleoceno inferior (zonas de *Globigerina edita* y *Globorotalia trinidadensis*) y el Paleoceno medio (zonas de *Globorotalia uncinata* y *G. angulata*).

2.3. TERCIARIO

La descripción del Terciario se hace en cuatro apartados; en primer lugar el Paleógeno marino del Noroeste de la Hoja (Turbiditas del Eoceno de Guipúzcoa, unidades cartográficas 53 a 57); en segundo lugar el Terciario Continental (Oligoceno y Mioceno de la zona SW), que agrupa las unidades cartográficas nos 58, 59, 60, 62, 63, 64, 66, 67 y 68; en tercer lugar los sedimentos de esta misma edad que afloran en la zona SE de la Hoja, y que corresponden a las unidades cartográficas 61, 65; y finalmente los correspondientes al Mioceno y Plioceno, unidades 69 y 70.

2.3.1. Terciario marino

2.3.1.1. *Calizas, margas, areniscas y limolitas.* (53, 54, 55, 57).

Turbiditas, Paleoceno superior-Eoceno inferior.

Las series turbidíticas del Paleógeno cántabro afloran a lo largo de una franja, junto a la costa, entre Zumaya y Fuenterrabia y en el núcleo del sinclinalio de Bilbao.

Poseen un potente espesor (más de un millar de metros). Salvo interrupciones temporales que corresponden a límites estratigráficos la edad de estas series abarca desde el Paleoceno hasta el Eoceno superior.

Se han depositado en momentos de fuertes descensos del nivel del mar (*lowstand*). Los cambios bruscos de facies en vertical, (límites estratigráficos) originados por cambios en el nivel del mar ha permitido la subdivisión en unidades. Estos límites equivalen a paros

sedimentarios y/o discordancias estratigráficas que, a la escala del afloramiento, adquieren la configuración de paraconformidades. Las unidades así diferenciadas, junto a los depósitos coetáneos de plataforma, hoy por hoy desconocidos, representan secuencias deposicionales en el sentido de VAIL et al (1977). Estos autores la definieron en series de plataforma. Aquí la delimitación y caracterización de unidades se ha realizado en series turbidíticas. Por ello representa un ensayo nuevo de división estratigráfica, atendiendo a las características físicas de las series, en base a los movimientos relativos del nivel del mar.

Estas unidades, de la más antigua a la más moderna, son:

a) La base de la serie turbidítica la constituyen las calizas y las margocalizas de la secuencia de *San Telmo inferior*, que equivalen a una parte distal de la plataforma carbonática del Eoceno inferior prepirenaica denominada en la literatura *Calizas de Alveolinas* o calizas del *Grupo Ager*.

b) La aparición de abundante material siliciclástico en la serie, en capas turbidíticas, marca el inicio de una nueva secuencia deposicional: la de *San Telmo superior* (53). Está caracterizado por conjuntos de capas delgadas siliciclásticas a las que se intercalan otras de calizas. Las primeras se interpretan como procedentes de un sistema deltaico situado en áreas más occidentales, en un momento de un ascenso relativo del nivel del mar (equivalente a la fase sedimentaria que da lugar a las turbiditas del tipo III de MUTTI en prensa). Las segundas o verdaderas turbiditas carbonáticas proceden posiblemente de la denudación del diapiro de Zarauz aún móvil.

c) Bruscamente las capas aumentan de potencia, la granulometría aumenta pasando incluso a ser microconglomerática y la composición de la misma se vuelve feldespática. Las capas se organizan en ciclos negativos, los cuales se componen de otros de rango inferior de compensación. Este cambio en la serie se interpreta como un cambio de secuencia deposicional: la secuencia de *Saricola* (54).

Posiblemente corresponde a la parte deposicional (lóbulos) de un sistema de abanicos submarinos profundos mal desarrollados, es decir, asimilable al tipo que MUTTI (1979) denominó de *BAJA EFICACIA DE TRANSPORTE*. En la nomenclatura moderna, MUTTI (en prensa), corresponde a la facies turbidítica de tipo II, es decir depositadas en un momento en que el nivel del mar ocupa la posición relativamente intermedia de la sedimentación turbidítica. Los materiales de estos abanicos procedían del S.

d) En el techo de estos cuerpos areniscosos de estratificación y granulometría gruesas descansa una serie caracterizada por la igualdad de facies a lo largo de todo su afloramiento. En esta serie abunda extraordinariamente la hemipelagita. Se ha interpretado como depositada en una llanura submarina y la hemos denominado *Secuencia de Fuenterrabia* (55).

e) Coronan la serie turbidítica aflorante la *Secuencia de Cabo Higuer* y la secuencia de *Punta Arando-Guetaria* (57), ambas separadas por el nivel pelítico de Pasajes. Forman la mayor parte del monte Jaizkibel y afloran a lo largo de la línea de costa entre Fuenterrabia y Guetaria. Las paleocorrientes indican una procedencia del N. La serie está constituida por cuerpos tabulares, organizados en ciclos negativos, interpretados como lóbulos deposicionales de un aparato de *ALTA EFICACIA DE TRANSPORTE* sensu MUTTI (1979). Según este

mismo autor (en prensa) deben asimilarse al grupo I, es decir, depositadas en el momento en que el nivel del mar ocupa la posición relativamente más baja, separadas por un momento de ascenso del nivel del mar en el que se depositó el nivel pelítico de Pasajes.

La unidad 53 se correlaciona con el Paleoceno superior y por tanto con las zonas de *G. pusilla*, *G. pseudomernardi* y *G. velascoensis*. La unidad 54 corresponde a las dos primeras zonas del Eoceno inferior (zonas de *G. subbotinae* y de *G. formosa formosa*). La unidad 55 se define como la zona de *G. aragonensis*. Finalmente la unidad 57 representa la parte alta del Eoceno inferior (zona de *G. palmerae*).

2.3.1.2. *Turbiditas terciarias* (56). *Paleoceno superior-Eoceno inferior*.

En la zona del Sinclinal Vizcaino donde no ha sido posible diferenciar cartográficamente las unidades, 53, 54 y 55 descritas en el apartado anterior se han agrupado en la presente unidad comprensiva.

La parte más alta es correlacionable con la parte alta de la serie descrita anteriormente, es decir, con las secuencias de cabo Higuer y de Punta Arando-Guetaria de las cuales constituye una parte más distal.

2.3.2. *Terciario continental (Oligoceno y Mioceno) zona SW*

En la hoja de Bermeo-Bilbao a escala 1:200.000 los principales afloramientos de materiales terciarios sedimentados en ambiente continental se localizan en el cuadrante sur-occidental, en el ámbito de las hoja 1:50.000 de Miranda de Ebro y La Puebla de Arganzón. En esta zona aparece un conjunto de materiales detríticos (conglomerados, areniscas) y carbonatados (margas y calizas) formando un extenso sinclinal (Sinclinal de Miranda-Treviño), orientado en dirección E-W de casi 60 kms. de largo por unos 20 de ancho. También en esta zona, justo en la esquina suroccidental de la hoja, existe un pequeño afloramiento de sedimentos, también continentales, exclusivamente detríticos, correspondientes al borde septentrional de la Cuenca Terciaria del Ebro, y unos pocos kms. más al Norte, otro conjunto detrítico de pocos kms. de extensión, que pertenece a la terminación occidental del sinclinal de Villarcayo-Medina de Pomar que se desarrolla más extensamente hacia el W.

La edad de estos sedimentos queda comprendida entre el Eoceno y el Plioceno, correspondiendo la mayor extensión superficial a términos del Oligoceno y Mioceno. La potencia total medida en el Sinclinal de Miranda-Treviño indica la existencia de una importante serie del orden de los 3.500 m. en el flanco Sur que, en el flanco Norte pasa a ser de unos 1100 m. Esta fuerte asimetría de la Cuenca se justifica por un desplazamiento del eje sinclinal de la cubeta hacia el Norte lo que provoca esta diferencia de espesores, así como la existencia de una discordancia progresiva hacia el Norte y gran cantidad de discordancias locales por acuñamiento de capas.

La descripción de estos sedimentos terciarios se hará fundamentalmente en referencia a los afloramientos del Sinclinal de Miranda-Treviño donde las series son completas pudiendo observarse su evolución espacial. Los materiales, correspondientes a la Cuenca del Ebro y a la de Villarcayo-Medina del Pomar se correlacionaran con las del Sinclinal de Miranda-Treviño describiéndose en función de ellas, con las peculiaridades a las que hubiera lugar.

La caracterización de las unidades terciarias y su descripción se hará atendiendo a unidades deposicionales o ciclos en los que se observaran todas sus facies y relaciones con otras

unidades. Hay que hacer notar que la utilización de este criterio, que nos parece más lógico, implica que las unidades cartográficas diferenciadas en el mapa 1:200.000 al que se refiere esta memoria no corresponden, en algunos casos, con las existentes en las correspondientes hojas MAGNA.

El número que figura entre parentesis a continuación del enunciado litológico de cada apartado se corresponde con el asignado en el mapa 1:200.000 al que se refiere este estudio. Aunque son abundantes los trabajos de distintos autores que se han ocupado del Terciario Continental en esta zona, las observaciones suelen estar enmarcadas dentro de trabajos de índole más general, debiendo únicamente destacarse como específicamente referidas a este tema los de RIBA, O (1954, 1956, 1961, 1964 y 1976), la mayoría de ellos inéditos, realizados para CIEPSA con motivo de la investigación petrolífera realizada por la citada Compañía en esta zona. También deben ser destacadas las hojas MAGNA realizadas en 1976 y 1978 por Compañía General de Sondeos, S.A. en este área.

Como resumen y avance de la descripción que se hará seguidamente podemos señalar la existencia de tres grandes unidades o ciclos que, tentativamente, se asimilan al Oligoceno inferior (unidad I), Oligoceno medio superior (Unidad II) y Mioceno (Unidad III). La atribución cronológica de las unidades es aproximada, debido a la carencia de restos fósiles que permitan una datación más precisa.

2.3.2.1. *Oligoceno inferior* (unidad I). *Conglomerados, areniscas margas y calizas* (58, 59 y 60).

Sus afloramientos se localizan a lo largo del borde sur del Sinclinal de Miranda-Treviño, correspondiendo a las zonas de Moriana (borde SW), Sur de Santurde (Zona centro-meridional) y Marquinez (borde SE). También serían asimilables a esta gran unidad o ciclo los sedimentos localizados en el angulo SW del mapa 1:200.000 (Dominio de la Cuenca del Ebro), así como los correspondientes a la Depresión de Villarcayo-Medina de Pomar.

En esta unidad pueden reconocerse distintos tipos de materiales. Por una parte existen sedimentos detriticos gruesos (conglomerados y areniscas dominanteamente) en las zonas más meridionales, tanto en los pequeños afloramientos correspondientes a las Cuencas del Ebro y Medina de Pomar antes citadas, como en las propiamente ubicadas en la cuenca de Miranda-Treviño que, distalmente, evolucionan a sedimentos progresivamente más finos, llegando en las zonas más distales, a estar constituidos por margas y calizas.

Las facies más proximales corresponden a conglomerados de cantes calizos redondeados (provenientes del Terciario marino y Mesozoico) con matriz arenosa y cemento calcáreo (58). Suelen presentar pequeños niveles intercalados de margas arenosas rojas. Se interpretan como zonas proximales de abanicos aluviales.

La organización secuencial es en paleocanales con base algo erosiva y con direcciones procedentes del sur y SE en los que se aprecia gradación positiva (zona de Marquinez). En la entrada al desfiladero de Sobrón las direcciones observadas corresponden a aportes desde el N. Son frecuentes las superficies de reactivación en el interior de los cuerpos canalizados y presentan estratificación cruzada y ripples (Fig. T-1).

En zonas más distales (59) (San Martín de Zar) las facies son más finas, compuestas esencialmente por margas arcillosas y limolíticas rojas con intercalaciones de finas capas de areniscas y arenas blanquecinas e incluso calizas arcillosas. Son frecuentes las intercalaciones de

paleocanales conglomeráticos de escasa potencia, más frecuentes en la zona más meridional. Son muy características en esta unidad los tonos asalmonados. Se interpretan como zonas medias de abanicos aluviales que según posición geográfica representan la transición a ámbitos más proximales correspondiendo con las zonas en que se intercalan más niveles conglomeráticos.

En la zona más occidental (hoja de Miranda) y en cambio lateral con el tramo anterior se localizan (60) en posición más distal, margas limolíticas y arcillas dominantes con paleocanales fluviales, progresivamente menos frecuentes hacia el techo, llenos de conglomerados, areniscas conglomeráticas o areniscas con estratificación cruzada de escasa potencia y extensión lateral que pasan progresivamente hacia el techo a una serie fundamentalmente de colores blanquecinos constituida por margas y arcillas con intercalaciones de calizas lacustres blancas. Son frecuentes sobre todo hacia la parte alta de la unidad, los niveles con claros signos de edafización, con concentraciones ocasionales de carbonatos.

En conjunto puede interpretarse como depósitos de abanicos aluviales evolucionando desde las facies más proximales (Zona de Marquinez al E. y Sobrón al N), a medias en San Martín de Zar y a más distales en el área citada en último lugar (Zona de Moriana). Los aportes se presentan como claramente provenientes del SE y S. en la zona oriental y con procedencia W y SW en el área occidental y, en cualquier caso, se trata de abanicos poco prenervativos en la Cuenca.

En estos tramos se ha reconocido en Mijancas. *Sphaerochara minutissima* GRAMB y *Gyrogona medicaginula* (LAM) y en la zona de Moriana (parte alta de la serie) *Rhabdochara langeri* MADLER, *Tectochara meriani* L. y N. GRAMB., *Sphaerochara minutissima* GRAND, *S. hirmeri* var. *longiuscula* GRAMB. y PAUL., *Chara cylindrica* GRAMB., *Chara notata* GRAMB., *Candona praecox* STRAUB, *Cypridopsis quinquelei* LIENNENK, *Elkocythereis aff. brainletti* DICK y SWAN y *Cypris tenuistrata* DOLLF.

2.3.2.2. *Oligoceno medio-superior* (Unidad II)

Sobre el conjunto descrito anteriormente y discordante sobre él se localizan una serie de unidades también depositadas en ambiente continental y que describiremos a continuación. Hay que señalar que debido al desplazamiento del eje de la cubeta Sinclinal hacia el Norte esta discordancia es progresiva apareciendo en algunos casos como paraconformidad y siendo, en otros casos, la suma de una serie de discordancias locales.

En conjunto el relleno de la cuenca se produce desde dos direcciones distintas. Una más claramente representada por la evolución de las facies, proveniente del E y NE y que progresivamente va girando hasta pasar a ser del N y en la que se reconocen facies proximales medias y distales de los aportes, y otra, con procedencia SW en la que no se han reconocido sus facies proximales.

2.3.2.2.1. *Unidad conglomerática proximal del Borde N. Conglomerados* (62).

Sus afloramientos se extienden a lo largo de una amplia banda que circunda la Depresión Terciaria Miranda-Treviño por su borde Norte.

Se trata de conglomerados dominantes, exclusivos en las zonas de borde, de naturaleza calcárea, redondeados, con cemento calcáreo y matriz arenosa que, en ocasiones, contienen granos de cuarzo de tonos rosados. Su potencia oscila entre los 200-500 m.

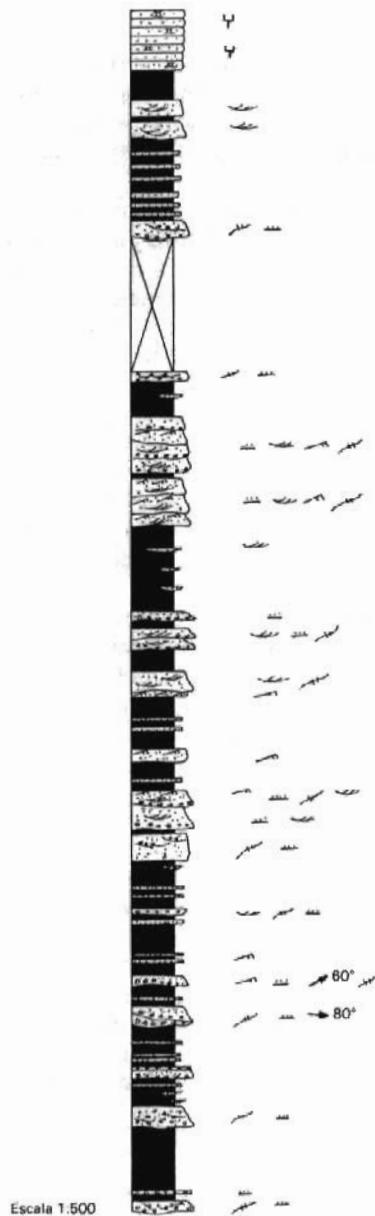


Fig. T.1.- Sección de la unidad 58 a la entrada del desfiladero de Sobrón.

Se disponen en cuerpos bastante potentes (2-5 m.) con gran continuidad lateral, en ocasiones decamétrica, con bases erosivas, cicatrices internas y secuencias positivas. En algunos casos, sobre todo en las partes más alejadas del borde presentan a techo litologías finas de areniscas y arcillas. Las direcciones de aporte observadas en la zona más oriental indican procedencias del NE que progresivamente y hacia el techo van girando hasta situarse N-S, siendo esta última dirección la dominante en las zonas más occidentales. Ello debe estar sin duda relacionado con el progresivo desplazamiento hacia el N del eje de la cuenca de sedimentación. Se interpretan como facies proximales de abanicos aluviales.

2.3.2.2.2. *Unidad intermedia. Borde Norte. Limolitas, areniscas y arcillas (63)*

En la misma zona de la unidad anterior y en cambio lateral de la misma se localiza un conjunto de limolitas y margas arcillosas y areniscas de tonos rojizos con frecuentes intercalaciones de conglomerados y de arenas arcillosas y limolíticas.

Su potencia puede alcanzar los 200-300 m. y sus direcciones de aporte son coherentes con las de la unidad anterior, de modo que en la zona oriental se aprecian entradas de dirección NE y N, mientras que en el área más occidental pasan a ser exclusivamente submeridianas. Se interpretan como facies medias de abanicos aluviales en transición a las proximales antes descritas.

2.3.2.2.3. *Unidad de Sta. Gadea-Fontecha. Zona sur-occidental. Limolitas, areniscas y arcillas (63)*

Sobre los tramos asimilados al Oligoceno inferior se sitúa en paraconcordancia un conjunto fundamentalmente detrítico bien aflorado en la hoja de Miranda de Ebro.

En él se reconocen cuerpos arenosos, en ocasiones, muy potentes, con intercalaciones de limolitas y arcillas de tonos ocres, en contraste con los rojos y asalmonados sobre los que se sitúan.

Se trata de un conjunto que presenta una tendencia positiva en el sentido de que en sus partes basales se reconocen cuerpos arenosos potentes, cuya frecuencia va disminuyendo hacia el techo de la unidad.

Así, en Sta. Gadea se localiza un paleocanal extraordinariamente importante con una potencia superior a los 30-40 m. que presenta de muro a techo la siguiente secuencia: en la base un tramo de arenas finas blanco-amarillentas sin estructuras visibles; por encima unos 20 m. de areniscas de grano medio-grueso a microconglomeráticas en ocasiones, con estratificación cruzada de surco y abundantes superficies de reactivación. A techo aparece otro importante paquete constituido por arenas finas con gran cantidad de estructuras de escape de fluidos.

En esta unidad, más hacia el techo, por ejemplo en la zona de Fontecha, se reconocen paleocanales arenosos intercalados entre limolitas y arcillas ocres y en las que pueden distinguirse dos tipos de secuencias distintas, unas más potentes, formadas por arenas gruesas con grano clasificación positiva que presentan a techo superficies de reactivación con depósito de niveles constituidos por ripples. Otro tipo, menos frecuente en este tramo, está constituido exclusivamente por niveles de ripples superpuestos. Las direcciones de paleocorrentes medidas en este tramo indican direcciones hacia el E y ESE.

En la parte más alta de la unidad (Zona de Salcedo), se reconocen cuerpos arenosos entre

niveles arcillo-limolíticos, en los que es frecuente observar superficies de acreción lateral en los paleocanales.

El conjunto de la unidad puede interpretarse como depositado en tramos medios de abanicos aluviales, observándose una evolución en la vertical desde facies de canales *braided* y rectilíneos hacia techo a tramos más meandriformes y con predominio de depósitos de llanura de inundación.

2.3.2.2.4. Unidad de Añastro. Zona centro-oriental Margas y calizas (64)

Aparece como cambio lateral hacia el Este y Norte de la unidad descrita en el apartado anterior. Está definida por margas blanquecinas con intercalaciones de calizas arenosas y calizas arcillas también blancas, que alternan con calizas lacustres blanquecinas, ocasionalmente arenosas y arcillosas, y que incluyen delgados niveles de margas calcáreas. En ocasiones presentan nódulos y niveles de silex.

Como ya hemos indicado se trata de un cambio lateral de facies de la unidad de S^a Gadea-Fontechá que se produce hacia el Este a la altura aproximadamente de Miranda de Ebro. En esta zona y en un talud de la autopista se ha levantado una sección parcial de este tramo (Fig. T-2) en la que se han reconocido arcillas y margas dominantes con finas pasadas de areniscas intercaladas. También aparecen en esta sección dos paleocanales de 3-5 m. de potencia de arenas medio-gruesas con direcciones de paleocorrientes hacia el Este, lo cual es coherente también con el sentido de la evolución de facies.

En el tramo medio de la sección se localiza un nivel de calizas arenosas con Gasterópodos y *ripples* preludio del dominio carbonatado que se desarrolla más hacia el Este.

En la zona de Añastro y dentro ya de este último dominio la litología es de calizas y margas. Las calizas, entre las que ocasionalmente se intercalan algunos niveles yesíferos, contienen abundantes Gasterópodos y silex que aparece tanto en nódulos dispersos como en niveles arrosoyados.

Más hacia el Este, al Norte de Armentia se reconoce otra serie que significa la transición hacia los términos más detríticos procedentes del Norte (Unidad intermedia-Borde Norte) compuesta por margas arenosas rojo-amarillentas que presentan intercalaciones arenosas con estratificación cruzada, más frecuentes cuanto más nos desplazamos hacia el Este.

En los tramos de margas y calizas se han reconocido: *Rhabdochara langeri* MADLER, *Tectochara meriani* L. y N. GRAMB, *Sphaerochara minutissima* GRAMB, *S. hirmeri* var. *longiuscula* GRAM. y PAUL, *Chara cylindrica* GRAMB, *Chara notata* GRAMB, *Candona praecox* STRAUB, *Cypridopsis quinqueleni* LIENNENK, *Elkocythereis aff. branletti* DICK y SWAIN *Cypris tenuis-triata*, *Cypridopsis kinkileni* LIEN, Ostrácodos sp. I, *Chara bronniarti* AL BRAUN ex UNGER y *Chara* sp. 7.

El ambiente de depósito debe corresponder a términos distales de abanicos aluviales en zonas de playa en transición a lacustres.

2.3.2.3. Mioceno (Unidad III)

Aflora en la zona centro septentrional de la Cuenca de Miranda-Treviño situándose discordantemente sobre los materiales oligocenos.

Se trata de un conjunto de materiales depositados en ambiente continental que penetran en

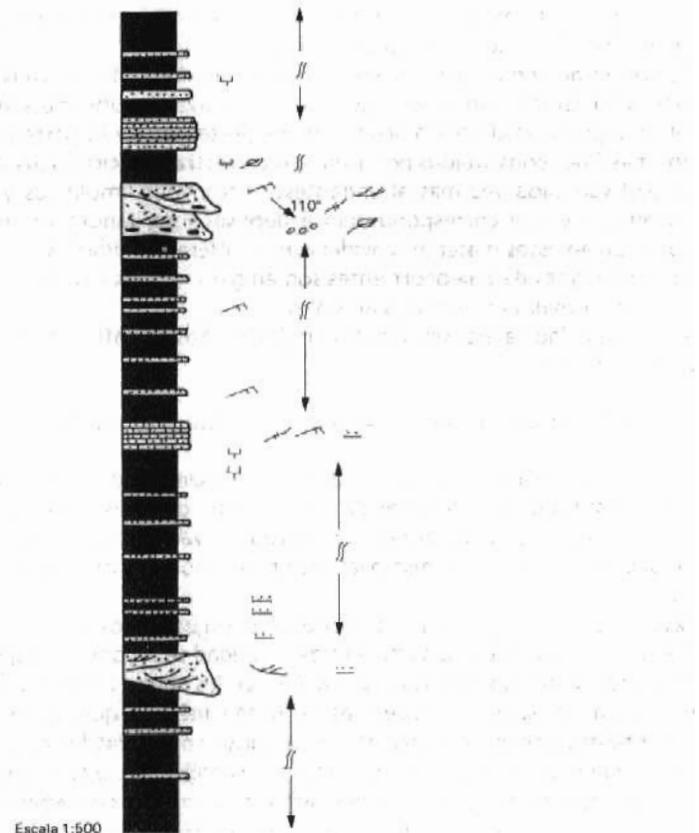


Fig. T.2.- Sección de la unidad 64 en la Autopista Vasco-Aragonesa. (km. 69).

la cuenca con procedencia Norte, y que se encuentran perforados por la estructura diapírica de Salinas de Añana.

2.3.2.3.1. *Unidad de Castillo-Sopeña. Conglomerados y areniscas* (66)

Formada por unos 100 m. de materiales detriticos gruesos, conglomerados fundamentalmente (Fig. T-3), de tonos ocres y rojizos.

Se presentan como paleocanales, en ocasiones con potencias alrededor de los 12 m. y gran extensión lateral con bases ligeramente erosivas, abundantes superficies de reactivación interna, granoclasicación positiva y que presentan en su parte alta frecuentemente términos más finos constituidos por areniscas con estratificación cruzada. Hacia la parte alta de la unidad son cada vez más abundantes los términos limolíticos y arcillosos culminando las secuencias y que corresponderían a depósitos de llanura de inundación. Localmente se observan en estos materiales evidencias de alteración edáfica.

Las direcciones de paleocorrientes son en general hacia el Sur y el conjunto corresponde a facies proximales en abanicos aluviales.

Se han asimilado a esta unidad los conglomerados que afloran al Sur del diapiro de Salinas de Oro (SE de la Hoja).

2.3.2.3.2. *Unidad de Alcedo. Areniscas, limolitas y arcillas* (67)

Se trata de un cambio lateral hacia el Sur de la Unidad descrita en el apartado anterior y que está constituida por areniscas de grano medio de tonos ocres y amarillentos que alternan con limolitas, arcillas y margas arenosas que se van haciendo dominantes hacia el techo de la unidad, incluyéndose asimismo las areniscas, limolitas y arcillas del SE de la Hoja en, y hacia el NE, de Estella.

Las areniscas se organizan en paleocanales con base erosiva y relleno de barras con estratificación cruzada. Hacia la parte alta de la unidad se reconocen superficies de acreción en los depósitos, correspondientes a *point-bar*. En las zonas correspondientes a la sedimentación más distal se aprecian secuencias de orden métrico que, cuando están completas están constituidas por un término inferior arenoso con estratificación cruzada (A) con *ripples* a techo que pasan gradualmente a limolitas y arcillas (B) y que pueden llegar a estar coronadas por un nivel carbonatado posiblemente relacionado con edafizaciones (C). De cualquier modo las secuencias más frecuentes son incompletas siendo dominantes en la base del tramo las AB y pasando hacia el techo a BC o solamente dominio de B.

Se interpretan como depósitos de zona media de abanicos aluviales en el que los términos terrígenos corresponden a depósitos de redes fluviales, *braided* o rectilíneas que evolucionan a meandriformes hacia techo y a términos de llanura de inundación dominantes en la culminación de la serie, o en zonas laterales del aporte principal.

2.3.2.3.3. *Unidad de Turiso. Arenas limolíticas, margas y calizas arenosas, arcillas y limos* (68)

Se ha diferenciado en la cartografía esta unidad que se presenta como cambio lateral de las dos anteriores únicamente en función de un menor porcentaje de areniscas intercaladas en

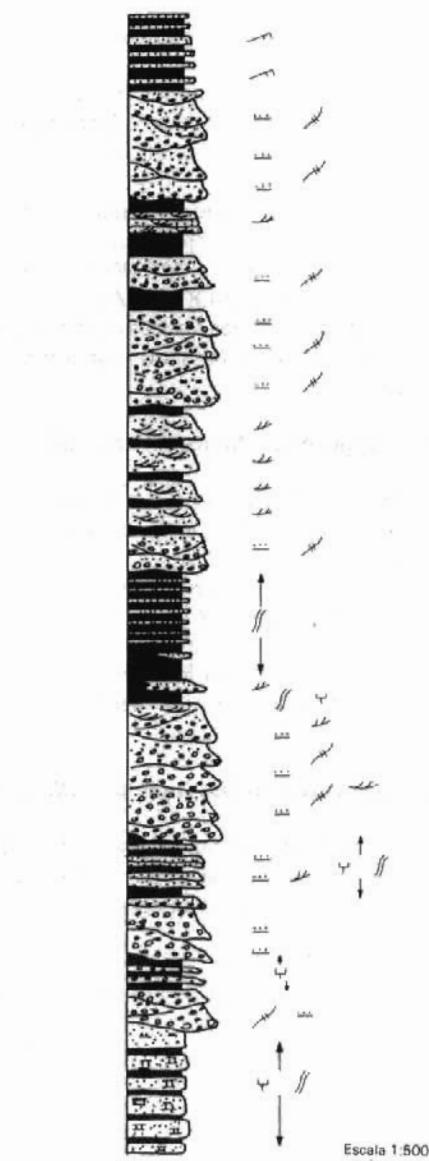


Fig. T.3.- Sección de la unidad 66 en la Autopista Vasco-Aragonesa. (km, 60).

la serie ya que sus características litológicas son muy similares a los de la unidad de Castillo-Sopeña descrita en el apartado anterior.

En este tramo los paleocanales arenosos son menos frecuentes y su potencia raramente excede de 1 m. con extensión lateral también reducida. Dominan los fangos correspondientes a depósitos de llanura de inundación así como las carbonataciones más o menos difusas pertenecientes al techo de las secuencias.

Se trata de depósitos medio-distales de los abanicos aluviales antes citados.

En estos niveles se ha reconocido la siguiente microfauna: *Chara cf. cylindrica* GRAMB, *Chara cf. tornata* MADLER, *Sphaerochara minutissima* GRAMB, *Candona cf. recta* LIENN., *Cypria curvata* LIENN y *Elkocythereis aff. branletti* DICK y SWAIN.

Se incluye a esta unidad cartográfica las calizas, calizas arcillosas y margas que afloran en el borde SE de la Hoja (unos 5 km. al Oeste de Estella) que corresponden a calizas lacustres con silex, supuestamente miocenas.

2.3.3. Terciario continental (Oligoceno y Mioceno) zona SE

En el borde suroriental de la Hoja y discordantes sobre términos más antiguos, se localizan una serie de conglomerados, areniscas, arcillas y yesos depositados en ambiente continental durante el Oligoceno y Mioceno.

El estudio estratigráfico de este Terciario continental, que constituye el borde noroccidental de la Depresión del Ebro, ha presentado siempre grandes problemas de datación, ya que las faunas son escasas y generalmente poco determinables. Por ello, para la atribución cronológica de las unidades que se describen a continuación se han utilizado todos los datos existentes en otras zonas próximas realizando las correspondientes correlaciones en función de las relaciones entre las facies y unidades cartográficas.

2.3.3.1. Yesos con niveles margosos y arcillas rojas (61). Oligoceno inferior

Se trata de un conjunto de yesos blancos, brechoides y nodulosos que alternan con capas de arcillas y margas grises. Hacia el techo las arcillas se tornan rojizas y pasan a ser dominantes, intercalando niveles de limos y alguna delgada intercalación de arenisca con abundantes *ripples*.

La potencia del tramo puede superar los 200 m.

La parte inferior de la unidad, dada su constitución litológica, puede relacionarse con depósitos en ambiente lacustre evaporítico.

Para el tramo superior la ausencia de grandes paleocanales, unido a la gran abundancia de sedimentos finos (arcillas y limos), así como las intercalaciones yesíferas permitirían atribuir el ambiente deposicional al correspondiente a una zona lacustre, en la que los finos representan aportes detríticos casi continuos, con intercalaciones de areniscas que indican corrientes que llegan fuertemente cargadas de sedimentos (y por tanto más penetrativas en el fondo lacustre). Las intercalaciones yesíferas representan momentos sin aportes e incluso desecaciones temporales.

2.3.3.2. Yesos, arcillas, calizas, margas y areniscas (65). Oligoceno medio-superior

Sobre la unidad anterior se localiza un conjunto de más de 175 m. de potencia constituido

por arcillas y limos rojos con intercalaciones de areniscas también rojas.

Los niveles areniscosos, que alcanzan proporciones métricas, presentan una secuencia ideal que de muro a techo está constituida por areniscas de grano medio a grueso con base erosiva y presencia frecuente de cantos blandos con estratificación cruzada de gran escala, areniscas de grano medio con laminación paralela y megripples y areniscas de grano medio a fino con *climbing ripples*. A techo siguen limos con *ripples* y limos y arcillas laminados. En ocasiones se han podido observar acreciones laterales en los términos más arenosos.

Es frecuente la presencia en las areniscas de bandeados o manchas en distintas tonalidades de rojo que les dan un aspecto tigreado muy característico.

En conjunto puede interpretarse el tramo como depositado por ríos de carácter meandriforme (con direcciones dominantes de aporte hacia el N y NE) carácter que se va acentuando desde la base hasta la parte media del tramo para decrecer hacia el techo.

Sobre este conjunto aflora un tramo de sedimentos formados por más de 200 m. de arcillas y limos rojizos en los que se intercalan capas aisladas de areniscas y calizas y que, a techo, presentan niveles yesíferos.

Se trata de depósitos, progresivamente más finos hacia el techo, de limolitas y arcillas que interpretamos como facies fluviales muy distales en tránsito a lagos o de playa señaladas por las intercalaciones, cada vez más frecuentes hacia el techo, de calizas e incluso yesos.

Sobre el tramo anterior se reconoce un conjunto que alcanza los 300 m., si bien en zonas próximas al Sur y al Oeste puede superar los 600 m., constituido por una serie de bancos de potencia variable formada por finas pasadas de yeso terroso, grisáceo, limos y margas yesíferas, que le dan al conjunto una estructura hojosa característica. Entre estos bancos existen intercalaciones de arcillas, más frecuentes hacia la base, con abundante yeso disperso y con hiladas de yeso fibroso llenando grietas. Los yesos suelen presentar como estructura característica la enterolítica.

La parte más alta está constituida por unos 300 m., de arcillas de tonos ocreos con alguna delgada capa de areniscas de grano fino con ripples y estratificación gradada en algunos bancos. Aisladamente se intercala alguna delgada capa de caliza.

Desde el punto de vista deposicional esta unidad indicaría un régimen lacustre evaporítico y con alguna influencia fluvial.

2.3.4. Mioceno y Plioceno

2.3.4.1. Conglomerados, areniscas, arcillas y margas (70) Mioceno-Plioceno

En la zona del Diapiro de Murguia afloran sedimentos correspondientes al Terciario continental, que se sitúan en discordancia sobre los sedimentos del Keuper y del Cretácico.

Sobre los sedimentos del Keuper se sitúan 10 m. de conglomerados de cantos calizos de hasta 10 cm. de diámetro. Por encima aparece una serie detrítica compuesta por margas arcillosas y arcillas arenosas, de tonalidades rojizas, con intercalaciones de niveles de conglomerados y algunos bancos de calizas brechoides. Los microfósiles que aparecen en esta unidad son todos resedimentados del Cretácico Superior.

Por encima se sitúa una serie predominantemente de arcillas arenosas y arenas muy micáceas, de unos 50 m. de potencia, con intercalaciones de bancos de areniscas y microconglomerados y delgados niveles de calizas arcillosas varvadas. En esta unidad aparecen fósiles resedimentados de diferentes niveles del Cretácico.

Aproximadamente a 1 km. al sur de la localidad de Vitoriano (Hoja 22-07, Vitoria) ha existido una explotación de lignitos, en un filón intercalado entre los sedimentos terciarios, en donde STACKELBERG (1960) cita la presencia de *Lymnaea boviletti* MICH., *Planorbis cf. rouxi* NOULET, *Ancylus* sp., *Hydrobia* sp., y Oogonios de Chara. Los fósiles citados no permiten definir la edad exacta de estos depósitos continentales, por lo que ha sido necesario asignarlos de un modo muy amplio al Neógeno en general. De todos modos, por su disposición y litología parece probable que correspondan a términos superiores del Neógeno.

Son frecuentes los restos de hojas bien fosilizadas, así como troncos de plantas en los niveles más altos de esta unidad sedimentaria. Se han clasificado: *Carpinus pyramidalis* GDEP, *Vaccinium bruckmanni* ABRG. y *podogonium obtusifolium* HEET, que definen un Mioceno alto o Plioceno.

2.3.4.2. Conglomerados (69). Plioceno

En el ángulo sur occidental de la hoja se localiza una pequeña mancha, discordante sobre los sedimentos oligocenos, constituida por conglomerados con cantos y bloques de caliza y cuarzo, subredondeado, con matriz arenosa y cemento calcáreo que se interpretan como producto de la erosión de los Montes Obarenes-Sierra de Cantabria a causa de los últimos impulsos de levantamiento, probablemente ocurridos durante el Plioceno.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Gravas (71). Terrazas, Pleistoceno

Asociados a los cauces de los ríos principales, sobre todo, en la zona de Miranda de Ebro, se han cartografiado una serie de depósitos de gravas con matriz arenoso-arcillosa con morfología de terrazas.

2.4.2. Cantos con matriz limo-arenosa (72). Glacis. Pleistoceno

Se localizan preferentemente en la vertiente Norte de la Sierra de Urbasa, así como en el ángulo sur-oriental (hoja de Estella). Constituidos por cantos procedentes de los relieves próximos englobados en matriz limo-arcillosa.

2.4.3. Cantos, arenas y límos (73). Abanicos y conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno

Se trata de depósitos relativamente extensos de gravas de cantos de naturaleza calcárea, más o menos redondeadas con matriz limo-arcillosa que aparecen preferentemente en las mismas zonas de la unidad anterior asociados a salidas de barrancos procedentes de los fuertes relieves de las Sierras.

2.4.4. Turberas (74). Holoceno

Se han diferenciado este tipo de depósitos en la zona central de la hoja donde alcanzan una extensión que permite cartografiarlos a esta escala.

Se trata de depósitos de turba depositados a un nivel posiblemente coincidente con un

antiguo nivel de arrasamiento plioceno o pleistoceno y donde debió implantarse posteriormente un régimen pantanoso que dió lugar a la formación de estos depósitos.

2.4.5. Cantos con matriz arcillosa (75). Coluviones. Holoceno

Se han cartografiado tan solo en los lugares en que su extensión es considerable. Se trata de depósitos de ladera constituidos por cantos procedentes de los relieves circundantes englobados en matriz limo-arcillosa.

2.4.6. Gravas, arenas y limos (76). Aluviales. Holoceno

Asociados a los principales cursos fluviales se localizan una serie de depósitos heterogéneos formados por gravas, arenas y limos constituyentes del aluvial de los ríos, destacando por su extensión los situados en la zona meridional de la hoja.

2.4.7. Arenas (77). Playas. Holoceno

Solamente se han representado en la cartografía las más importantes entre las que cabe destacar las de Zarauz y San Sebastián.

3. PETROLOGIA

En este apartado se estudian las rocas procedentes de la actividad magmática (rocas ígneas) y aquellas otras que han experimentado cambios mineralógicos y texturales como consecuencia de procesos metamórficos.

3.1. ROCAS IGNEAS

Las manifestaciones ígneas aflorantes en la hoja incluyen, por una parte, las rocas hipoabisa-les de naturaleza diabásica s.l. ubicadas fundamentalmente en materiales triásicos y paleo-zoicos, y conocidas con el nombre de ofitas; por otra, los diversos productos volcánicos del Cretácico superior del Sinclinorio de Vizcaya; y por último, las escasas y pequeñas masas ígneas, de origen profundo, más o menos afectadas por procesos metamórficos (granitos, granulitas, herzolitas, etc.) que se emplazan mecánicamente jalando el accidente tectónico de Leiza.

3.1.1. Rocas Ofíticas (10)

Las ofitas, ampliamente representadas en la Cuenca Vasco Cantábrica afloran asociadas, fundamentalmente, a los materiales salinos del Keuper. También aparecen algunos asomos emplazados en el Macizo paleozoico de Cinco Villas y en los materiales del Buntsandstein que rodean dicho macizo.

Dado el amplio número de afloramientos que existen, se han muestreado las masas de mayor tamaño y/o más representativas asociadas a los diapiros de Murguia, Maestu, Salinas de Añana, Payueta-Peña cerrada, Guernica, San Lorenzo de Mesterica, Berastegui e Ibarra, junto con las pequeñas masas existentes a lo largo de la falla de Leiza, entre esta localidad y el SE de Tolosa.

Los distintos cuerpos ofíticos constituyen afloramientos de tamaño reducido, distribución irregular y geometría redondeada. Frecuentemente condicionan resaltes topográficos sobre un entorno arcilloso salino, en el que mayoritariamente están englobadas.

De visu son rocas faneríticas de grano fino-medio, aspecto porfídico o microgranulado, coloración verdosa a gris, masivas y compactas.

Pese a su aparente aspecto homogéneo, el estudio microscópico permite poner de manifiesto distintos tipos texturales: diabasas ofíticas, diabasas subofíticas, diabasas porfidicas subofíticas, microdiabasas porfidicas intergranulares y microdiabasas intergranulares.

Diabasas ofíticas

Los minerales principales son: clinopiroxeno augítico (33-44%), olivino (2-3%), plagioclasa (46-50%) y minerales opacos (4-6%). Como minerales accesorios o secundarios se observan principalmente esfena, pistacita, clorita, óxidos, feldespato potásico, productos micáceos y/o arcillosos, etc.

El clinopiroxeno se presenta en cristales que raramente superan los 2 mm. poikilitizados por cristales de plagioclasa de menor tamaño (textura ofítica). También aparecen pequeños cristales de clinopiroxeno como constituyentes de la matriz, desarrollando texturas subofíticas y, en menor grado, intergranulares con las plagioclases.

Las plagioclases presentan un tamaño de 0,1-0,2 mm. son prismáticas, desflecadas y aparecen total o parcialmente transformadas en diversos productos como micas incoloras, carbonatos

epidota, etc. Las determinaciones realizadas indican composiciones entre An₆₀ y An₄₀. Aunque el olivino no ha sido observado, la existencia de masas cloríticas con formas propias de este mineral, llevan a suponer que se trata de cristales de olivino totalmente transformados.

Estos cristales, cuyo tamaño oscila alrededor de 0,4 mm. se encuentran generalmente incluidos en los piroxenos, bien como monocrystallos o formando grupos de varios individuos. También aparecen de forma ocasional en la matriz.

Estas rocas están afectadas por transformaciones hidrotermales de baja temperatura que dan lugar a la alteración parcial del clinopiroxeno (uralitización a anfibol, clorita, epidota), del olivino (clorita, óxidos, etc.), de las plagioclasas (cloritas, micas incoloras, etc.) y al relleno de fracturas por clorita y más frecuentemente por epidota.

La matriz está formada por un entramado de microlitos de plagioclasa y piroxeno que dan lugar a texturas subofíticas y localmente intergranulares. Como elementos minoritarios aparecen opacos, gránulos de esfena, epidota y clorita (de alteración) y eventualmente feldespato potásico intersticial o sustituyendo a plagioclasas.

Diabasas subofíticas

Están constituidas por clinopiroxeno, plagioclasa, olivino y magnetita, como minerales principales; apatito como accesorio; y clorita, epidota y sericitina como secundarios o de alteración.

El menor desarrollo de los piroxenos respecto a las plagioclasas da lugar al desarrollo de texturas subofíticas y/o intergranulares (raramente ofíticas).

El olivino (menor de 1 mm.) está totalmente transformado en clorita y magnetita, que se dispone como agregados filiformes ramificados en el centro del mismo. De cualquier modo el olivino no debe constituir más del 2% de la roca.

Diabasas porfídicas subofíticas

Es una facies cuya composición modal, muy uniforme en todas las muestras, es: plagioclasa 53%, piroxeno 37%, opacos 8% y formas cloritizadas 2%. Las formas cloritizadas, como en los casos anteriores, se atribuyen a olivinos alterados. Esta variedad está constituida por cristales de clinopiroxeno de 1 mm. de tamaño máximo, que presentan un aspecto indentado debido a la inclusión poikilitica de plagioclasas que definen una textura subofítica. La matriz está formada por una trama intergranular (intersertal) de plagioclasa, piroxeno y opacos (muy abundantes). Mientras los fenocristales de piroxeno se encuentran poco alterados, los de la matriz muestran una importante alteración a anfibol y clorita. Las plagioclasas se alteran a productos micáceos y/o arcillosos.

Microdiabasas porfídicas intergranulares.

Muestran una textura porfídica con fenocristales de hasta 1,5 mm. de piroxeno alterados a una mezcla de anfibol verde fibroso y clorita. Además existen formas ovoides de menor tamaño constituidas por cloritas que podrían representar antiguos cristales de olivino. La matriz es microgranular y está compuesta por un entramado de plagioclasa y piroxeno (ambos alterados) de tipo intergranular. Así mismo, pueden observarse pequeñas cantidades

de feldespato potásico distribuidas irregularmente en la matriz. La composición modal es: plagioclasa 49%, clinopiroxeno 46%. opacos 2,5% y formas cloritizadas (olivino ?), 2,5%.

Microdiabasas intergranulares

Se trata de una roca de grano fino con algunos cristales de clinopiroxeno (0,6 mm.), formando una trama muy abierta que puede superar el 1-2% del volumen de la roca, sanos o reemplazados por epidota, clorita y cuarzo. En conjunto la roca puede considerarse afríca, compuesta por una trama de grano muy fino (menor de 0,1 mm.) de tipo intergranular, formada por clinopiroxeno uralitizado y plagioclasa alterada a productos micáceos y epidota. También aparece cuarzo intersticial xenomorfo con bordes reaccionales sobre la plagioclasa o el piroxeno. Mención especial merecen las masas ofíticas que se encuentran jalando la falla de Leiza. Entre esta localidad y el S de Oreja se han reconocido siete afloramientos de dimensiones reducidas elongadas según la dirección de la falla y afectados en grado diverso por efectos de trituración y transformaciones.

Las muestras estudiadas se pueden agrupar en brechas cataclásticas, diabasas ofíticas y microdiabasas intergranulares.

El primer grupo se caracteriza por presentar una marcada cataclasis con trituración de la mayor parte de sus constituyentes minerales y obliteración de sus caracteres texturales originarios, que apenas en algunas muestras pueden ser reconocidos. Restos de plagioclasas y máficos muy alterados a productos cloríticos y calcita. La trituración va acompañada de un hidrotermalismo con neoformación de cuarzo, calcita, albite y clorita.

Las muestras no fracturadas incluyen rocas de textura ofítica caracterizadas por el desarrollo de cristales de clinopiroxeno intercrecidos ofíticamente con plagioclasas tabulares. En general el clinopiroxeno presenta débil uralitización y la plagioclasa se altera a clorita, sericitita, escapolita y epidota. En cantidades menores aparecen magnetita titanífera y formas cloríticas (olivino ?).

La otra variedad textural reconocible corresponde a una roca microgranular con escasos fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita que dan lugar a una textura microlítica intergranular. Los minerales de alteración son clorita, calcita, epidota, sericitita, óxidos, uralita, etc.

3.1.1.1. Composición química de las ofitas

Se han realizado 29 análisis químicos de las muestras más representativas de los distintos afloramientos estudiados.

La clasificación química de estas rocas en el diagrama TAS, recientemente propuesto por la Subcomisión de Nomenclatura de Rocas Igneas de IUGS (in ZANETTIN, 1984), pone de manifiesto el carácter mayoritariamente basáltico-andesítico de las mismas. Así, el 41,3% de las muestras analizadas se proyectan en el campo de las andesitas basálticas, el 34,4% en el campo de las andesitas, el 13,7% corresponde a traquibasaltos y el 10,3% a rocas de composición basáltica. (fig. P-1).

En conjunto su composición química es relativamente homogénea, con variaciones más marcadas en el sílice (entre 50-59%, media 55%) y los alcalis (de 0,76-4,43% para el Na₂O, media 2,04% y 0,35-4,43% para el K₂O, media 1,24%). Los demás óxidos muestran una

mayor homogeneidad con contenidos normales de aluminio y enriquecimiento en los ferromagnesianos.

Las rocas ofíticas son de composición basáltico-andesítica, naturaleza toleítica y poco diferenciadas, como indica su baja relación FeO/MgO (0,7-1,7) y el alto índice de solidificación (IS=37); La uniformidad global, tanto química como mineralógica, mostrada por las distintas masas ofíticas, sugiere un mismo origen para todas ellas a partir de un magma común.

En cuanto al marco geotectónico de este magmatismo la utilización del diagrama de PEARCE et al. (1977) discriminatorio de distintos ambientes, pone de manifiesto al carácter de dorsal y fondo oceánico para estas rocas. La escasa diferenciación mostrada por las ofitas podría correlacionarse con la que presentan las rocas toleíticas de dorsal y fondo oceánico, aunque sus contenidos relativamente altos de alcalis, en especial K₂O y sílice. Por otra parte, los basaltos de ambientes continentales muestran un grado de diferenciación relativamente avanzado, con índices de solidificación entre 25-15 frente a 37 ó 40 que presentan las ofitas. Si este magmatismo está asociado a fracturas profundas afectando al zócalo (LAGO, 1980), debemos suponer, así mismo, un adelgazamiento de la corteza continental y un ascenso relativamente rápido de los líquidos magmáticos para que su grado de diferenciación fuese escaso. Ya que en áreas típicamente continentales, la corteza puede actuar a modo de escudo disipando más lentamente el calor y favoreciendo un ascenso más lento del magma, lo cual se traducirá en rocas más diferenciadas (IS=25-15) (SCHILLING, 1971).

3.1.2. Otras rocas ígneas asociadas a la falla de Leiza

Además de los afloramientos ofíticos ligados al frente de la zona de los mármoles (Falla de Leiza) afloran, muy localmente, cuerpos de rocas ígneas de pequeñas dimensiones, trituradas y mezcladas con los materiales paleozoicos y mesozoicos. Dentro de la hoja 1:200.000 de Bilbao, estas masas son muy escasas y presentan un alteración generalizada de sus constituyentes minerales. Las muestras estudiadas han sido recogidas en las localidades de Erasun y Ciga, fuera del área estudiada y corresponden a rocas granudas ultramáficas y ácidas, que incluyen Iherzolitas, Granulitas y granitos.

Iherzolitas

Se trata de una roca hipidiomórfica compuesta por piroxeno, olivino y espinela. Existen dos tipos de piroxenos que, según los análisis de WALGENWITZ (1976) corresponden a enstatita y diopsido, cuyo tamaño puede superar los 7 mm.

El olivino aparece en pequeños cristales serpentinizados.

La espinela forma agregados policristalinos de distribución irregular.

Los minerales de alteración, muy abundante, incluyen anfibol y, en proporciones menores, serpentina, epidota, etc.

Granulitas

Muestran texturas granoblásticas de tendencia poligonal, constituidas por plagioclasa cónica, granate, anfibol (pseudomorfos de piroxenos) y biotita. Otros minerales presentes son epidota, escapolita y calcita.

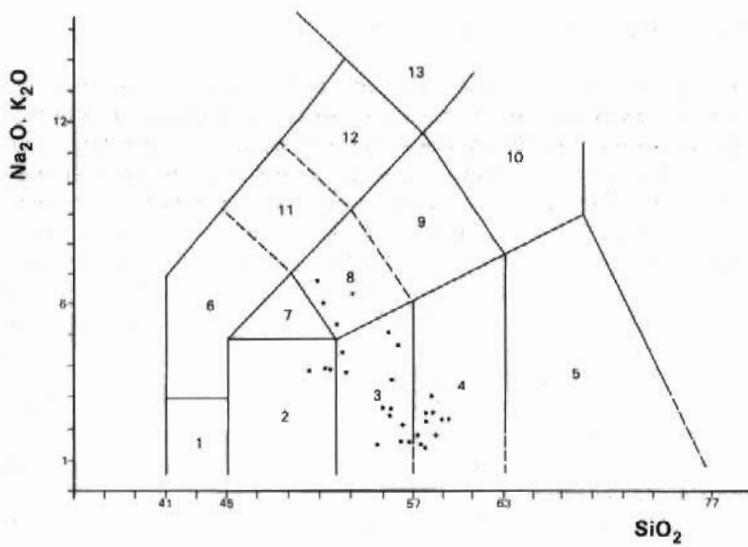


Fig. P.1.- Proyección de las ofitas en el diagrama siliceo-alcalis (in ZANETTIN, 1984).
 1.-Basaltos pírricos. 2.- Basaltos. 3.- Andesitas basálticas. 4.- Andesitas.
 5.-Dacitas. 6.-Basanitas y tefritas. 7-Traquibasaltos. 8 y 9-Traquiandesitas.
 10.- Traquitas. 11.- Fonotefritas. 12.- Tefrifonolitas. 13.- Fonolitas.

Granitos

Están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita alterada. Muestran texturas granudas, aunque, en la mayoría de los casos se encuentran fuertemente tectonizados originando texturas cataclásticas o incluso miloníticas que dan lugar a la presencia de gneises cuarzofeldespáticos.

3.1.3. Magmatismo del Cretácico superior

Los diversos productos generados por la actividad magmática durante el Cretácico Superior a lo largo de la Cuenca Vasco-Cantábrica se localizan, casi en su totalidad, dentro de la hoja 1:200.000 de Bilbao, a excepción de algunos afloramientos que lo hacen dentro de la hoja de Bermeo. Salvo algunos diques o pequeños cuerpos intrusivos, junto con episodios lávicos aislados (Arminza, Deva, Zumaya, etc.) el grueso de los materiales magmáticos se sitúan en la base de los sedimentos del Cretácico Superior del Sinclinorio de Vizcaya. Aunque presentan formas y dimensiones irregulares constituyen una banda, localmente discontinua, que marca el trazado de la estructura a lo largo de las localidades de Barrica, Maruri, Libano, Fruniz, Rigoitia, Guernica, Ajanguiz (flanco NE), Eibar, Elgoibar, N. de Zumarraga, Bergara, río Urola (zonas de cierre perisinclinal), continuando, ya en el flanco SW, por Elorrio, Durango, Amorebieta, Asua, Axpe, Lejona y Guecho, hasta la costa.

Se trata de productos esencialmente efusivos que constituyen acumulos lávicos y volvoclásticos interestratificados con los materiales del Cretácico Superior de naturaleza flyschoides (areniscas finas, angiolitas negras, arcillas, margas, etc.) acompañados por diques, sills y pequeños stocks o lacolitos.

Tanto el espesor como el desarrollo lateral de los distintos productos magmáticos es variable según las distintas transversales a lo largo de la estructura sinclinal.

Así, en el flanco SW, existen afloramientos continuos entre Guecho y el SE de Zamudio. A partir de esta localidad y hasta Durango-Elorrio quedan reducidos a pequeños niveles aislados entre los materiales sedimentarios. A lo largo del flanco NE, existen afloramientos aislados en la costa (playa de Meñacoz), apareciendo en continuidad entre las localidades de Fruniz y Ajanguiz y de forma discontinua entre esta última localidad y Iruzubi. En las transversales de los ríos Deva y Urola (zona de cierre perisinclinal) las rocas volcánicas presentan su mayor potencia (1500 m.).

Los productos generados por la actividad magmática durante el Cretácico Superior son muy variados y pueden esquematizarse en los siguientes apartados: coladas de pillow-lavas, coladas masivas, coladas de brechas (pillow-brechas), brechas olistostómicas y rocas intrusivas.

3.1.3.1. *Lavas (1)*

Coladas de pillow-lavas

Las coladas con estructura en pillow son muy frecuentes a lo largo de los distintos afloramientos (Meñacoz, Rigoitia, Vertice Kalamua, Elgoibar, Arrate, Plasencia, río Urola, Lejona, Asua, etc.).

La potencia varía desde algunos metros a centenares y su desarrollo lateral también es

variable. Las pillow pueden alcanzar los dos metros de diámetro y predominan las formas subredondeadas y/o elongadas. El carácter zonado de muchas pillow (ROSSY, 1970; CUEVAS *et al.*, 1981), se manifiestan por variaciones del tamaño de grano, distribución concéntrica de vacuolas, diaclasado radial y concéntrico, etc.

El estudio microscópico de diversos coladas permite distinguir una serie de tipos texturales y mineralógicos distintos.

Lavas amigdaloides

Son probablemente la variedad más abundante. Mineralógicamente responden a rocas espiíticas de textura amigdaloidal compuesta por plagioclasa sódica (albita-oligoclásica), clinopiroxeno, algo de anfibol, opacos y diversos minerales de baja temperatura (clorita, calcita, óxidos, albita, epidota, etc.). Las vacuolas (1 cm. -1 mm.) pueden suponer hasta el 70% de la roca y están llenas de calcita, albita, óxidos, epidota, clorita, etc. predominando calcita y clorita.

Lavas porfídicas

Se caracterizan por la presencia de una fase fenocristalina compuesta por clinopiroxeno y plagioclasa, predominando una u otra, según las muestras.

La plagioclasa puede alcanzar hasta 1,5 mm. de tamaño en cristales maclados (a veces zonados) con diverso grado de alteración (calcita, clorita) y localmente con bordes reaccionales.

El clinopiroxeno (≤ 3 mm.) se presenta en ocasiones zonado, con bordes reaccionales y diverso grado de alteración a calcita, óxidos de Fe, clorita, etc.

La matriz es microlítica intersertal compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, opacos, óxidos, calcita y clorita.

Lavas ricas en clinopiroxeno

Están compuestas por clinopiroxeno (augita titanada), plagioclasa (oligoclásica-andesina) y magnetita, junto con cantidades accesorias de apatita y esfena, además de clorita, calcita, albita, cuarzo, óxidos, sericitas, anfibol como minerales de transformación o relleno de vacuolas.

El clinopiroxeno en pequeños fenocristales idiomorfos (< 5 mm.) zonados y maclados suele formar agregados radiales de varios individuos y otras veces texturas seriadas o bien en pequeños granos formando parte de la matriz. Es frecuente la presencia de pleocroismo rosaceo. La cantidad de clinopiroxeno, en algunas muestras, es tal, que el resto de los minerales pueden pasar a accesorios, entre ellos la plagioclasa.

La plagioclasa raramente aparece como fenocristales y se reduce a pequeños microlitos en la matriz.

La matriz muestra cristalinidad variable desde originalmente vítrea a cripto o microcristalina. Esta variación se debe a una gradación desde el borde a centro de la pillow. También forman parte de la matriz diversos productos cloríticos, carbonatados y ferruginosos. Las vacuolas son escasas y están llenas de calcita y clorita, más raramente de albita. La textura predominante es microlítica intersertal.

Lavas afiricas microlíticas (traquitoides)

Se trata de lavas con escasez o ausencia de fenocristales, grano fino, textura microlítica y aspecto traquítico grosero. Están compuestas mayoritariamente por microlitos de plagioclasa sódica, piroxeno?, opacos, calcita, clorita y esfena. La clasificación química (diagrama TAS) corresponde a traquibasaltos potásicos y andesitas.

Coladas masivas

Bajo este título agrupamos aquellas manifestaciones lávicas que presentan aspecto masivo generalizado, si bien, pueden reconocerse diversas estructuras y texturas a escala de afloramiento: orientaciones fluidales, distribución regular de vacuolas en diversos frentes o perpendiculares a techo o muro, diferencias del grado de cristalinidad, efectos térmicos en los materiales de muro, diaclasado, etc.

Son concordantes con las demás rocas volcánicas y/o sedimentarias y, aunque su distribución espacial es anárquica, predominan en la zona de Malzaga, S y N de Arrate, Bergara, río Urola, Aspe-Erandio, etc. La potencia varía desde métrica a docenas de metros.

Dentro de estos episodios lávicos, estructuralmente masivos, englobamos rocas típicamente traquíticas (que afloran en Arrate, Malzaga y Axpe), basálticas, andesitas basálticas y traquiandesitas.

Traquitas

Las rocas traquíticas son de coloración gris-rojiza con escasos fenocristales de feldespato que forman una trama muy abierta en una matriz afanítica.

Al microscopio se observa que los fenocristales son de feldespato alcalino (sanidina?) con macla de Carlsbad y texturas micropertíticas de desmezcla; la matriz está compuesta por microlitos de feldespatos alcalinos y plagioclasa sódica. Estos microlitos presentan una textura fluidal típicamente traquítica. Los máficos son muy escasos y de pequeño tamaño lo que hace difícil su identificación. Se reconoce biotita parcialmente reabsorbida, con gránulos de menas y clorita; también, pequeños cristales de anfibol verde (hastingsita?), opacos, gránulos de epidota, esfena y limonita. ROSSY (1974) cita la presencia de argyrina y arfvedsonita. En este estudio se ha detectado aegyrina en un fragmento de traquita englobado por una lava básica que intruye a las traquitas de Malzaga.

Este fragmento presenta una textura granoblástica poligonal formada por feldespato potásico, plagioclasa, aegyrina, opacos y esfena. A pesar del claro metamorfismo de contacto que presenta, con recristalización y desarrollo de la textura granoblástica, se preserva una gruesa orientación heredada de la textura traquítica original.

Conviene resaltar el hecho de que los afloramientos de rocas, estrictamente traquíticas, son escasos comparados con el volumen total de productos magmáticos emitidos. No obstante, rocas de esta naturaleza, se encuentran formando parte, como fragmentos, de la mayor parte de los materiales volcanoclásticos por toda la cuenca, lo cual aumentaría el volumen inicial de las emisiones traquíticas. La viscosidad del magma traquítico (65% de SiO₂) podría ser la causa de los fenómenos explosivos que acompañaron su emisión, encontrándose la mayor parte de ellas como materiales nutrientes de las rocas piroclásticas.

Basaltos y/o andesitas basálticas

Están formadas por augita (más o menos titanífera) en fenocristales zonados y maclados de 3-4 mm. aislados o bien como pequeños granos en la matriz. En algunas muestras se puede hablar de textura seriada. La plagioclasa se presenta en fenocristales de 1-2 mm. y como microlitos en la matriz. Los minerales opacos (magnetita) pueden aparecer en cantidades importantes. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito y esfena. Entre los secundarios o de alteración encontramos clorita, calcita, albita, cuarzo, óxidos de hierro, anfibol verde fibroso, biotita, prehnita pistacita, clinozoisita y sericitas.

El aspecto textural es variable: glomeroporfídica en matriz intersertal, microlítica intersertal, intergranular (subofítica), etc. Suele ser frecuente la presencia de vacuolas llenas principalmente de calcita, clorita y albita.

Traquiandesitas

Se caracterizan por un predominio de plagioclasa microlítica de hábito prismático, en agregados semiradiados o groseramente fluidales. Los fenocristales son escasos por lo que las rocas se pueden considerar afíricas. El clinopiroxeno, poco abundante, forma parte de la matriz en gránulos xenomorfos más o menos alterados, pudiendo faltar en algunas muestras. La esfena es un mineral modal importante en estas rocas. Otros minerales son clorita, calcita y sericitas sobre las plagioclásas. Predomina la textura microlítica formada por plagioclásas sobre un fondo clorítico con calcita, opacos y óxidos. La presencia de vacuolas llenas de clorita, calcita, albita y cuarzo es frecuente, lo que acentúa su carácter espilitico.

Coladas con disyunción columnar

Aunque el afloramiento más espectacular de coladas con disyunción columnaria es el situado en las inmediaciones de Fruniz a favor de una antigua cantera, también aparecen en otros puntos.

El afloramiento de Fruniz ha sido objeto de estudio por diversos autores (RAT, 1959; ROSSY 1970; CUEVAS et al., 1981; LAGO et al., 1984). Según estos últimos autores la secuencia litoestratigráfica es, de muro a techo, la siguiente:

- 15 m. de lavas masivas con intercalaciones pizarrosas situadas sobre pizarras, margas y areniscas.
- 3 m. de rocas detritico-pizarrosas con aporte volcánico.
- 19 m. de lavas masivas con abundantes vacuolas.
- 7 m. de alternancia de niveles pizarrosos, lávicos y vulcanoclásticos.
- 21 m. de lavas con fenocristales de augita y plagioclásas sobre matriz afanítica. Disyunción columnar gruesa de la colada.
- 18,50 m. en los que alternan niveles lávicos de 50-60 cm. de espesor. Se inicia con una colada de 40 cm. seguida por niveles epiclásticos de 30 y 10 cm. con textura laminar fina.
- 5 m. de materiales vulcanoclásticos de coloración verdosa que alternan con niveles pizarrosos.
- 51 m. de lavas con disyunción columnar y textura porfídica sobre matriz afanítica.

- 1 m. de pizarras verdosas.
- 2-3 m. de lavas con disyunción columnar imperfecta.
- 35 m. de brechas formadas por fragmentos de rocas volcánicas y carbonatadas de aspecto caótico sobre una matriz de grano fino.
- Poco coherente.
- 3 m. de pizarras de color verde oscuro.
- 2 m. de rocas volcánicas muy alteradas.

Criterios de grano selección , en los niveles epiclásticos, han permitido reafirmar que el techo de la secuencia es hacia el NE (CUEVAS *et al.*, 1981 y LAGO *et al.*, 1984) en contraposición con ROSSY (1970), que lo sitúa hacia el SW.

En este corte destacan las dos coladas mayores de 21 y 51 m. de potencia respectivamente. Ambas son muy similares tanto por su aspecto en el afloramiento como al microscopio. Se trata de rocas de color verde con fenocristales centimétricos de augita y de plagioclasa, formando una trama muy abierta sobre una pasta afanítica. Es frecuente la presencia de vacuolas llenas por diversos productos secundarios (calcita, clorita).

La disyunción que presentan las coladas da lugar a formas prismáticas de base poligonal que se disponen perpendicularmente a los planos de flujo de las coladas. La longitud de los prismas puede superar los 30 m.

Al microscopio se caracterizan por la siguiente asociación: augita, plagioclasa (oligoclase calcica-andesina sódica) y magnetita como principales; apatito y esfena como accesorios y como minerales de baja temperatura, clorita, calcita, sericitita, biotita y óxidos. La augita es idiomorfa (3-5 mm.) y se presenta en cristales sanos o parcialmente alterados a calcita, frecuentemente englobando cristales de plagioclasa. La plagioclasa aparece como fenocristales idio o subidiomorfos generalmente zonados o bien formando asociaciones de varios individuos. Presenta maclado ancho y seritización parcial. Es frecuente observar una orla externa de crecimiento en la interfase cristal-matriz, y texturas de desmezcla de feldespatos alcalinos. El contenido en anortita es variable y algunas medidas realizadas están en torno a $An_{25}-An_{34}$. ROSSY. (1970) cita la presencia de albite en la fase fenocristalina, si bien, el hecho de que mayoritariamente presenta zonado, nos induce a pensar en contenidos no tan bajos en anortita.

La matriz está formada por una trama de plagioclasa de tamaño variable (menor de 1 mm.), gránulos de piroxeno, magnetita, clorita, biotita y algo de calcita definiendo una textura intersetal con numerosas agujas de apatito. La biotita procede de la transformación del piroxeno; la clorita de alteración del piroxeno o plagioclasa y puede presentar texturas esferulíticas llenando huecos en la matriz. Algunos microlitos de plagioclasa muestran bordes limpios (crecimiento secundario de albite). La esfena es relativamente abundante y parece relacionada con el piroxeno.

También existen rellenos de vacuolas y fracturas por albite, calcita y/o clorita, lo que indica una fase hidrotermal de baja temperatura.

La composición petrográfica corresponde a basaltos-traquibasaltos alterados (espilitizados) y su composición química (diagrama de TAS) indica que son traquibasaltos eminentemente potásicos.

3.1.3.2. Depósitos volcanoclasticos s.l. (2)

En este apartado se agrupan aquellas rocas formadas por fragmentos de rocas volcánicas consolidadas y material lávico explosivo enfriado durante el depósito.

La potencia de estos materiales es muy variable encontrándose desde lechos centimétricos a decenas e incluso centenares de metros. Igual le ocurre a su desarrollo lateral, que pasa de fuertes espesores a desaparecer en escasos metros. Se encuentran ampliamente representados a lo largo de toda la estructura.

Según la génesis de los distintos fragmentos las dividimos en piroclásticas y epiclásticas (FISHER, 1961).

Rocas piroclásticas

La naturaleza de los fragmentos que integran estas rocas es variada, pudiendo agruparse en monominerálicos y rocosos. Los primeros están compuestos por feldespato potásico, plagioclasa, piroxeno, opacos, esfena, apatito, etc.; los segundos por rocas traquíticas, microlíticas, porfídicas microlíticas, vacuolares, vidrios fluidales vidrios globulosos, esquirlas de burbujas, etc.

Buena parte de estos fragmentos se han consolidado durante el depósito, como demuestra el hecho de que están aplastados y elongados adaptándose unos a otros. Son frecuentes, por tanto, las texturas fluidales soldadas con escasa o nula matriz formadas por óxidos, vidrio y productos cloríticos y carbonatados. En ocasiones el reemplazamiento generalizado por minerales secundarios (calcita, clorita, óxidos, cuarzo, albita, etc.) borra la textura original de la roca.

Los distintos tipos petrográficos que constituyen estos materiales son: lapillistone, tobas groseras y tobas finas.

Rocas epiclásticas.

En esencia se trata de rocas sedimentarias nutridas por fragmentos monominerálicos y de rocas previamente consolidadas, con muestras de remoción y transporte.

Los fragmentos más frecuentes son de traquitas, diversas rocas volcánicas, material vitreo, feldespatos, cuarzo, micas, rocas sedimentarias, etc. Estas rocas presentan granoclasicación, laminaciones, bandeados composicionales, etc.

Según el tamaño de los clastos se distinguen conglomerados epiclásticos, arenas epiclásticas y limolitas epiclásticas.

Coladas de brechas (pillow-brechas, brechas olistostómicas, etc.)

Se trata de un conjunto de rocas formadas por fragmentos (64 mm.) de rocas volcánicas. Son frecuentes en Placencia, cerro Kalamua, Aizpurruchu, Rigoitia, Meñaco, etc. El origen de esos depósitos es diverso: coladas de pillows rotas, brechas explosivas, deslizamientos gravitatorios, etc.

La proporción de matriz es variable, pudiendo incluso faltar, en cuyo caso, los fragmentos están en contacto mutuo cementados por calcita secundaria; cuando existe, está formada por fragmentos finos de la misma naturaleza que los fragmentos mayores, clorita, calcedonia material vitreo, carbonatos, etc.

3.1.3.3. *Rocas intrusivas* (3)

Las emisiones lávicas van acompañadas por diversas manifestaciones subvolcánicas a lo largo de toda la estructura sinclinal. Se trata principalmente de sills, pequeños cuerpos intrusivos o lacolitos o diques.

Sills

Presenta caracteres intrusivos subconcordantes con las rocas volcánicas y/o sedimentarias en las que arman produciendo, localmente, metamorfismo de contacto (AZAMBRE et ROSSY, 1976; LAGO et al., 1984).

Mayoritariamente se trata de diabásas microgranudas con textura intergranular-intersertal y menos frecuente ofíticas. También aparecen algunos tipos porfídicos.

Su mineralogía está compuesta por clinopiroxeno (augita, en ocasiones titanífera) con zonado, maclado y alteración parcial (clorita, biotita, anfibol). El tamaño puede ser de hasta 5 mm. en los tipos porfídicos y/o ofíticos. En algunas muestras aparece, también, pigeonita en cristales de menor tamaño que los de augita. La plagioclasa se presenta con dos tamaños de grano, en cristales subidiomorfos de 1-2 mm. y de menor tamaño formando una trama entrecruzada en la matriz. Su composición varía de oligoclasa a labradorita. La magnetita es frecuente. Entre los minerales accesorios aparecen apatito, esfena y anfibol; como accesorios o de alteración clorita, calcita, anfibol, biotita, albita, cuarzo, sericita, óxidos de hierro, epidota, prehnita, esfena, ilmenita y leucoxeno. Algunas veces los procesos de alteración llegan a cambiar el aspecto textural original de la roca, dando lugar a términos diabásico espilíticos.

Otro grupo de rocas con morfología de sills son los cumulates ultramáficos. Un afloramiento típico se encuentra en la localidad de Elgoibar, en donde aflora uno de estos cuerpos de 40 m. de potencia intercalado en materiales sedimentarios. Se trata de una roca microgranuda, compacta y de color oscuro.

Su mineralogía es olivino (70%), en cristales idiomorfos subredondeados ($\leq 1,5$ mm.) parcial o totalmente alterado a productos serpentiniticos y pequeños gránulos de magnetita. El olivino, primer mineral en cristalizar, constituye la fase cumulate. La fase mineral intercumulus está compuesta por augita (< 2 mm.) englobando poikiliticamente al olivino y localmente uralitizada a anfibol marrón → anfibol verde → biotita → clorita. La plagioclasa, también mineral intercumulus, es relativamente accesorio. La magnetita primaria cristaliza con posterioridad al olivino y a la augita.

Esta roca responde a un acumulado ultramáfico rico en olivino.

Pequeños stocks

Son cuerpos de pequeñas dimensiones (menos de 300 m.) que muestran bordes intrusivos discordantes con el encajante y que solo se han reconocido en el sector N de Archanda. Macroscópicamente se trata de rocas holocrystalinas de grano fino a medio y coloración verdosa u oscura. Al microscopio se observa que están compuestas por clinopiroxeno (augita) más o menos alterado a clorita y algo de biotita. Como accesorios aparecen magnetita-ilmenita y apatito. Como minerales secundarios, muy abundantes, clorita, calcita, óxidos y sericita. La textura varía de microgranuda intergranular (intersertal) a porfídica

de tipo ofítica. Pueden producir un ligero metamorfismo y desarrollar bordes de grano fino. Petrográfica y texturalmente responde a microgabros o diabasas.

Diques

Aunque no excesivamente frecuentes se han reconocido a lo largo del río Urola, cruce de Malzaga, Rigoitia, Enecuri, SW de Bilbao, etc., intruyendo tanto a coladas volcánicas como a rocas sedimentarias.

Su potencia varía de 1 a 3 m. produciendo débiles efectos de metamorfismo en sus encajantes. La mineralogía está compuesta por clinopiroxeno alterado, plagioclasa, opacos, esfena, apatito y diversos minerales de alteración (epidota, clorita, calcita, óxidos, etc.). En algunos aparecen amigdalas llenas de calcita y clorita.

Texturalmente varían desde tipos afíricos microcristalinos a porfídicos.

3.1.3.4. Lavas, depósitos vulcanoclásticos s.l. y rocas ígneas (4)

En aquellas zonas donde por la mala calidad de los afloramientos o bien porque la extensión de los afloramientos no permitía su diferenciación se ha agrupado todos estos materiales como una unidad comprensiva.

Composición química del magmatismo del Cretácico Superior

En la tabla 1 figura la composición química media de los análisis realizados de los diferentes grupos de rocas: 27 de coladas de pillow-lavas, 40 de coladas masivas y/o columnares, 30 de sills o pequeñas masas intrusivas, 10 de diques y 5 de rocas piroclásticas. Así mismo, se adjunta la composición media de rocas basálticas de ambiente oceánicos y continentales.

Los datos petrógráficos de la mayor parte de estas rocas presentan asociaciones minerales típicamente espiliticas: plagioclasa sódica-calcita-clorita-augita-(cuarzo)-óxidos de hierro. Así mismo, los datos químicos (x) ponen en evidencia variaciones compositionales entre los distintos tipos petrógráficos, dentro de un mismo grupo e incluso a nivel de colada o pillow individual. Estas variaciones químicas son síntoma (DE LA ROCHE et al., 1974) de la existencia de trasformaciones espiliticas, ya que los basaltos, rocas poco evolucionadas, presentan un químismo mucho más homogéneo.

Es evidente, por tanto, que las muestras consideradas entran dentro de la compleja problemática basalto-espilita, particularidad que debe ser tenida en cuenta a la hora de caracterizar químicamente el magmatismo.

Las características químicas del magmatismo del Sinclinorio de Vizcaya son a grandes rasgos las siguientes:

- Gran variabilidad en las proporciones de los elementos mayoritarios, salvo en las traquitas que presentan una gran homogeneidad. Esta variabilidad es mucho más manifiesta que la de los basaltos tanto oceánicos como continentales.
- Afinidad química entre los episodios lávicos (pillow-lavas, coladas con disyunción columnar), las manifestaciones intrusivas (sills, lacolitos, etc.) y los diques.
- Elevada proporción y variabilidad de la fase fluida, representada en los análisis por la perdida por calcinación (PC) a 1000°C., excepto en las traquitas que presentan valores

TABLA 1

	Composición química media de los diversos productos del magmatismo del Cretácico superior						Composición media de rocas basálticas (MANSON, 1967).	
	Coladas de pillow-lavas	Coladas Masivas	Traquitas	Sills-stoks	Diques	Piroclásticas	Basaltos oceanicos	Basaltos continentales
SiO ₂	48.82	50.47	66.07	49.90	48.50	61.19	48.5	49.9
Al ₂ O ₃	15.04	15.60	19.08	13.92	14.70	16.94	15.0	16.2
Fe ₂ O ₃	2.98	2.64	1.17	3.18	1.52	2.02	11.6	10.8
FeO	5.17	6.49	0.64	6.98	6.70	3.29	-	-
MgO	5.20	5.93	0.36	7.57	5.33	2.05	7.2	6.3
CaO	6.77	4.90	0.33	6.88	8.08	2.33	10.5	9.8
Na ₂ O	3.20	3.31	5.79	2.62	2.53	2.05	2.5	2.8
K ₂ O	1.41	1.71	4.70	1.02	1.45	2.62	0.8	1.1
TiO ₂	3.35	3.65	0.51	3.84	3.50	1.72	2.6	1.6
MnO	0.13	0.17	0.07	0.17	0.17	0.06	0.17	0.17
H ₂ O-	0.99	0.50	0.31	0.38	0.44	0.89	-	-
PC 1000°C	6.99	4.60	0.79	4.16	6.48	4.58	0.8	1.0
Total	100.05	99.97	99.82	99.92	99.40	100.45	99.67	99.67

relativamente bajos y homogéneos. Las variaciones y elevadas proporciones de la fase fluida ($H_2O + CO_2$) están ligadas a la presencia de calcita-clorita y otros minerales hidratados en vacuolas y/o en la matriz y/o reemplazando a minerales primarios y/o rellenos de fracturas.

- La proporción de CaO es muy variable. En las rocas lávicas con vacuolas llenas de calcita pueden alcanzarse valores del orden del 11-14%. Si suprimimos el calcio ligado a los carbonatos nos encontramos con que el contenido en calcio no calcítico es muy inferior al de los basaltos. Las rocas intrusivas y los diques presentan contenidos medios en calcio más bajo que el de los basaltos y valores medios relativamente más altos que el resto de las manifestaciones volcánicas de la cuenca.

Los valores medio de SiO_2 varían entre 48% y 51%, salvo en las traquitas y rocas piroclásticas que alcanzan el 66% y el 61% respectivamente. El tanto por ciento de silice desciende en algunos casos a valores del orden del 34-40% en rocas amigdalares con contenidos en CaO calcítico muy elevados. En general la proporción de SiO_2 desciende con el aumento de CaO.

- Los alcalis se encuentran, en general, en proporciones relativamente elevadas.
- Los valores en MgO son ligeramente (en ocasiones bastante) inferiores a los de los basaltos.
- El aluminio presenta valores variables tanto en muestras que pertenecen al mismo grupo, como si comparamos unos grupos con otros. El valor medio de las coladas masivas, pillow-lavas y diques es asimilable al de los basaltos oceánicos mientras que el de las rocas intrusivas es ligeramente inferior.

Las traquitas presentan contenidos muy uniformes y de orden del 19%.

- El MnO también se encuentra en proporciones variables. Sin embargo las proporciones medias de los distintos grupos básicos son muy parecidas y similares a las de los basaltos. Las traquitas y las rocas piroclásticas presentan valores medios de 0,07 y 0,06%.
- Los distintos grupos excepto traquitas y piroclásticas, presentan contenidos elevados de TiO_2 similares a los de los basaltos de intraplaca.
- Existe una gradación en la espilitización, cuyos efectos son máximos en las coladas de pillow lavas y en algunas coladas masivas y/o de disyunción columnar y se atenuan en las rocas intrusivas y en los diques. Esta menor espilitización queda reflejada fundamentalmente en la disminución de Na_2O y en la mayor estabilización del SiO_2 y del CaO en los términos poco a nada espiliticos.
- La mayor parte de los productos volcánicos, si se les compara con rocas basálticas normales, presentan caracteres espiliticos (disminución del contenido en calcio, aumento de volátiles, relativo incremento en alcalis, disminución de los ferromagnesianos, etc.). No obstante existen otras rocas que muestran escasa o nula espilitización.

La aplicación de diagramas clásicos para establecer la evolución y afinidad química de estas rocas plantea diversos problemas debido a los procesos espiliticos. No obstante, su utilización pone de manifiesto la existencia de dos grupos de rocas: alcalinas y subalcalinas (fig. P-2). La discriminación dentro de este último en toleíticas (TH) o calco-alcalinas (CA) varía según el diagrama que se utiliza, sin embargo, existe una tendencia mayoritaria hacia una evolución de tipo TH.

En el diagrama $Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)$ frente a $K - (Na + Ca)$ (DE LA ROCHE et al., 1974) (fig. P-3) la mayoría de las muestras se sitúan en el dominio de las series espiliticas, fuera del

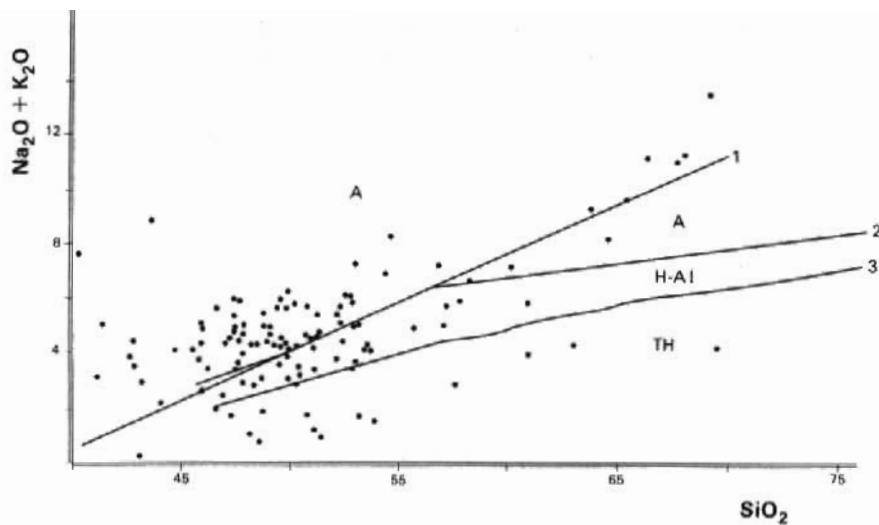
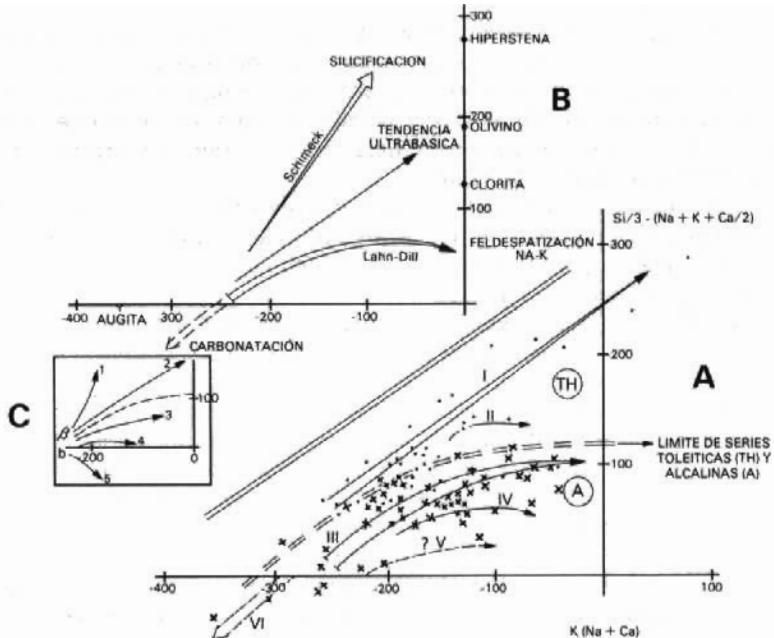


Fig. P.2.- Posición de las rocas del vulcanismo del Cretácico Superior en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. 1.- Línea de MacDonald and Katsura (1964). 1 y 2.- Kund (1968). A. Campo alcalino. H-A1 Basaltos ricos en aluminio y TH-Campo toléítico.



(.)- Rocas subalcalinas según la línea de MacDonald and Katsura (1964) en el diagrama siliceo-alcalino (Fig. P.1)

(x)- Id. para las alcalinas.

Fig. P.3.- A) Posición de las rocas volcánicas del Cretácico superior en el diagrama Si, Na, K, Ca..

B) Diagrama Si, Na, K, Ca, con los puntos figurativos del olivino, hiperstena, clorita y augica; así como las tendencias del volcanismo preorogénico hercínico del N. de Europa (según DE LA ROCHE et al., 1974). C) Esquema del diagrama. Mostrando la disposición de series ígneas clásicas. B=basaltos, B'=basanitas, 1=dacitas, 2=riolitas, 3=traquitas cuarcíferas, 4=traquitas y 5=fonolitas.

dominio de los basaltos. Este diagrama (fig. P-3 A) específico para series espilíticas, pone de manifiesto dos tendencias evolutivas mayores (I y III) y otras menos manifiestas. La I, marcada por rocas subalcalinas (toleíticas), evoluciona hacia un punto comprendido entre el olivino y la hiperstena mostrando una tendencia básica-ultrabásica. La segunda tendencia evolutiva mayor (flecha III) se dirige hacia la proximidad del punto figurativo de la clorita, indicando un carácter espilítico-clorítico.

Otras tendencias evolutivas que se deducen son las mostradas por las flechas IV y VI. La IV evoluciona hacia la zona de los minerales sódico-potásicos y correspondería con los términos traquibásalticos y traquiandesíticos espilitizados; asociada a esta, parece dibujarse la mostrada por la flecha V (rocas traquíticas ?). Por último, la flecha VI hacia la parte baja del diagrama, evoluciona en el sentido de la carbonatación por lo que la interpretamos con el desarrollo de epidota y calcita en estas rocas.

Este diagrama pone de manifiesto el carácter mayoritariamente espilítico del volcanismo, así como dos líneas evolutivas mayores I y III. La I de naturaleza subalcalina (toleítica) y de tendencia básica ultrabásica y la III netamente alcalina evolucionando hacia términos traquibásalticos, traquiandesíticos y traquílicos.

Los datos químicos disponibles, basados en elementos mayores, no permiten establecer un marco geotectónico único y excluyente para este magmatismo. Las posibilidades más congruentes apuntan a una zona de rifting en corteza continental que daría lugar a una importante subsidencia durante el Cenomaniense inferior-medio como muestran los sedimentos claramente marinos interestratificados con las rocas volcánicas, hipótesis que ha sido propuesta por otros autores (SOUQUET, et al., 1975; AZAMBRE et ROSSY, 1976). Así mismo los caracteres químicos son también congruentes con un magmatismo de intraplaca, tipo islas oceánicas, con contenidos elevados en TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , K_2O y SiO_2 en las rocas más evolucionadas, este último. Por último otra posibilidad podría ser la de un volcanismo asociado a fallas transformantes, que aunque mal conocido, parece ser de tipo alcalino con intrusiones básicas y ultrabásicas (BONATTI, 1973; MARSH, 1973; THOMSON et NELSON, 1972; in HAMEURT, 1981).

Edad del magmatismo

Ante la falta de dataciones absolutas debemos recurrir a los datos basados en determinaciones micropaleontológicas de los materiales interestratificados con las coladas volcánicas.

La presencia de niveles piroclásticos intercalados en las calizas de Mañaria (GARROTE, com. personal) indican la existencia de un volcanismo incipiente ya en el Aptiense. Sin embargo, las mayores manifestaciones comienzan en el Cenomaniense inferior-medio, salvo en la región de Munguia-Fruniz y Barrinaga, donde posiblemente comiencen en el Vraconiense (LAMOLDA et al., en prensa). El final del mismo es más problemático debido a la existencia de diversos diques y pequeños stocks que cortan a las propias coladas y depósitos volcánicos y por lo tanto posteriores a ellos, por lo que su edad no es posible determinarla con precisión. Probablemente las últimas manifestaciones pudieron llegar hasta el Santoniense.

3.2. ROCAS METAMÓRFICAS

Dentro de la hoja 1:200.000 de Bermeo-Bilbao afloran rocas metamórficas en dos ambientes diferentes. Las primeras, circunscritas al borde oriental, forman parte de los materiales

paleozoicos de Macizo de Cinco Villas afectados por un metamorfismo dinamotérmico de edad hercínica. Las segundas, constituyen una banda de materiales metamórficos de dirección aproximada E-W, que desde el borde de la hoja en la zona de Leiza se prolonga hacia las localidades de Régil y Azpeitia. Esta banda corre paralela a un importante accidente tectónico conocido como falla de Leiza (LLANOS, 1980), y el metamorfismo afecta a materiales que van desde el Lias al Cretácico superior. Además, se estudia la posible existencia de metamorfismo del resto de los materiales de la cuenca. Para ello se ha realizado análisis difractométrico de la fracción arcilla para determinar la cristalinidad de la illita.

Existen por tanto, dos ciclos metamórficos independientes, uno hercínico y otro alpino, análogamente a lo que sucede hacia el E en la cadena pirenaica.

3.2.1. Metamorfismo hercínico

Como se ha indicado los materiales paleozoicos del Macizo de Cinco Villas, cuyo extremo occidental aflora dentro de la hoja, se encuentran afectados por un metamorfismo regional de grado bajo. Se trata de una monotonía alternancia de pizarras negras, areniscas y grauvacas de edad carbonífera, afectadas por tres fases de deformación. La primera de pliegues isoclinales apretados y desarrolla una esquistosidad de plano axial (slate cleavage) muy tendida que es la superficie más visible en el campo. Las otras dos tienen carácter angular y originan la crenulación de la primera esquistosidad.

Pese a no mostrar una excesiva recristalización y a que se preservan buena parte de las estructuras sedimentarias, al microscopio se aprecia una trama homogénea constituida por cuarzo y filosilicatos con una marcada disposición paralela que define una esquistosidad penetrativa (slate cleavage). Dado que el grado de recristalización es bajo y los minerales de pequeño tamaño se hace difícil el estudio de las asociaciones minerales. Las texturas son mayoritariamente lepidoblásticas o granolepidoblásticas, si bien en las muestras más detriticas se desarrollan texturas blastopsamíticas.

Las fases tardías crenulan esta esquistosidad y dan lugar al alabeamiento y reorientación de los filosilicatos.

Los componentes minerales principales son: cuarzo y filosilicatos que incluyen moscovita-sericitas, clorita y proporciones menores de biotita verdosa. Como accesorios aparecen menas opacas, turmalina, circón, grafito, esfena y epidota.

Puesto que el tamaño de los filosilicatos es mayor en las rocas grauváquicas que el de las pizarras grafíticas puede pensarse que el grafito actúa de inhibidor de la cristalización. Además hay que mencionar la existencia de venas de cuarzo que localmente pueden ser muy abundantes.

Las asociaciones minerales más frecuentes son:

Cuarzo-clorita-plagioclasa

Cuarzo-moscovita

Cuarzo-clorita-biotita

Cuarzo-clorita-biotita-sericitas

Estas asociaciones, aunque algunas banales, son propias de un metamorfismo de grado bajo (WINKLER, 1978).

3.2.2. Metamorfismo alpino

Además del metamorfismo ligado al *manto de los marmoles* se estudia por difracción la cristalinidad de la illita en distintas transversales de la cuenca a fin de establecer el carácter de las transformaciones sufridas por los sedimentos pelíticos.

Metamorfismo asociado al "manto de los marmoles"

Las rocas metamórficas afloran en una banda de anchura variable que corre entre Leiza y Azpeitia. La marmorización se desarrolla con preferencia en niveles privilegiados que a su vez pueden poseer lechos notablemente enriquecidos en minerales metamórficos.

Esta banda alcanza su máximo desarrollo en la transversal del alto de Ezcurra (3 Km.) para disminuir progresivamente hacia el W (1 km. en Areso) hasta desaparecer en las proximidades de Oreja. No obstante en las proximidades de Tolosa y en la zona de Régil vuelven a encontrarse tramos de calizas marmóreas; así mismo, en la zona de Azpeitia el estudio de difracción indica condiciones metamórficas bajas.

Más al S existe otra banda con evidencias metamórficas en el núcleo del anticlinal de Huici (LLANOS, 1980).

Las transformaciones afectan a una sucesión eminentemente carbonatada, con algunas pasadas pelíticas más numerosas hacia el techo, cuya edad va desde el Jurásico al Cretácico superior. Al contrario que las rocas carbonatadas los niveles pelíticos no muestran cambios texturales significativos, por lo que parece aconsejable realizar su descripción de forma independiente a la de los marmoles.

Rocas marmóreas

Son de colores claros, blancos o amarillentos con cristalinidad variable y a menudo aspecto sacaroide, alternando con paquetes donde la recristalización es menos evidente.

Al microscopio muestran texturas granoblásticas de tendencia poligonal y bordes de granos más o menos indentados. Con frecuencia la presencia de cristales de metamorfismo les confiere una textura porfidoblástica. En las zonas más deformadas se desarrollan texturas granoblásticas elongadas que en ocasiones pueden llegar a ser catablásticas.

Los minerales principales son: calcita, dolomita, talco, clorita, moscovita, flogopita, y esporádicamente biotita. Los filosilicatos muestran hábitos tabulares o fibroradiados. Además pueden aparecer cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, escapolita y anfibol tremolítico; todos ellos, de tendencia idiomorfa acusada. Las características de estos minerales pueden verse en EGUILUZ et al. (1982).

Las asociaciones minerales más frecuentes son:

Calcita-dolomita-clorita

Calcita-dolomita-clorita-talco

Calcita-dolomita-clorita-talco-moscovita

Calcita-dolomita-flogopita

Calcita-moscovita-talco-cuarzo

Calcita-tremolita-talco-clorita

Calcita-dolomita-tremolita-plagioclase-talco

Calcita-talco-escapolita-clorita

Calcita-dolomita-bytownita-feldespato potásico-talco

Estas asociaciones son compatibles con un grado bajo de metamorfismo en el sentido de WINKLER (1978).

Rocas pizarrosas

Se trata de pizarras carbonatadas de colores oscuros y grano fino con frecuentes cubos de pirita de tamaño centimétrico sobre los que se desarrollan sombras de presión en las que cristalizan cuarzo, calcita y talco.

Al microscopio muestran texturas lepidoblásticas o granolepidoblásticas de grano fino con apariencia sucia debida a la presencia de materia orgánica diseminada por la roca. Así mismo pueden aparecer pequeños porfidoblastos de clorita.

La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, biotita, plagioclasa y carbonato, como principales; mientras que grafito, menas (pirita, generalmente), turmalina, esfena y talco, son accesorios. Los porfidoblastos de clorita (1-3 mm.) pueden aparecer reorientados respecto a la S más manifiesta. La biotita de color marrón castaño constituye cristales irregulares de pequeño tamaño desorientados o formando asociaciones radiales. En las zonas de presión asociadas a las piritas se observan crecimientos fibrosos de calcita, y mica incolora (probablemente talco). En algunas muestras aparecen restos de foraminíferos.

Las asociaciones minerales son:

Calcita-cuarzo-clorita-biotita

Calcita-cuarzo-clorita-moscovita

Calcita-cuarzo-talco

Calcita-clorita-plagioclasa-moscovita-talco?

Al igual que en el caso de los mármoles estas asociaciones son compatibles con un grado bajo de metamorfismo

Estudio de la fracción arcillosa

Los datos expuestos hasta el momento apuntan hacia un metamorfismo bajo a lo largo de la banda *manto de los mármoles* en la parte oriental de la hoja.

El estudio de los minerales de la arcilla y en particular de la cristalinidad de la illita proporcionan datos sobre condiciones metamórficas en materiales donde el estudio petrográfico-optico es inviable.

La estructura hojosa y pequeño tamaño de grano, además de otras características confieren a estos minerales un carácter muy sensible al ambiente geoquímico y condiciones termodinámicas. En este sentido el grado de cristalinidad de la illita es un parámetro muy utilizado como indicador de metamorfismo de grado bajo. No obstante y teniendo en cuenta la escala de trabajo, los datos deben tomarse con cierta cautela.

Las conclusiones de este apartado se han obtenido a partir del análisis de 95 muestras lutíticas tomadas a lo largo de toda la cuenca, si bien se ha realizado un muestreo más exhaustivo en la banda Leiza-Tolosa-Azpeitia.

De todas las muestras se ha extraido la fracción menor de $2\mu\text{m}$ ($\phi < 2\mu\text{m}$) para ser estudiada por difracción de RX mediante la técnica de Agregado Orientado (AO). De cada muestra se han preparado dos AO, uno de los cuales ha sido sometido a hinchamiento con Etilenglicol (AO + EG) a 60°C durante 24 horas para detectar la presencia de minerales hinchables. En los espectros obtenidos se analizaron los siguientes parámetros: composición mineralógica de filosilicatos, cristalinidad de la illita y razón I_{002}/I_{001} de la illita.

Composición mineralógica

La composición mineralógica es bastante homogénea en toda la cuenca. La illita es el mineral de la arcilla más abundante y está presente en todas las muestras. La clorita, presente también en casi todas las muestras, está en proporciones inferiores. Illita-clorita es la asociación encontrada en la banda de Leiza-Tolosa-Azpeitia. En el resto de la cuenca además de estos minerales, con clorita en menor proporción, aparecen interestratificados irregulares de illita/montmorillonita e illita/vermiculita con bajas proporciones (menor de 10%) de montmorillonita y vermiculita.

Cristalinidad de la illita

La medida de la cristalinidad de la illita se ha realizado sobre los diagramas de AO + EG (KISCH, 1980) observando que ésta varía entre los valores de 0,19 hasta $0,60^\circ 2\theta$ (fig. P-4). Se han propuesto como límites de ankizona y epizona $0,43$ y $0,24^\circ 2\theta$ respectivamente. La distribución de valores de las muestras analizadas indica un máximo de cristalinidad en el sector oriental (banda Leiza-Tolosa-Azpeitia), alcanzando valores de epizona en las muestras más próximas al trazado de la banda o falla de Leiza. En el resto de la hoja, salvo casos aislados, la tendencia es a mostrar valores de diagénesis tardía.

Por otra parte y como se observa en la fig. P-4 no parece que exista relación entre la cristalinidad y enterramiento, por lo que las causas del metamorfismo habría que buscarlas en acontecimientos posteriores al enterramiento.

Razón I_{002}/I_{001} . Composición de la illita

La relación entre intensidades correspondientes a los planos 002 y 001 de la illita es muy homogénea y permite definir a la illita como del tipo fengita, entre 0,28 y 0,43.

Asimismo, esta homogeneidad encontrada nos indica que el contenido Al/Fe + Mg varía en unos límites muy estrechos para toda la cuenca, lo que hace pensar en una única área fuente para toda ella o al menos en áreas fuentes muy similares.

Conclusiones sobre el metamorfismo alpino

Los datos petrográficos y de difracción indican que las únicas transformaciones metamórficas están restringidas a las proximidades de la falla de Leiza (*manto de los mármoles*). Además, se observan recristalizaciones en una estrecha banda en el anticlinal de Huici (LLANOS, 1980) y, en la zona de Villaro los datos de difracción indican condiciones que se pueden considerar en el tránsito diagénesis-metamorfismo (ankizonal), en probable relación con un accidente tectónico que pasa por esta zona.

A.O.+E.G.

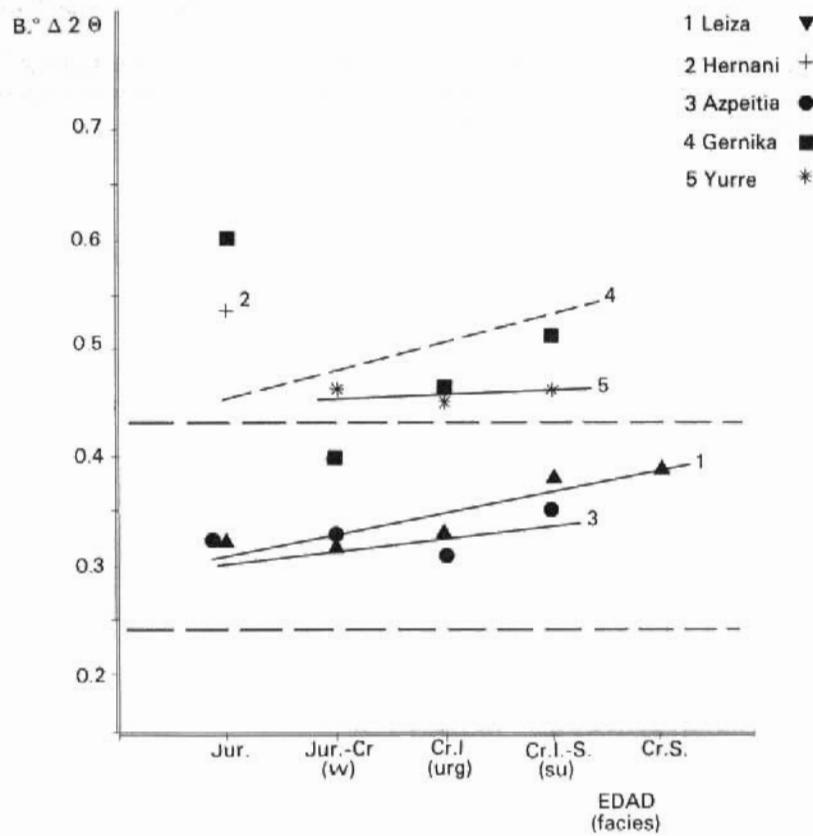


Fig. P.4.-

Todo ello indica que el metamorfismo es un proceso localizado en las proximidades de tales accidentes y en modo alguno generalizado a nivel de la cuenca.

El metamorfismo afecta a materiales que van desde el Trías al Albienense, por lo tanto post-Albiense.

La falla de Leiza, cuya prolongación occidental se difumina a la altura de Oreja, parece tener su continuidad, aunque algo desplazada a la altura de Tolosa, por la zona de Azpeitia, como demuestra los valores de cristalinidad de la illita (epizona).

En definitiva se trata de un metamorfismo de grado bajo esencialmente térmico (bajas presiones), intimamente ligado al funcionamiento de fracturas y restringido a sus proximidades y probablemente dilatado en el tiempo.

4. TECTONICA

El territorio de las hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao está situado en la Cordillera Vasco-cantábrica, prolongación estructural de la Cadena Pirenaica y puente entre esta y el dominio del Golfo de Vizcaya.

La evolución tectónica de la región es amplia y compleja. En el Macizo de Cinco Villas afloran materiales paleozoicos del zócalo que reflejan el final de la etapa sedimentaria y tectogenética del Ciclo Hercínico. El resto de la región está formada por materiales mesozoicos y terciarios, especialmente cretácicos. Es durante los tiempos cretácicos cuando tuvieron lugar los acontecimientos geodinámicos que singularizan a esta región: creación de una zona de rifting entre Europa e Iberia y deriva antihoraria de la Placa Ibérica, con la formación de un margen pasivo. La estructuración del área tuvo lugar durante el Terciario, en el contexto de convergencia de África, Iberia y Europa.

Los trabajos sobre aspectos exclusivamente estructurales de la Cuenca Vascocantábrica son realmente escasos; además suelen abordar aspectos locales, y generalmente tienen un enfoque muy tradicional. Más abundantes son los estudios de aspectos tectónicos relacionados con la evolución tectosedimentaria de la cuenca. Se renuncia a ofrecer una relación exhaustiva de tales obras, que encuentra recogida en los trabajos de RAT *et al* (1982) y GARCIA-MONDEJAR (1982). Respecto de los trabajos de síntesis sobre la evolución geodinámica de los Pirineos y la margen cantábrica, muy numerosos en los últimos quince años, en la bibliografía final se reseñan los más recientes o aquellos que se han utilizado en el texto.

4.1. EL CICLO HERCINICO

Exceptuando algunos pequeños afloramientos ligados a fallas alpinas el Paleozoico aflora, en el marco de las hojas 1:200.000 de Bilbao y Bermeo, exclusivamente en el Macizo de Cinco Villas, el más occidental de los que constituyen la zona axial pirenaica. El área que ocupa sólo permite obtener una división parcial de su estratigrafía y estructura. Ha sido estudiado anteriormente por CAMPOS y GARCIA DUEÑAS (1974) y CAMPOS (1979), cuyas principales conclusiones son las que se recogen en este informe.

4.1.1. Los materiales

Los terrenos paleozoicos están constituidos por 1.500 á 2.000 mts de una serie flysch de edad Devónico superior-Carbonífero inferior (Westfaliense inferior). Está formada por pizarras, cuarcitas y grauvacas, fundamentalmente, con intercalaciones ocasionales de lítitas, brechas y conglomerados. En conjunto es atribuible a las *Facies Culm* de otras zonas de la Cadena Variscana. La monotonía de la serie y la estructura dificultan establecer una secuencia estratigráfica precisa, aunque es posible, en líneas generales, asumir la siguiente columna regional, de muro a techo: 1: Calizas de Aranaz (fuera del marco de la hoja), Devónico superior. 2: Tramo inferior de facies flysch con intercalaciones de calizas negras, a veces detríticas, con *slumps* y brechas, y un nivel o niveles de lítitas. 3: Tramo superior de la facies flysch, con brechas y conglomerados cuarcíticos con intra y extraclastos. Los autores que lo han estudiado se inclinan por el carácter turbidítico de las secuencias (*slumps*, secuencias granodecrescentes, marcas de corriente ocasionales etc).

Esta secuencia de facies: facies de carbonatos someros, facies condensada (*cherts*), y facies turbidíticas, es característica de la evolución entre el Devónico superior y el Carbonífero en toda la Cadena Hercínica europea. La facies Culm correspondería, en este sentido a depósitos

sinorogénicos relacionados con el emplazamiento de mantos durante la fase Astúrica. La existencia de estructuras tangenciales notables es conocida en sectores más orientales (superposiciones de materiales silúricos y devónicos sobre el Carbonífero), aunque su cronología no es clara. Finalmente es posible apuntar la posibilidad de que algunas intercalaciones de calizas de la serie flysch correspondan en realidad a olistones emplazados en la serie turbidítica, como ocurre con frecuencia en otras cuencas sinorogénicas de la Cadena (ENGEL y FRANKE, 1983).

4.1.2. La estructura hercínica

La ausencia de marcadores estratigráficos impide determinar la macroestructura regional de este sector del Macizo de Cinco Villas.

GARCIA DUEÑAS y CAMPOS (1974) establecen la siguiente secuencia de fases de deformación, que es, en líneas generales acorde con la del resto del hercínico pirenaico:

Primera fase de deformación

Es la fase principal. Origina pliegues de escala micro a decamétrica. Son pliegues isoclinales tumbados originalmente, con una esquistosidad de flujo de plano axial que es subparalela a la estratificación en los flancos, llegando a obliterarla en los niveles júticos. El rumbo de las estructuras de primera fase es submeridiano, con vergencia hacia el Oeste o Suroeste. Se desarrolla un metamorfismo regional de bajo grado (anquimetamorfismo) con reorientación y neoformación de filosilicatos en los planos de esquistosidad. Sobre la macroestructura cabe especular que esta fase originara mantos vergentes hacia el Oeste, acorde en el contexto orogénico de la Cadena hercínica y en relación con el carácter sinorogénico de la sedimentación carbonífera.

Asimismo CAMPOS (1979) indica la existencia de una fase de cizallamiento tardío fase 1, que podría estar en relación con el emplazamiento de las unidades alóctonas.

Segunda fase de deformación

Esta fase crea pliegues de rumbo NE—SO (los más frecuentes) y NO—SE, de tipo similar e isopaco en función de la litología, y una esquistosidad de plano axial con disposición en abanico. La S_2 no es tan penetrativa como S_1 y se manifiesta como esquistosidad de fractura en las unidades competentes y como una crenulación de S_1 y S_0 en las pelitas. La S_2 es subvertical y las estructuras de esta fase no muestran una vergencia definida.

La intrusión de los plutones graníticos que aparecen hacia el Este es posterior a las fases 1 y 2.

Tercera fase de deformación

Genera pliegues oblicuos a los anteriores, deformando a B_2 y S_2 , y ocasionalmente desarrollan una esquistosidad grosera. No hay criterios ciertos que descarten la posibilidad de que esta fase de deformación sea de edad alpina. Asimismo localmente se desarrollan *kink-bands*, posiblemente en relación con una etapa de distensión postorogénica.

La edad de la fase principal de deformación puede fijarse como intrawestfaliense (fase Astúrica posiblemente). El Estefaniense de regiones vecinas es claramente postectónico.

4.1.3. Las estructuras tardihercínicas

Durante el Estefaniense y el Pérmico tuvo lugar una fase de fracturación que ha sido reconocida en la Península Ibérica (PARGA, 1969) y en Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975). Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE—SO y NO—SE, funcionaron inicialmente en régimen de desgarre y posteriormente, ya durante el Pérmico, adquieren preponderancia los movimientos verticales, controlando la ubicación y geometría de las cuencas pérmicas. Todos los autores coinciden en señalar un importante accidente tardihercínico a lo largo de la Cadena Pirenaica, coincidente con la actual Falla nordpirenaica, que se prolongaría hacia el Oeste a lo largo del margen continental nordestaño, y que además de marcar el límite entre la placa ibérica y la europea, jugaría un papel fundamental como línea transformante durante la deriva de Iberia y la apertura del Golfo de Vizcaya (LE PICHON, et al., 1971; MATTAUER y SEGURET, 1971; BOILLOT et al., 1973; CHOUKROUNE et al., 1973; CHOUCROUNE y MATTAUER, 1978, etc.).

Las fallas tardihercínicas constituyen un elemento estructural importante en la Cadena Pirenaica y su extremidad vascocantábrica, así como en las demás zonas alpinas y cuencas terciarias peninsulares, puesto que su reactivación durante la distensión mesozoica controló la ubicación y geometría de las cuencas, y durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial. Cada falla de zócalo ha tenido una evolución compleja, funcionando como falla normal durante la distensión y reactivándose como inversa o desgarre durante la compresión. Las fallas y lineaciones del zócalo que se han identificado en las hojas 1:200.000 de Bilbao y Bermeo se presentan en la figura 1. Se han determinado en base a los afloramientos del zócalo, los espesores y distribución de facies del mesozoico, alineaciones diapiricas, actividad magmática y metamorfismo alpinos y la distribución de estilos estructurales de la cobertura. La precisión en su ubicación depende de los criterios que se han podido aplicar para determinar cada accidente, puesto que su posición real puede haber variado con respecto a su manifestación en cobertura.

Las fallas de Bilbao, de Durango y Leiza son los principales accidentes de rumbo NO—SE, aunque hacia el sector oriental adoptan una dirección E—O, especialmente la de Leiza, considerada como prolongación de la Falla nordpirenaica. Los bordes del Macizo de Cinco Villas probablemente estén controlados por antiguas fracturas tardihercínicas. Muy posiblemente exista un accidente NO—SE en el sector meridional, que articulaba la cuenca mesozoica entre la zona externa (Sierra de Cantabria) y la Plataforma de Vitoria, pero no se ha podido detectar mediante criterios estructurales, aunque posiblemente corresponda al *accidente profundo de Las Losas* de AMIOT et al., (1982).

En este sector sin embargo se manifiestan con claridad las fallas de Murguía y de Estella, de rumbo NE—SO, y posiblemente exista un desgarre intermedio que se prolongaría hasta el borde septentrional de Cinco Villas.

4.2. EL CICLO ALPINO

El ciclo Alpino en la Cordillera Vascocantábrica comprende dos períodos de carácter geodinámico diferente: un largo periodo de unos 200 m. a. de duración durante el que la región estudiada se encuentra situada en un dominio de divergencia y traslación de placas, con creación de cuencas y sedimentación, y un periodo más corto, de unos 20 m.a. en el que se produce la convergencia de las placas de Iberia y Europa, con colisión en los Pirineos y

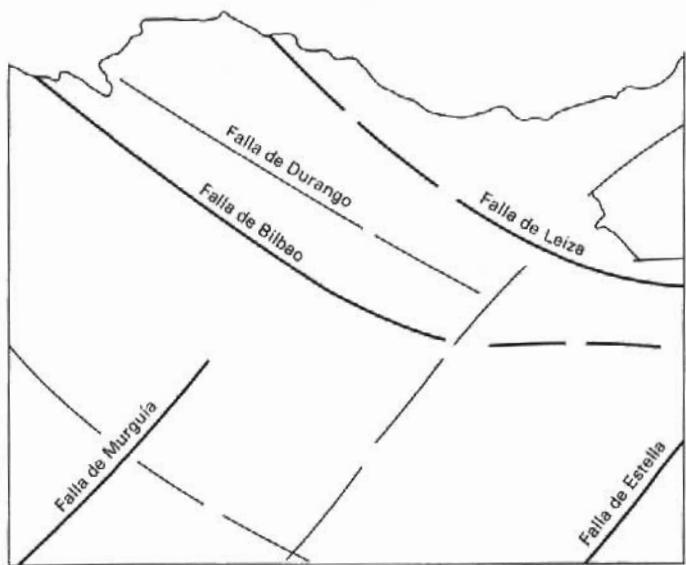


Fig. 1.- Principales fallas del zócalo en la región estudiada.

subducción limitada en el Golfo de Vizcaya, lo que origina la deformación de la pila sedimentaria mesozoica y paleógena y eventualmente del zócalo herciniano. La elevación y denudación de la Cadena hasta adquirir la configuración actual se produce durante el Neógeno y el Cuaternario.

4.2.1. Evolución geodinámica durante el Mesozoico

El factor condicionante de la evolución geodinámica de la cuenca cantábrica en el Mesozoico ha sido la apertura del Golfo de Vizcaya durante el Cretácico, como consecuencia de la apertura del segmento septentrional del Atlántico. La disposición del eje del *rift* del Golfo de Vizcaya y su prolongación hacia el Este, los Pirineos, ortogonalmente a la línea de apertura atlántica permite considerarlo como un aulacógeno según SOUQUET y DEBROAS (1980). Como la deriva hacia el Este de África con respecto a la Europa estable es mayor que la de Iberia, la traslación antihoraria de Iberia presenta una componente rotacional importante, de manera que en el Golfo de Vizcaya la apertura es mayor, con acreción de corteza oceánica, mientras que en los Pirineos la apertura fué limitada (posiblemente no se creó corteza oceánica).

En el Terciario se produce la aproximación de África e Iberia a Europa, que produce colisión intracontinental en los Pirineos y subducción limitada en el Golfo de Vizcaya. La historia sedimentaria y deformacional presenta por lo tanto características propias en los segmentos orientales y occidentales de la Cadena. La Cordillera Vascocantábrica está situada en punto singular, entre ambos dominios, por lo que dependiendo de cada momento de su historia presentará rasgos comunes con uno u otro.

Inscribiendo la región Vascocantábrica en este marco global, su evolución geodinámica durante el Mesozoico se puede dividir en tres etapas: 1) Etapa pre-*rift*. 2) Etapa de *rafting* y 3) Etapa de apertura oceánica y deriva continental.

4.2.1.1. La etapa pre-*rift* (Triásico a Jurásico superior)

Durante el Triásico y la mayor parte del Jurásico la cordillera Vascocantábrica presenta una evolución común con la de las áreas vecinas, controlada por el *rafting* y la apertura del Atlántico central y el Océano ligur-piamontes al SO y SE respectivamente, que estaban enlazados por la zona transformante bética.

Durante el Triásico inferior tuvo lugar una acumulación de depósitos clásticos (areniscas, limolitas, conglomerados) continentales en un sistema de fosas controladas por la fracturación tardihercínica. En el Triásico medio y superior las condiciones son las de una plataforma epicontinental extensa y homogénea, con sedimentación marina restringida: calizas y dolomías del Muschelkalk y potentes series de arcillas y evaporitas de la facies Keuper que llevan asociadas un magmatismo basáltico controlado por las líneas de debilidad del zócalo, similar al de zonas vecinas (Pirineos, Cadenas Celtibéricas: Provincia Toléctica de NAVIDAD y ALVARO, 1985). La escasez de afloramientos y los efectos de la tectogénesis no permiten establecer los dispositivos paleogeográficos existentes durante esta época.

El Jurásico es un periodo caracterizado por el establecimiento de una plataforma uniforme y relativamente estable, con sedimentación marina poco profunda (facies litorales, de plataforma interna, facies arrecifales, etc.) y poco potente (400 a 1000 metros, escasa subsidencia)

que fosiliza los dispositivos paleogeográficos previos. La discontinuidad Callovo-Oxfordiense también está presente en la región, y su extensión aboga por causas tectónicas u oceánicas de carácter global.

4.2.1.2. *La etapa de rifting (Jurásico superior a Cretácico inferior)*

A finales del Jurásico (Kimmeridgiense), la paleogeografía de la región experimenta un cambio drástico. La extensa plataforma carbonática jurásica se someriza, emergen los bordes (Macizo Asturiano, Macizo del Ebro, etc.), que son sometidas a denudación y se crea un sistema de fosas que se llenan de terrígenos de ambientes lagunares y transicionales. La articulación de las fosas y umbrales y la subsidencia están controlados por la fracturación del zócalo, principalmente por el sistema NO-SE. En las fosas se preserva la serie jurásica anterior y se acumulan centenares de metros de clásticos (100 a 800 m. de facies Purbeck). En los umbrales y bordes la serie jurásica puede ser erosionada totalmente. Esta etapa de fracturación y juego vertical de bloques (movimientos neokiméricos) tienen expresión en otros puntos de la Placa Ibérica (Cordillera Celtibérica, etc.) y tradicionalmente se ha considerado en relación con el inicio del *rafting* en el Golfo de Vizcaya y el Atlántico Norte (ALVARO *et al.*, 1979), RAT *et al.* (1983) consideran que el *rafting* del Golfo de Vizcaya se realizó sin *doming* previo. Pero probablemente el *doming* quedó reflejado en la elevación general del área y no quedó restringido a las áreas próximas a la futura línea de apertura, sino que afectó a un área extensa de ambas placas.

Durante el Cretácico inferior (Valanginiense-Barremiense) persiste la fracturación, con el desarrollo de una fosa subsidente que se llena de terrígenos continentales y transicionales (1000 a 2000 m.) en el área del anticlinorio de Bilbao. Hacia el E y NE existía un área poco subsidente con sedimentación marina. Hacia el Sur, articulándose sobre las fracturas NO-SE, se pasaba a un área emergida con escasa subsidencia o erosión. La distribución actual de sedimentos wealdenses parece indicar actividad de algunas fracturas del sistema NE-SO, como la falla de Murguía, y muy posiblemente el inicio de la actividad diapírica del Keuper data de esta época. La halocinesis estaría controlada por la distensión y las zonas de falla de zócalo.

El Urgoniano es un periodo de tiempo (Aptiense-Albiense inferior) en el que los dispositivos paleogeográficos aparecen ya bien individualizados definiendo la geometría del margen continental. Estos dispositivos continúan estando controlados por las directrices NO-SE, con cierta influencia de las NE-SO. La falla de Bilbao marca la posición de una alineación arrecifal que separaba un dominio de plataforma que se extendía hacia el Sur hasta el borde la cuenca, donde se producía erosión del continente emergido (S. Cantabria) y un dominio de cuenca más profunda al Norte. Esta fosa a su vez estaba limitada por otra alineación arrecifal ubicada sobre la línea de falla de Leiza. En las hipótesis que se proponen en el apartado 4.2.1. posiblemente esta línea correspondía ya al margen europeo. Durante este periodo de tiempo el proceso de *rafting* estaba muy avanzado y el margen ibérico presenta una flexuración general con acentuación de la subsidencia, que en líneas generales era compensada por una elevada tasa de sedimentación. El dispositivo paleogeográfico propuesto por AMIOT *et al.* (1972) refleja con bastante precisión las condiciones durante esta época, con un conjunto de bloques limitados por fallas de zócalo formando grabens y semigrabens con hundimiento general hacia el Norte e instalación de sistemas arrecifales en los bordes de la plataforma, aristas de semigrabens y grabens aislados, y desarrollo de deltas, cuencas locales, etc.

4.2.1.3. La etapa de apertura oceánica y deriva continental (*Albiense superior* y *Cretácico superior*).

El final de la etapa de *rafting* está señalado en el registro sedimentario por la discordancia del Albiense superior (*disconformidad de ruptura*), y un cambio sustancial en los dispositivos paleogeográficos.

En toda la cuenca Vascocantábrica se inicia un hundimiento general y la sedimentación se hace expansiva hacia la Meseta Ibérica, donde penetran profundamente las arenas de *Utrillas*, que hacia el Norte pasan progresivamente a un prisma deltaico y a la *fosa del flysch* supraurgoniano. El abundante aporte de material detritico indica por otra parte un rejuvenecimiento en los bordes de la cuenca; en las plataformas anteriores las condiciones distensivas acentúan la actividad diapírica. Es la fase de *movimientos aústricos* de la literatura clásica. Los accidentes que controlan los dispositivos paleogeográficos durante el Albiense superior y el Cenomaniano son fundamentalmente los de dirección NO—SE: el que separaba el dominio externo de la Sierra de Cantabria de la plataforma de Vitoria, y las fallas de Bilbao y Durango, que articulaban el paso de la plataforma al talud y a la fosa y *flysch*. Al NE el Macizo de Cinco Villas y su prolongación occidental están emergidos y constituyen el borde septentrional de la fosa, a la que aportan turbiditas y depósitos gravitacionales.

Las primeras manifestaciones volcánicas aparecen en esta época. Son basaltos alcalinos, característicos en las zonas de *rafting* intracontinental ligados a márgenes pasivos, y su cortejo subvolcánico. Asimismo el inicio del metamorfismo térmico de la Falla nordpirenaica es de esta edad. Las determinaciones cronológicas en la falla de Leiza indican que aunque el pico metamórfico se alcanzara durante el Cretácico superior el proceso posiblemente se inició durante el Albiense superior (edades de 101 m.a en flogopitas mediante el método de Rb/Sr, ALBAREDE y MICHAUD—VITRAC, 1978). También existe una estrecha relación geográfica entre magmatismo y metamorfismo (figura 3), localizados en la falla de Leiza y el sinclinal Vizcaino.

En el contexto regional todos estos sucesos son el reflejo del comienzo de la etapa de deriva continental de la Placa Ibérica hacia el SE (figura 2) y la apertura del océano en el Golfo de Vizcaya.

El Cretácico superior corresponde a la etapa de deriva continental y subsidencia térmica del margen pasivo. Toda la región experimenta un hundimiento progresivo, especialmente en el sector norte, que se atenúa a finales del Cretácico.

El dispositivo paleogeográfico presentaba de Sur a Norte una plataforma interna, una plataforma externa, un talud, y un surco más profundo, articulados como siempre por el *accidente de Las Losas* (AMIOT *et al.* 1982) y las fallas de Bilbao y Durango. La falla de Leiza, posiblemente la fuente de alimentación del aparato volcánico, corresponde a un accidente ya ligado al margen europeo. El Macizo de Cinco Villas y su probable extensión hacia el NO fué recubierto por el mar, aunque siempre mostró cierta inestabilidad. Las condiciones distensivas se manifiestan también en la actividad diapírica que tiene lugar en los márgenes y la formación de fallas lísticas en los taludes.

En la plataforma de Vitoria la subsidencia fué muy importante y siempre compensada por la sedimentación. En el surco septentrional, la fuerte subsidencia no siempre estuvo compensada y la profundidad fué mayor, con deposición de potentes series de *flysch*, primero calcáreo y luego arenoso.

Las discontinuidades que separan los diferentes ciclos sedimentarios en las series de

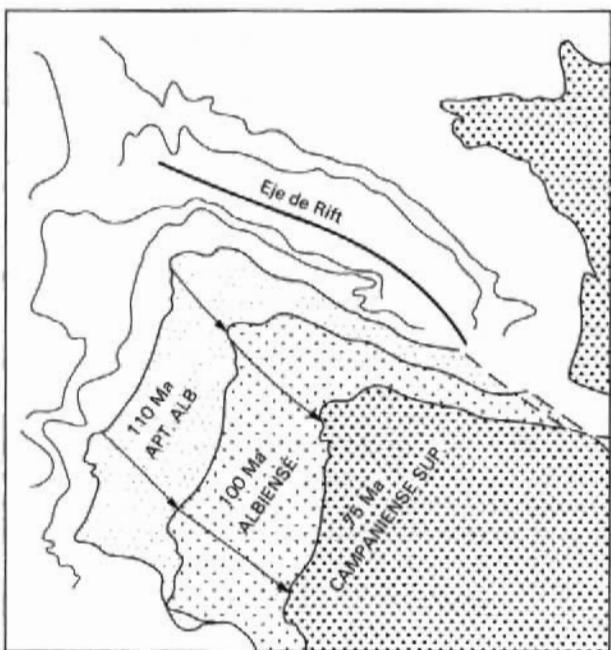
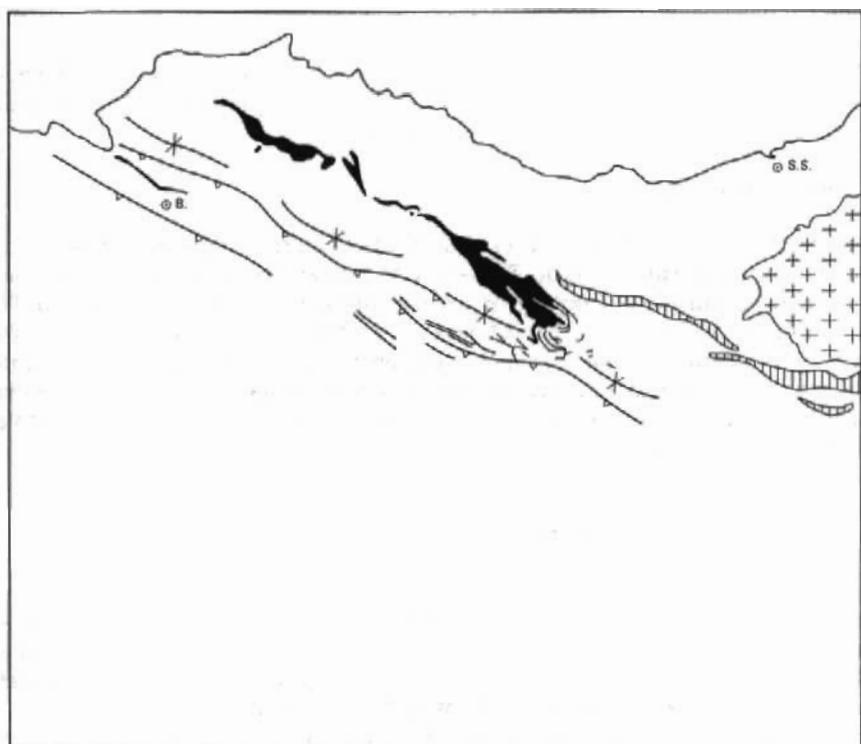


Fig. 2.- Pautas de deriva de la Placa Ibérica con respecto a Europa durante el Cretácico. (Según OLIVE *et al.*, 1981).



- [+] Macizo de Cinco Villas
- [---] Zona con metamorfismo
- [—] Rocas volcánicas

Fig. 3.- Distribución de las rocas volcánicas alcalinas del Cretácico
y zona con metamorfismo.

plataforma parecen ligadas a ralentizaciones de la subsistencia y a causas eustáticas. La somerización generalizada que existe a finales del Cretácico es acorde con la conjunción de una caída del nivel del mar y la desaceleración de la subsidencia térmica con colmatación relativa del área sedimentaria.

El final de la historia preorogénica del margen cantábrico se prolonga durante el Paleoceno y el Eoceno inferior, manteniéndose, al menos en el sector septentrional, unos dispositivos sedimentarios similares a los cretácicos (RAT, et al., 1982).

4.2.2. Tectogénesis alpina

La etapa de estructuración de la Cordillera Vascocantábrica tuvo lugar durante el Terciario. A finales del Cretácico y principios del Terciario este área era todavía un dominio marino en el que se había acumulado una potente pila sedimentaria y estaba situado entre las Placas Ibérica y Europea. La Placa Ibérica había finalizado su rotación antihoraria con respecto a la Europa estable, y desde el Cretácico superior comenzó a aproximarse a ella, en el contexto de la convergencia de África y Europa, iniciándose la tectogénesis en los sectores pirenaicos orientales (CHOUKROUNE et al., 1973). La estructuración principal de este segmento de la Cordillera tuvo lugar durante el Eoceno (fase Pirenaica), y probablemente las condiciones compresivas se mantuvieron durante el resto del Paleogeno y el Mioceno inferior.

4.2.2.1. Zonación tectónica y dominios estructurales

La estructura de las hojas de Bermeo y Bilbao, como la del conjunto de la Cadena Pirenaica, está configurada por la orientación y magnitud de las fases de compresión, la trama de los accidentes del zócalo, la respuesta de este a las deformaciones alpinas y la naturaleza y disposición de los materiales de la pila sedimentaria. Todos estos factores controlan el estilo, la orientación y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

En la figura 4 se presenta un esquema de las principales unidades y dominios estructurales que se han diferenciado en el territorio de ambas hojas. En la figura 5, se muestra la disposición paleogeográfica original que corresponde o se atribuye a cada dominio. Asimismo se indica la posición que presumiblemente les correspondería en el margen pasivo Cretácico.

Desde el punto de vista de comportamiento mecánico de los materiales durante la tectogénesis la región se ha dividido en dos áreas: Zona Externa y Zona Interna. La Zona Externa corresponde al sector más meridional (Sierra de Cantabria, Plataforma Alavesa, Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa). El resto del área estudiada se enmarca en la Zona Interna.

La Zona Externa presenta una estructura de zócalo cobertura, en la que ambos niveles se han deformado independientemente gracias a la existencia de un nivel de despegue entre ambos, estando el zócalo poco o nada deformado. En la Zona Interna el nivel de despegue también ha desolidarizado la cobertura y el zócalo, pero éste también ha sido estructurado e incorporado a las estructuras alpinas.

El zócalo y el tegumento

Corresponden al basamento hercínico y su tegumento permotriásico (Buntsandstein y eventualmente Pérmico) dotado de una tectónica de revestimiento. En la Zona Externa no aflora

y en la Interna lo hace en el pliegue de fondo del Macizo de Cinco Villas. Sobre su disposición general proporciona una idea el mapa gravimétrico de la Cuenca Cantábrica (figura 6) que muestra una fuerte anomalía positiva en la zona del Anticlinorio Vizcaino y falla de Leiza (figura 7), reflejo de su proximidad a la superficie.

El zócalo y tegumento de la Zona Externa se supone poco o nada estructurado por la deformación alpina, jugando un papel pasivo frente a la cobertura que ha deslizado sobre él. Unicamente puede haber sufrido desplazamientos discretos a lo largo de antiguas fallas tardihercinicas, que eventualmente pudieron jugar con movimiento inverso (Banda de Estella) como parece indicar la presencia de rocas del zócalo arrastradas por algunos diapirios (PFLUG, 1973).

Por el contrario, zócalo y tegumento jugaron un papel activo y aparecen involucrados en las estructuras alpinas de la Zona Interna. El Macizo de Cinco Villas aparece como un pliegue de fondo de carácter extrusivo, con sus bordes cabalgantes sobre el Mesozoico. La falla de Leiza presenta pinzaduras de materiales paleozoicos, y no es posible conseguir reconstrucciones estructurales razonables sin hacer participar al zócalo, que estaría afectado por pliegues y fallas. En el capítulo de Tectónica Hercínica ya se mencionó la posibilidad de que una de las fases de deformación que presentan los materiales carboníferos de Cinco Villas fuera de edad alpina. Por otra parte SOULA y BRESSION (1980) señalan en otros puntos de los Pirineos la existencia de cizallamientos que afectan por igual al zócalo y a la cobertura, y las investigaciones submarinas en el banco de El Danés, prolongación hacia el NO de las estructuras Vascocantábricas, muestran al zócalo involucrado en una serie de fallas inversas que afectan a la cobertura mesozoica (MALOD *et al.*, 1980). Pero aunque la implicación del zócalo en las estructuras alpinas de la zona interna aparezca como un hecho incuestionable, la caracterización de tales estructuras en esta región queda pendiente de realizarse en detalle.

El nivel de despegue regional

Está constituido por las margas y evaporitas del Keuper, a las que posiblemente se asocie los niveles margosos y dolomías del Muschelkalk. En la Zona Externa este nivel individualiza el tegumento de la cobertura, que ha deslizado independientemente durante la estructuración. En la Zona Interna tambien ha jugado un papel importante, permitiendo la independencia de ambos, que se deforman con estilos propios. Cuando el Keuper ha migrado o era de escasa potencia la cobertura suprayacente puede presentar localmente un estilo de revestimiento. En otras ocasiones ha constituido la base de unidades alóctonas de cobertura, como en el caso del Manto de Lasarte.

Los materiales plásticos del Keuper han desarrollado asimismo importantes estructuras de tipo diapírico durante las etapas de distensión mesozoicas y postorogénicas.

La cobertura

Está formada por materiales calcáreos, margosos y terrígenos del Jurásico, Cretácico y Paleógeno. Cuando se analiza su papel durante la tectogénesis el primer aspecto que resalta es la geometría de la pila sedimentaria. En conjunto se trata de un prisma, con espesores que varían desde unos pocos centenares de metros en el Sur, en la Sierra de Cantabria, hasta 12 o 13.000 metros en el Sinclinorio Vizcaino lo que ya representa un condicionante inicial frente

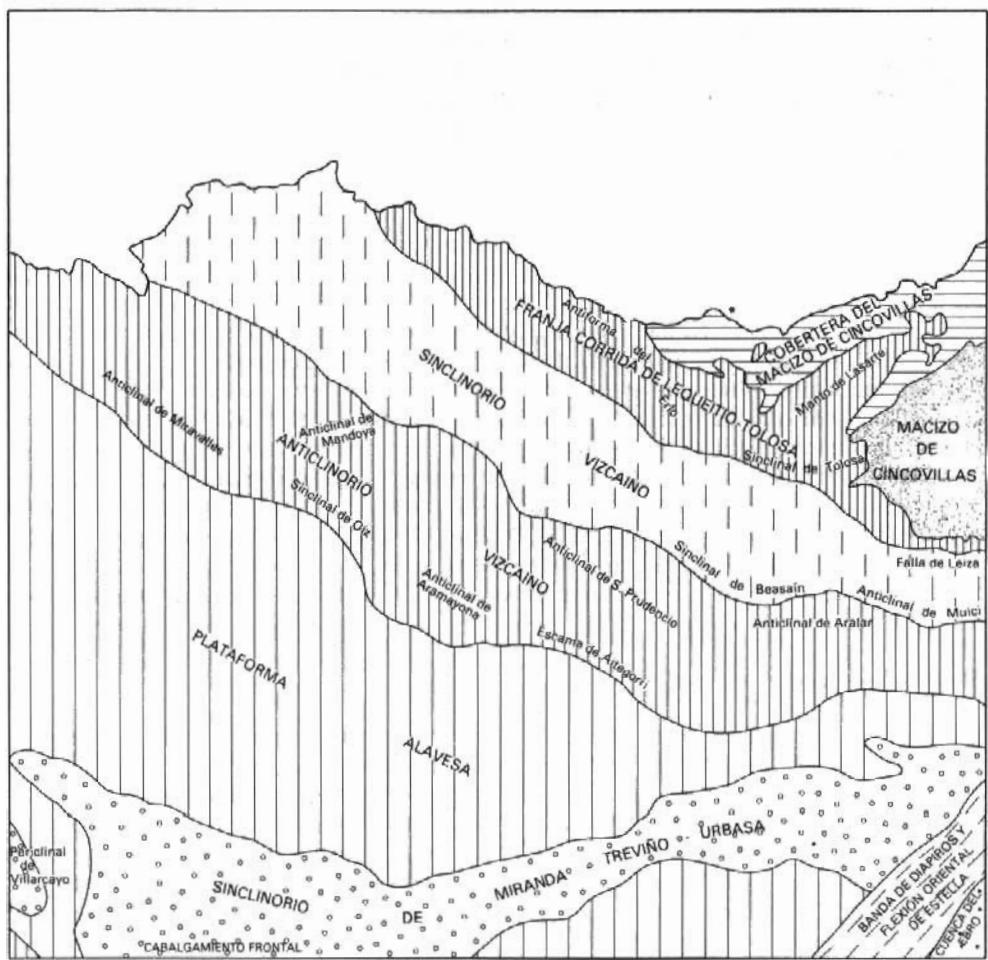


Fig. 4.- Mapa de dominios estructurales.

SUR

NORTE

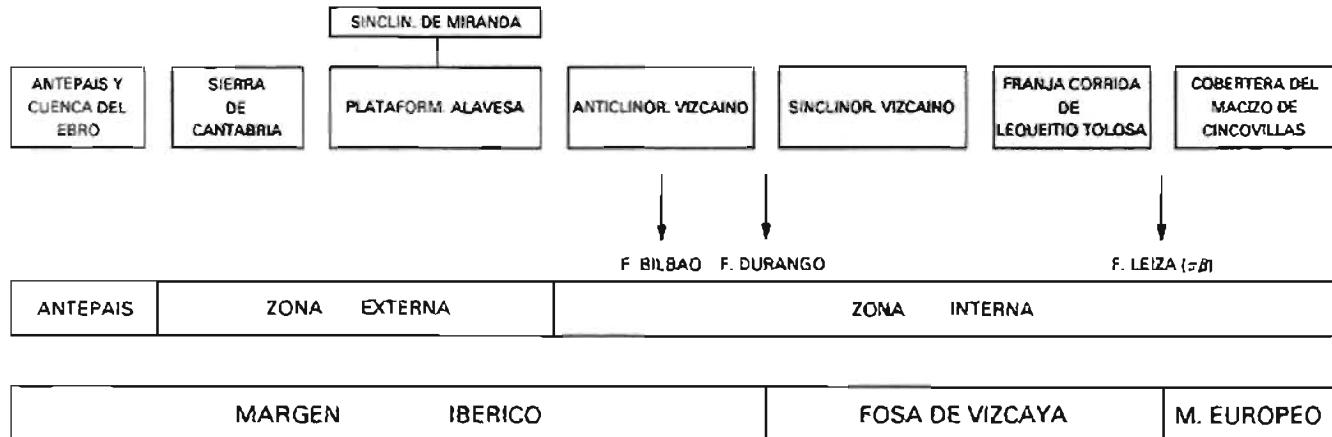


Fig. 5.- Disposición paleogeográfica original de los dominios y unidades estructurales de la Cordillera Vascocantábrica.

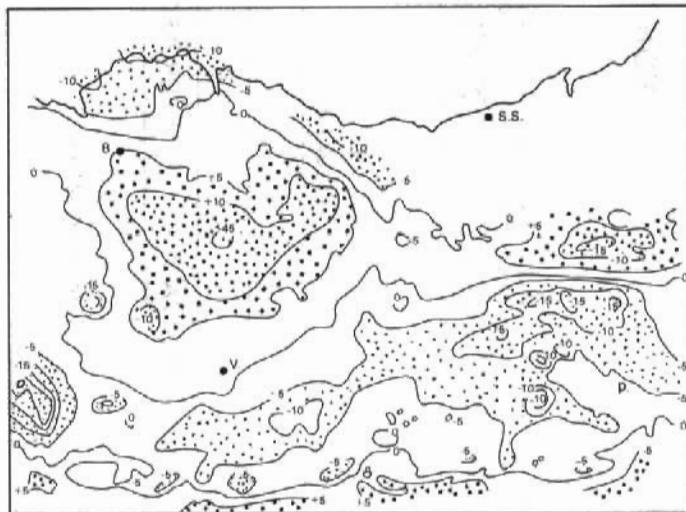


Fig. 6.- Mapa Gravimétrico de la Cuenca Cantábrica. Anomalía Residual. Equidistancia 5 mgales (CIEPSA, inédito).

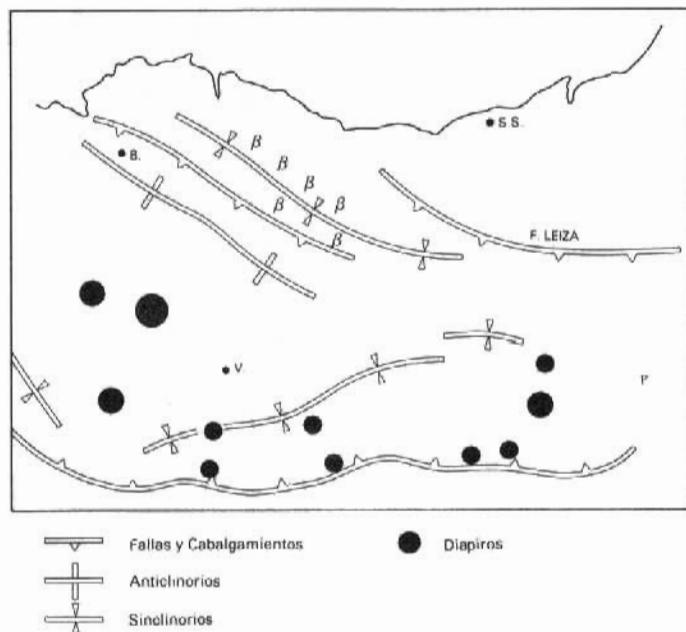


Fig. 7.- Principales estructuras tectónicas con reflejo gravimétrico.

a la deformación. Hacia el Macizo de Cinco Villas el espesor de la serie mesozoica disminuye, y probablemente esta situación se mantiene en su prolongación bajo la cobertura hacia el NO, como parecen indicar sondeos petroleros situados en el mar. Otro factor importante es la existencia de numerosas heterogeneidades dentro de la cobertura sedimentaria: cambios de facies, variaciones bruscas de espesor, biseles sedimentarios, etc., que durante la compresión actuarán como superficies de rotura o las canalizarán. Las zonas con menor espesor, en condiciones similares de composición litológica, presentan pliegues más apretados y numerosas fallas inversas y cabalgamientos, mientras que las zonas con mayor espesor tienden a deformarse mediante pliegues de mayor radio.

Algunos tramos actúan localmente como niveles de despegue secundarios, originando disarmonías en el conjunto de la cobertura.

Las calizas urgonianas, por su homogeneidad y geometría previa, constituyen un factor estructural condicionante en las zonas en que están presentes; muchos pliegues anticlinales pudieron esbozarse a favor de la posición de las principales masas de calizas arrecifales, que actuaron como una heterogeneidad previa.

De la misma manera el paso del cuerpo bioconstruido a las facies de talud siempre es un lugar favorable para el despegue y el inicio de un cabalgamiento.

Los tramos de facies flysch, con potentes alternancias de capas centí-decimétricas, se caracterizan por un plegamiento apretado con pliegues de pequeño radio y numerosos despegues secundarios.

En la Zona Externa los mecanismos de deformación dominantes han sido la flexión y la fracturación, originándose pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres. En la Zona Interna, que corresponde a un nivel estructural inferior en el sentido de MATTAUER, además de cizallamiento y flexión existe aplastamiento, generándose una o dos esquistosidades que afectan de manera desigual a las diferentes litologías y dominios.

Las relaciones entre la zonación estructural de la cobertura, la trama de los accidentes del zócalo y su comportamiento, y la secuencia e intensidad de las fases de compresión, condicionan la compartimentación del territorio de las hojas de Bermeo y Bilbao en varios dominios estructurales caracterizados por una asociación de estructuras que les confieren su carácter propio. Se han diferenciado los siguientes dominios (figura 4):

- Cuenca del Ebro
- Cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria
- Plataforma alavesa y Sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa
- Banda de diapirós y flexión oriental de Estella
- Anticlinorio Vizcaíno
- Sinclinal Vizcaíno
- Franja corrida de Lequeitio-Tolosa
- Macizo de Cinco Villas y su Cobertura septentrional

La Cuenca del Ebro

Aparece exclusivamente en el vértice SE de la hoja 1:200.000 de Bermeo-Bilbao, aunque se extiende, fuera de ella, por todo su borde meridional, por delante de la Sierra de Cantabria. Es el antepaís meridional de la Cadena. Consiste básicamente en una fosa de varios Kilómetros

de profundidad rellena de sedimentos terciarios continentales sin y postorogénicos que se apoyan sobre una serie mesozoica delgada que reviste al zócalo y tegumento. En la proximidad del frente cabalgante de la Sierra de Cantabria los materiales terciarios están deformados más intensamente, pudiendo aparecer invertidos. hacia el Sur la disposición general es subhorizontal, con buzamientos menores de 5° hacia el Sur. La edad de los materiales afectados por el cabalgamiento es Oligoceno-Mioceno inferior y medio.

Cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria

Sus afloramientos también son muy restringidos y se limitan al borde meridional de la hoja. Regionalmente consiste en una estrecha banda constituida por materiales mesozoicos y paleocenos poco potentes estructurados según un conjunto de anticlinales, sinclinales y cabalgamientos con acusada vergencia hacia el Sur. Frontalmente cabalgan a los depósitos terciarios del dominio anterior y hacia el Norte pasan a la Plataforma Alavesa y el Sinclinorio de Miranda-Treviño. Los pliegues son apretados, asimétricos o tumbados, desarrollándose con frecuencia escamas por laminación de los flancos inversos. En los núcleos de los anticlinales afloran la facies *Utrillas*, el Jurásico, y ocasionalmente la facies Keuper, que también puede aparecer en algunos puntos a favor de estructuras diapiricas. Fallas de desgarre, con posterior rejuego en la vertical, también son frecuentes y oblicuas a la traza general de la Sierra. El cabalgamiento frontal pierde buzamiento en profundidad, pudiéndose estimar la magnitud del desplazamiento del frente del orden de 15 kilómetros según las interpretaciones de los perfiles sísmicos existentes (CIEPSA, inédito, PORTERO et al, 1977).

Plataforma Alavesa y Sinclinorio de Miranda-Treviño-Urbasa

Este dominio estructural es el más extenso, ocupando el tercio meridional del territorio que abarcan ambas hojas, excepto el vértice SE. Por el Sur queda limitado por la Sierra de Cantabria, que lo separa de la Cuenca del Ebro, excepto en el mencionado vértice SE, donde el límite es la Banda de Estella. Hacia el Norte limita con el Anticlinorio Vizcaíno y su prolongación oriental (figura 4), habiéndose fijado su límite, de manera un tanto arbitraria, a nivel del contacto entre el Cretácico superior y el inferior. Este dominio abarca pues la mayor parte de la denominada Zona Externa. El Sinclinorio de Miranda-Treviño-Urbasa tiene suficiente entidad como para ser considerado una unidad estructural en sí misma.

Todo el dominio presenta una disposición sinclinal, cuyo flanco norte comparte con el Anticlinorio Vizcaíno, siendo el flanco Sur el espaldar de la Sierra de Cantabria. La configuración paleogeográfica de la zona condiciona su arquitectura: en la parte central y septentriional el espesor de la pila sedimentaria es muy importante, de varios miles de metros de sedimentos calcomargosos, mientras que en el flanco meridional se atenúa sensiblemente, pasando a algunos centenares de metros de materiales fundamentalmente calizos. En el eje de la estructura se conservan depósitos terciarios que forman la unidad del sinclinorio de Miranda-Urbasa. Otro elemento estructural que confiere su personalidad a este dominio son los numerosos diapiros del Keuper.

El sector noroccidental del dominio se caracteriza por la disposición monoclinal hacia el Sur (*Monoclinal de Amurrio, Monoclinal de Las Lastras*) solamente perturbada por algunas fracturas de pequeño salto, y por la presencia de los Diapiros de Orduña y de Murguía. A la

altura de este último se desarrollan algunos pliegues suaves de dirección NO-SE (*Sinclinorio de Vitoria, Anticinal de Zuazo*), con buzamientos del orden de 10° y vergencia mal definida, aunque en superficie parece ser hacia el Norte. Más hacia el Este el dominio, sólo interrumpido por alguna falla transversal, adquiere la configuración monoclinal característica de la *Llanada alavesa*, reduciéndose sensiblemente la amplitud entre el Sinclinorio de Urbasa y el anticlinorio Vizcaíno.

Al Sur de este sinclinal queda todavía una extensión ocupada por terrenos cretáceos, caracterizada por la estructura anticinal de *Gastiain*, y algunos pliegues menores situados entre ella y la *Sierra de Cantabria*. El anticinal de *Gastiain* es un pliegue cerrado, ligeramente vergente al Norte en superficie y al Sur en profundidad, con buzamientos suaves en ambos flancos.

También existe un área con materiales mesozoicos en el extremo SO del dominio que separa el sinclinorio de *Miranda del de Medina de Pomar*. Se trata de una estructura anticinal complicada (*Anticinal de Sobrón o de La Hoz*), prolongación del anticlinorio de *Nograro* de rumbo NO-SE, el cual, llegando a esta zona, se incurva progresivamente hasta disponerse ortogonalmente a las directrices regionales. El anticinal de *Sobrón* presenta buzamientos elevados en los flancos, con desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos vergentes NE y E. La génesis de esta estructura anómala está en relación con la falla profunda de *Murguía*, que condiciona la alineación diapírica de *Orduña-Murguía-Salinas de Añana* y provoca asimismo anomalías en el trazado del frente de la *Sierra de Cantabria* y en los afloramientos mesozoicos de la *Bureba* (*Zona de Briviesca*). Posiblemente esta falla de zócalo ha condicionado la existencia de una rampa lateral con traslación relativa hacia el SE en el desplazamiento general de la *Cobertera* hacia el Sur.

El sinclinorio de *Miranda-Treviño-Urbasa* atraviesa de Este a Oeste todo el ámbito de la hoja. Corresponde al núcleo sinclinal del dominio de la *Plataforma Alavesa*, ocupado por sedimentos terciarios. En el sector occidental el Terciario presenta la máxima extensión de afloramientos y todavía se mantienen las directrices NO-SE del sinclinorio de *Medina*, al que releva. Los depósitos terciarios son principalmente continentales. Sus repliegues internos aparecen afectados por los diapiros de *Salinas de Añana* y de *Treviño*, este último no aflorante. Las directrices estructurales giran progresivamente hasta disponerse Este-Oeste. Los buzamientos son suaves, con valores menores de 20°. La geometría interna del sinclinorio terciario muestra una simetría derivada de la migración de los depocentros hacia el Norte durante la sedimentación como consecuencia del levantamiento simultáneo de la *Sierra de Cantabria*.

Hacia el Este, área de *Urbasa*, el sinclinal adquiere rumbo ENE-OSO, y luego prácticamente E-O, y el núcleo está ocupado por depósitos terciarios marinos. Algunos repliegues internos y fallas transversales completan su fisonomía, a la vez que la estructura se hace sensiblemente más estrecha. Los buzamientos se mantienen en valores bajos excepto en el área de *Maestu*, en donde los estratos aparecen verticalizados por efectos del diapiro. En el meridiano de *Estella* la fracturación transversal es muy importante, como resultado de la proximidad del dominio de la *Banda de Estella*.

Una de las características estructurales del Dominio de la *Plataforma Alavesa* es la abundancia de afloramientos diapíricos del *Keuper*, que aparecen en su seno ó en áreas próximas de dominios limítrofes. Son los diapiros de *Orduña*, *Murguía*, *Salinas de Añana*, *Maestu*, *Estella*, *Alloz*, *Salinas de Oro*, *Arteta*, y los diapiros no aflorantes de *Treviño* y *Santa Cruz Campezo*. Los estudios de detalle de algunos de ellos (STALKELBERG, 1960; PFLUG, 1973) muestran

que tienen una historia muy dilatada. La génesis de tales estructuras, características de márgenes pasivos (JACKSON y SEMI, 1983), se remonta al menos a la distensión mesozoica, cuando la acumulación de un potente prisma sedimentado sobre la capa de evaporitas triásicas y las propias condiciones de estiramiento cortical *dispararon* el proceso de halocinésis. Su actividad durante el Mesozoico está señalada por las perturbaciones que indujeron en la sedimentación, llegando a aflorar en el fondo del mar. Su correspondencia, en líneas generales, con anomalías gravimétricas en bastante exacta, siendo destacable el hecho de que mientras la mayoría de ellas se evidencian con una anomalia negativa, el diapiro de Murguía se corresponde con una fuerte anomalia positiva (fig. 6 y 7), posiblemente causada por la abundancia de ofitas. En nuestra opinión la actividad perforante no fué muy importante durante la compresión alpina, sino que se reanudó con posterioridad, en la etapa distensiva postorogénica. Un fenómeno notable es la presencia de *xenolitos* del tegumento (*Maestu*) y zócalo (*Estella*) en algunos diafiros. En principio es difícil explicar este hecho mediante un mecanismo de "succión" de la masa diafírica. Es más razonable aceptar que el zócalo esté involucrado en fallas inversas de cuyo labio elevado pudo la masa ascendente tomar fragmentos, como propone PLFUG (1973) para el Diapiro de Estella. En cualquier caso es este un tema abierto a ulteriores investigaciones.

El conjunto de los dominios de la Plataforma de Vitoria-Sinclinorio de Miranda-Treviño-Urbasa y la Sierra de Cantabria se han interpretado como la Zona Externa de la Cadena, en la que la cobertura mesozoica se ha desolidarizado del zócalo a través del nivel de despegue del Keuper, deslizándose posiblemente hacia el Norte en primer lugar, y posterior y fundamentalmente hacia el Sur, hasta el punto en que la cobertura rompió (comportamiento solidario con el zócalo por desaparición del nivel de despegue?, línea de cambio de facies?, falla de zócalo?) y cabalgó hacia el Sur sobre los sedimentos terciarios sinorogénicos de la fosa de antepais. Algunas estructuras insinúan una vergencia hacia el Norte en superficie, aunque en profundidad los sondeos petrolíferos y la sismica muestran la preponderancia de la vergencia meridional.

Banda de diafiros y flexión oriental de Estella

En el vértice SE de la hoja de Bilbao el límite entre el dominio de la plataforma de Vitoria y la Cuenca del Ebro está constituido por una franja de dirección NE-SO caracterizada por una fracturación muy intensa y la alineación de los diafiros de Arteta, Salinas de Oro, Alloz y Estella.

La zona tectonizada de Abarzuza-Sierra de Andía está formada en su mayor parte por materiales carbonatados del Eoceno medio afectados por una intensa red de fracturación, consistente en dos familias de fallas con componente normal y de desgarre de direcciones NNE-SSO y NE-SO, que hacia el Norte cortan a los pliegues Este-Oeste del Sinclinorio de Urbasa. La falla de Lizárraga tuvo importancia paleogeográfica, condicionando variaciones de espesor y facies en los niveles Paleocenos y Eocenos. Las pautas generales de la fracturación indican que esta zona corresponde a un desgarre sinistral de la cobertura (figura 9). Hacia el SE el Mesozoico, Paleoceno y Eoceno flexionan y se hunden bajo los depósitos continentales de la Depresión del Ebro. El Terciario de la depresión está estructurado con sencillez, siguiendo directrices E-O y NO-SE, excepto en la proximidad del borde NO, donde se desarrolla una estructura sinclinal trasversa NE-SO. Coincidendo con la posición del borde se encuentra también la alineación diafírica.

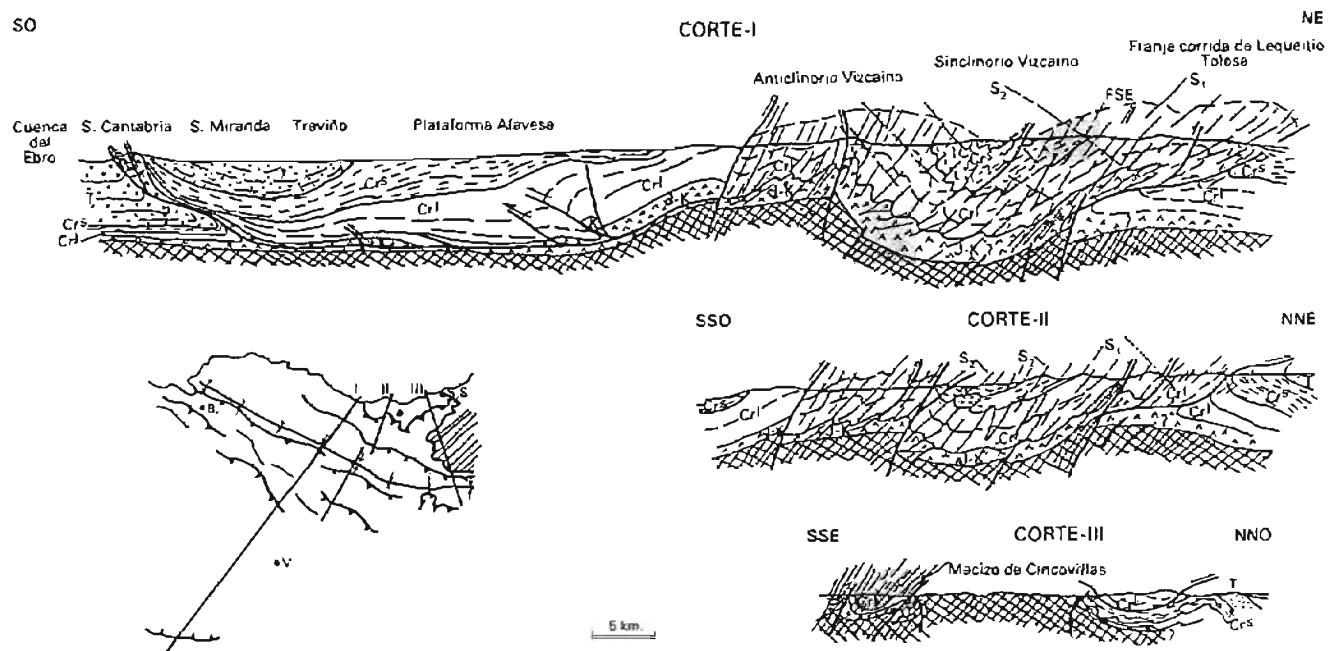


Fig. 8 - Cortes estructurales de la Cordillera Vascocantábrica.

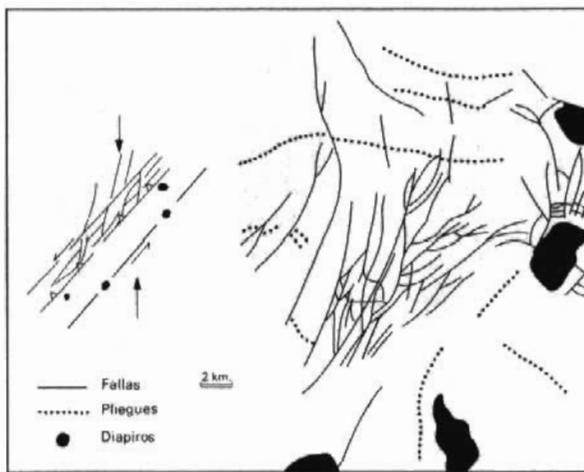


Fig. 9.- El desgarre profundo de Estella. Estructuras asociadas. Interpretación.

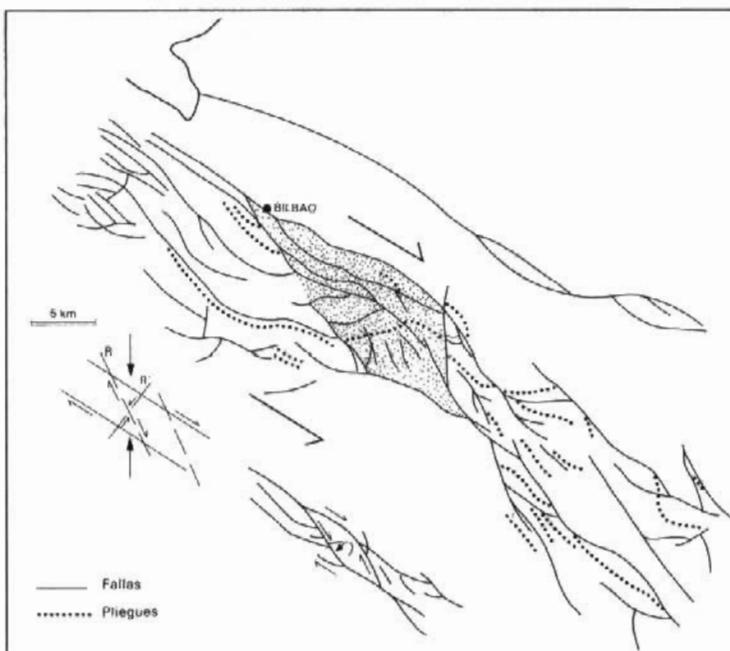


Fig. 10.- El cizallamiento dextral del Anticlinorio de Bilbao. Interpretación.

La Banda de Estella se interpreta como el resultado de varios fenómenos relacionados. Por un lado es incuestionable la existencia de un accidente del zócalo de rumbo NE-SO, que se prolonga probablemente hasta el Macizo de Aldudes por el Norte y la Sierra de la Demanda hacia el Sur. Esta falla profunda fué activa durante el Mesozoico, y controla la ubicación y actividad de la alineación diapírica. Durante la etapa tectogenética actuó como desgarre sinestral, con componente inversa, de manera que induce el arrastre de la cobertura, que se deforma de manera frágil en una banda amplia, a la vez que se flexiona y cabalga hacia la Depresión del Ebro. Posiblemente toda la banda corresponda a una rampa lateral del frente cabalgante de la Sierra de Cantabria, cuya ubicación fué controlada por la existencia del desgarre de zócalo.

Anticlinorio Vizcaino

Este dominio consiste en una franja de terrenos principalmente del Cretácico inferior de 15 a 20 kilómetros de anchura, que recorre de parte a parte el sector central del territorio estudiado con una orientación NO-SE en la parte occidental que progresivamente se incurva hacia direcciones E-O en la parte oriental. Es una estructura anticinal que separa las áreas sincloriales de la plataforma Alavesa y el Sinclinorio Vizcaino, constituyendo el límite entre las Zonas Externa e Interna. El límite con la Plataforma de Vitoria es difuso, habiéndose situado entre el Cretácico superior y el inferior de la serie monocinal. Por el contrario su límite septentrional es más neto, generalmente una falla inversa o cabalgamiento.

El sector septentrional (zona de Bilbao) se caracteriza por el desarrollo de pliegues rumbo NO-SE, largos, de tipo isopaco a similar dependiendo de la litología y la posición. Hacia el SO son rectos o poco vergentes hacia el NE, acentuándose la vergencia hacia el Norte donde es frecuente que presenten el flanco invertido. Hay desarrollo de una esquistosidad de plano axial, con buzamientos subverticales a 60°S, que está controlada por la litología y se desarrolla preferentemente en los núcleos de pliegues o proximidad de los cabalgamientos. Son frecuentes las fallas inversas y cabalgamientos longitudinales, paralelos a los pliegues, con saltos de hasta 500-600 metros. El relevo es una disposición característica de los pliegues y cabalgamientos de este sector, así como de los de todo el dominio. Completan el cuadro estructural un conjunto de fallas longitudinales, frecuentemente rellenas con filones de cuarzo, que muestran un desplazamiento aparentemente normal, así como algunos pliegues con rumbo oblicuo o transversal a la directriz general, como el anticinal de Mandoya.

Descendiendo hacia el sector central del dominio, la falla de Villaro, de unos 4.000 metros de salto hace cabalgar el bloque de Gorbea, poco deformado, sobre la prolongación hacia el SE del anticinal de Miravalles: la zona anticinal de Dima, el sinclinal de Indusí y la zona plegada de Ochandiano, que mantienen las características de las estructuras más septentrionales. En la zona de Ochandiano predominan los materiales supraurgonianos, al contrario de lo que sucedía en la zona axial del sector NO. Hacia el Este vuelven a aflorar los materiales wealdenses en la antiforma de Aramayona. Es una estructura compleja, posiblemente el resultado de la interferencia de dos fases de plegamiento como indican las estructuras menores observables en su núcleo. En todo el sector central la estructura entre la zona axial y el límite con el Sinclinorio Vizcaíno es más tranquila, caracterizándose por pliegues NO-SE progresivamente más apretados y vergentes hacia el Norte.

La prolongación meridional del anticinal de Aramayona es el pliegue y escama de Aitzgorri. Es éste un pliegue volcado y cabalgante hacia el NE, con una falla inversa secundaria afectando

al núcleo, en el que aflora el Weald. Sin duda la geometría primaria de los arrecifes urgonianos, muy potentes en el flanco Sur y acuñándose en el flanco Norte, ha condicionado la génesis del cabalgamiento principal. Los sondeos petroleros señalan una intumescencia salina en el núcleo de esta estructura.

Entre los anticlinales de Aramayona y Aitzgorri y el límite con el Sinclinorio Vizcaino existe una amplia franja ocupada fundamentalmente por materiales supraurgonianos con disposición anticlinorial: anticlinal de San Prudencio, anticlinal de Cegama-Echegárate, anticlinal de Otzaurte, etc. Muestra numerosos pliegues NO-SE que progresivamente se incurvan hacia rumbos E-O, con buzamientos fuertes en los flancos y vergencia hacia el Norte, esquistosidad de plano axial y cabalgamientos generalmente asociados a los flancos cortos.

El elemento más oriental de este dominio es el anticlinorio de la Sierra de Aralar. Presenta ya una dirección claramente Este-Oeste y está constituido por materiales jurásicos y urgonianos. Las grandes masas urgonianas condicionan la posición de las principales fallas y el estilo extrusivo del conjunto. De Oeste a Este la estructura pasa progresivamente de un anticlinal a un anticlinal volcado, un pliegue falla y un cabalgamiento, llegándose a laminar totalmente el flanco inverso. En la zona cabalgante se desarrolla otro cabalgamiento paralelo y situado más al Sur, el cabalgamiento de Oderiz. Numerosas fallas trasversales de desgarre de rumbo NE-SO acomodan los acortamientos diferenciales. El Domo de Ataún constituye la terminación occidental de la Sierra de Aralar. Es el resultado de la interferencia del anticlinorio E-O con pliegues N-S a NNO-SSE vergentes hacia el Oeste. Aunque las estructuras de segunda fase suelen ser homoaxiales con las de primera, en varias zonas adoptan directrices cruzadas, tal vez en relación con la actuación de fracturas de zócalo, como posiblemente ocurre en este caso.

El análisis de conjunto del dominio del Anticlinorio Vizcaino muestra la existencia de algunas diferencias estructurales entre el sector oriental y el occidental. En este último las direcciones estructurales de pliegues y fallas son NO-SE. Los pliegues de la zona axial son rectos o poco vergentes y con cierta frecuencia presentan arqueamientos o son interrumpidos por fracturas, siendo frecuentes las disposiciones de relevo.

Las fallas son inversas, con saltos de centenares de metros y planos de fallas con buzamientos fuertes; o aparecen como normales y suelen contener diques de cuarzo, afectados a veces por la "esquistosidad luteciense" (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982). Además, considerando todas las fallas conjuntamente, independientemente de su salto aparente, muestran una disposición anastomótica peculiar. Todas estas características estructurales indican que la zona axial del anticlinorio de Bilbao corresponde a un cizallamiento dextral, posiblemente en relación con el funcionamiento de una falla profunda (figura 10). La cubierta habría funcionado durante la tectogénesis en un régimen de transpresión, generándose simultáneamente fallas de componente inverso y lateral, pliegues y esquistosidad.

La rotación interna de algunos bloques delimitados por los desgarres y sus Riedel indican el sentido del desplazamiento general, a la vez que explican ciertas estructuras transversas como el anticlinal de Mandoya. En el sector central y oriental el dispositivo estructural sufre varios cambios. Disminuye la densidad de las fallas longitudinales, que se muestran cada vez más claramente como cabalgamientos, con saltos de miles de metros a veces; los pliegues muestran una vergencia más acusada y los relevos parecen estar condicionados por la ubicación de las grandes masas urgonianas. Todas las directrices estructurales adoptan un rumbo Este-Oeste. En conjunto se pierden las características de una tectónica de tipo

transcurrente (*wrench-tectonics*) para presentar la de una tectónica cabalgante (*thrust-tectonics*), pasándose de una zona en transpresión a una zona totalmente en compresión.

Sinclinorio Vizcaíno

Constituye una banda de 7 a 20 kilómetros de anchura que se dispone paralelamente y al Norte del Anticlinorio de Vizcaya, que forma su límite meridional. Su límite septentrional es la franja corrida de Lequeitio-Tolosa, y más exactamente la Falla de Leiza y su prolongación hacia el NE (figura 4). Está constituido básicamente por materiales albienses, del Cretácico superior y, en el sector noroccidental, paleocenos y eocenos ocupando el núcleo del sinclinorio.

En el sector noroccidental es donde el sinclinorio presenta la mayor anchura, con direcciones NO—SE. La disposición general es fuertemente asimétrica, con el flanco sur más estrecho y verticalizado, y constituido por terrenos supraurgonianos y del Cretácico superior frecuentemente cabalgantes sobre el Terciario del núcleo. El flanco norte es más suave, con mayor extensión de afloramiento, y potentes coladas basálticas en el Cretácico superior. En la parte septentrional existen pliegues secundarios de cierta entidad (anticlinal de Plencia, sinclinal de Gorliz) y algunos diapirios (diapirios de Baquio, Murguía, Guernica). El núcleo está ocupado por sedimentos paleocenos y eocenos. Son frecuentes las fallas de desgarre transversales de rumbo NNE—SSO a ENE—OSO. El replegamiento interno es muy abundante en todos los niveles, con numerosos pliegues menores vergentes al NE, y esquistosidad de plano axial excepto en las capas terciarias.

Hacia el sector central la inmersión general de la estructura hacia el NO condiciona el cierre periclinal primero del Terciario y luego de los niveles de rocas volcánicas, que aparecen en el flanco sur en la trasversal de Deva, aunque siempre con menor representación que en el flanco norte. Desde este río hacia el Este la estructura pierde anchura, varía su rumbo hacia E-O y la vergencia se hace más acusada. En el flanco sur el Cretácico superior frecuentemente es cabalgado por el Supraurgoniano, y la esquistosidad es muy patente afectando incluso a las rocas ígneas.

El flanco meridional del anticlinorio corresponde muy probablemente a una falla de zócalo (Falla de Durango), que se manifiesta en la cubierta por un relevo de cabalgamientos y fallas inversas que han provocado una laminación importante. El afloramiento de Keuper de Vergara es posible que más que un diapiro corresponda a una manifestación de este accidente.

Franja corrida de Lequeitio-Tolosa

Se ha denominado así al dominio estructural que constituye el flanco norte del sinclinorio de Vizcaya, y se extiende desde la costa de Bermeo hasta el Macizo de Cinco Villas.

Su límite meridional lo constituye la Falla de zócalo de Leiza y su prolongación hacia el NO. En la transversal del macizo paleozoico la Falla de Leiza se manifiesta claramente (zona del "Manto de los mármoles", cabalgando sobre la depresión intermedia de la cubierta del macizo. Se caracteriza por una fuerte deformación, con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo, que se mantienen más al Sur en el sinclinal y anticlinal cabalgante de Huici. Hacia el Oeste la traza de la falla se hace progresivamente más difusa en la cubierta, prolongándose probablemente hacia Alzo y Alegria de Oria, y varía su rumbo, que progresivamente

adopta la dirección NO—SE. En la zona de Azpeitia y Azcoitia se manifiesta en cobertura como un agudo anticlinal con Keuper y Jurásico metamórfico en el núcleo. Más al Oeste la falla queda ciega, dirigiéndose hacia la Antiforma de Marquina y el Anticlinal de Guernica, siendo denunciada a veces por la existencia de metamorfismo en los materiales de cobertura (Jurásico de Guernica; Marquina, RAT *et al.* 1982).

La estructura de este dominio, desde la Falla de Leiza hacia el Norte, varía de Este a Oeste. En la transversal de Tolosa al Norte de la Falla aparece una estructura compleja, con abundantes afloramientos de Keuper, caracterizada por pliegues con acusada vergencia Norte y direcciones E—O a NO—SE: Sinclinal de Urquiza, anticlinal de Mendicute (que se prolonga por el Oeste hacia Azpeitia), y Sinclinal de Uzturre-Ernio. Más al Norte, ya en la hoja de San Sebastian, se encuentra el elemento tectónico frontal de este dominio, el "Manto de Lasarte". Se trata de una estructura sin forma de rumbo ENE—OSO, con supraurgoniano en el núcleo. En la parte frontal el Supraurgoniano, con alguna lámina de Keuper, cabalga e invierte al Cretácico Superior y al Terciario, mientras que por el Sur aparece el Jurásico y una banda de Keuper que enlaza con los afloramientos de Villabona y Tolosa. Esta estructura se ha interpretado tradicionalmente como autóctona (CAMPOS y GARCIA DUEÑAS: 1972; CAMPOS, 1979).

Hacia el Este esta unidad es cabalgada por la Escama de Pagoeta, que continua presentando características de aloctonía importante. Su frente es festoneado, con un cabalgamiento de bajo ángulo de Urgoniano y Supraurgoniano sobre el Terciario y Cretácico superior, cuyas capas invierte desarrollando esquistosidad. En el diapiro de Zarauz quedó alojado un *klippe* (HANISH, 1974) que atestigua desplazamientos de al menos 6 a 8 kilómetros. El cabalgamiento disminuye de importancia aparentemente hacia el Oeste, siguiéndose hasta la falla NNE-SSO de Iciar. La parte posterior de la Escama de Pagoeta consiste básicamente en un sinclinorio tumbado y vergente hacia el Norte, prolongación del Sinclinal del Ernio. Este sinclinal es cabalgado por su flanco Sur por otro sinclinorio, el del Erla, ligado al de Azcoitia, que se prolonga hacia el NO hasta la zona costera. La antiforma del Erla se desarrolla sobre un núcleo de calizas urgonianas con repliegues secundarios, fallas inversas longitudinales y desgarres transversos, con materiales supraurgonianos en los flancos. Tradicionalmente se ha considerado como un pliegue suave, pero el análisis detallado de las relaciones entre la esquistosidad y la estratificación muestra que no es así. Se trata del flanco normal de un pliegue tumbado, con el flanco inverso no aflorante y posiblemente cizallado de manera que los pliegues suaves visibles en superficies son repliegues secundarios o tal vez pliegues de segunda fase. La esquistosidad presenta valores cada vez más bajos hacia el Norte, delatando la disposición axial tumbada. En la zona costera de Deva, posición probable de la charnela. El Supraurgoniano no es esquistoso, pero muestra pliegues menores con buzamientos axiales muy tendidos hacia el Sur. El probable cabalgamiento del flanco inverso sería la prolongación del cabalgamiento de Pagoeta, que si no queda ciego aflorará en el mar. El Keuper diapítico de Motrico podría estar relacionado con este cabalgamiento.

El antiforme del Erla se prolonga con inmersión hacia el NO en la zona de Berriatúa y Amoroto, y mediante una sinforma intermedia es relevado hacia el Este por la antiforma de Marquina-Aulestia y finalmente por el Anticlinal diapírico de Guernica, de dirección NNO-SSE, con Keuper y materiales jurásicos en el núcleo. El antiforme de Aulestia ha sido retocado por la segunda fase de compresión retrovergente, como se analizará posteriormente, pero las relaciones entre estratificación y esquistosidad indican que inicialmente se trataba de una estructura muy tumbada y vergente al NE similar a la antiforma del Erla (figura 8).

A pesar de la aparente diversidad estructural de este dominio su visión de conjunto muestra que en todas las transversales existen una serie de motivos estructurales básicos que se repiten sistemáticamente.

El límite meridional es la Falla de Leiza o su prolongación, un accidente profundo que lleva asociado metamorfismo alpino. Hacia el Norte hay una serie de estructuras de plegamiento y cabalgamientos, con complicación tectónica variada y acusada vergencia al Norte. La parte frontal es claramente visible en el sector oriental, donde se interpreta como correspondiente a un fragmento de la cubierta despegado y deslizado hacia el Norte a nivel del Keuper, sobre el Cretácico superior y el Terciario del sector septentrional del Macizo de Cinco Villas. La raíz de este manto posiblemente haya que situarla en el sector de la Falla de Leiza. Hacia el Oeste continúa manteniendo estructuras frontales que indican una aloctonia importante. Este carácter no es tan patente en el sector occidental, donde el cabalgamiento basal es ciego o queda oculto por el mar. La disposición axial es bastante tendida y vergente al NE. El grado de aloctonia probablemente disminuye desde el momento en que las directrices adoptan el rumbo NO—SE, si se admite que la Falla de Leiza tiene un comportamiento similar a la Falla de Bilbao, con componente de desgarre en el sector occidental y tangencial en el oriental. El relevo de las estructuras que se observa en el sector NO también aboga por esta hipótesis.

Macizo de Cinco Villas y su cubierta mesozoica

El macizo de Cinco Villas está constituido por materiales carboníferos y un tegumento de materiales del Buntsandstein. Su cubierta mesozoica, que sólo se conserva en los bordes, está adelgazada y posiblemente ha tenido un comportamiento tegumentario. Los bordes actuales del macizo son tectónicos y están controlados por fallas de zócalo antiguas. En conjunto el macizo es un bloque cabalgante hacia el Norte y el Sur, con el estilo extrusivo que caracteriza a los macizos de la zona axial pirenaica. En el borde meridional el Paleozoico es cabalgante hacia el Sur a lo largo de una falla inversa, cobijando a los materiales del Albense y Cretácico superior de la Depresión intermedia. En el interior se desarrollan algunas fallas inversas de rumbo E-O que afectan al Triásico inferior.

El borde septentrional se caracteriza por una franja de cabalgamientos y fallas inversas de rumbo NE—SO en las que se encuentra involucrados el Buntsandstein, el Jurásico y el Cretácico (Falla de Ereñozu). CAMPOS (1979) estima que el salto vertical es del orden de 1500 a 3000 metros.

Al Norte y NO del Macizo de Cinco Villas, hasta el Mar Cantábrico, se encuentra su cubierta mesozoica, que constituye el autóctono relativo de las unidades corridas hacia el Norte del dominio de Lequeitio-Tolosa. El Macizo paleozoico se prolonga bajo ella hacia el NO, como indican los sondeos petrolíferos *off-shore* y la paleogeografía del Cretácico y Terciario establecida para este sector.

En la parte oriental la cubierta aflorante está constituida por materiales turbídicos del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno, estructurados según un conjunto de pliegues ENE—OSO con planos axiales subhorizontales y fuerte vergencia al Norte. El carácter flyschoid de la sucesión genera frecuentes despegues secundarios y desarmonías. Hacia la costa se encuentran los depósitos del Paleoceno y Eoceno dispuestos en un monoclinial que buza 60° a 70° hacia el mar. En la parte Oeste se mantiene un dispositivo similar, aunque las

directrices giran suavemente hacia E-O y ONO-ESE. En las proximidades de los cabalgamientos de las unidades del dominio de Lequeitio-Tolosa con frecuencia las capas cretácicas aparecen invertidas.

El único elemento estructural discordante de esta pauta general es el Diapiro y *klippe* de Zarauz. En este sector el diapiro creó una depresión que ha facilitado la preservación de un *klippe* de la escama de Pagoeta. El avance del manto además ha inclinado hacia el Norte el diapiro y ha provocado la inversión de la serie cretácica y terciaria (HANISCH, 1974).

4.2.2.2. *La compresión*

Las estructuras descritas en el apartado anterior se han generado durante un periodo de tiempo comprendido al menos entre el Cretácico superior y el Mioceno medio. La deformación ha sido polifásica, habiéndose detectado en la Zona Interna estructuras atribuibles al menos a dos fases de compresión. La datación de las fases en este sector es problemática debido a la falta de registro sedimentario sin y postectónico. La datación de las estructuras de la Zona Externa no presenta esta limitación, siendo sin embargo difícil la atribución de las estructuras a cada fase de deformación.

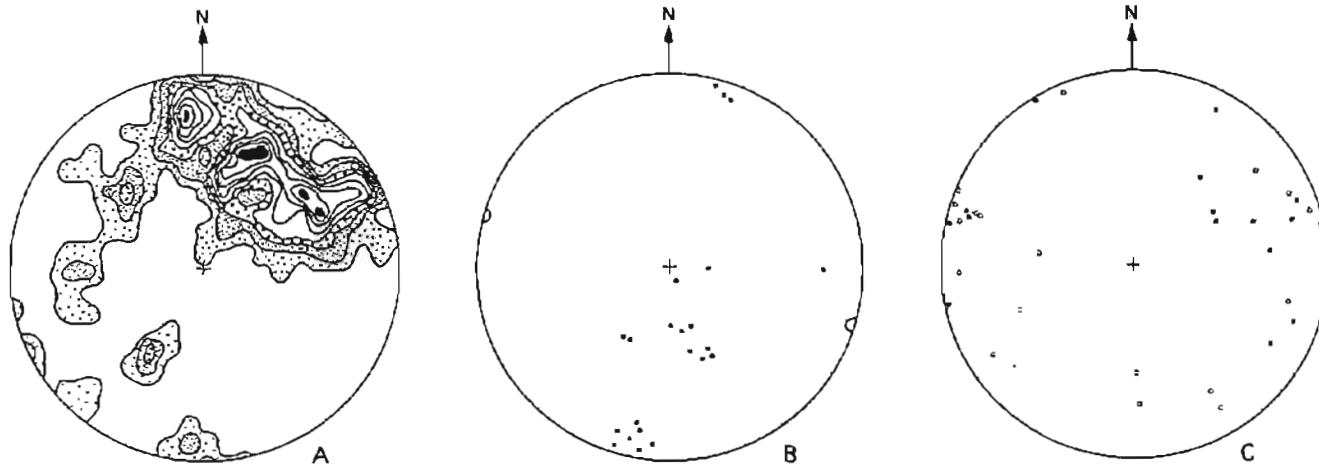
La primera fase de deformación

La primera fase debió generar estructuras en todo el sector estudiado, pero son más patentes en la Zona Interna. Se trata de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de rumbo E-O (sector oriental) a NO-SE (sector occidental) y vergencia hacia el Norte. La vergencia es más acusada en este sentido, pasándose de pliegues suaves de cobertura en la Zona Externa a pliegues erguidos con esquistosidad y fallas inversas en el Anticlinorio Vizcaino, pliegues vergentes y cabalgamientos en el Sinclinorio y pliegues tumbados y corrimientos en la zona más septentrional. El zócalo de las zonas internas también participa en la estructuración.

Aunque se supone una dirección de compresión regional Norte-Sur, los condicionantes paleogeográficos y la variación en el rumbo de las fallas de zócalo condicionan la disposición general de este segmento de la cadena, que adopta una forma arqueada.

La litología y el nivel estructural controlan la geometría y estilo de la deformación. Los pliegues varían desde concéntricos a similares. La orientación de pliegues menores y lineaciones de intersección de la estratificación y S_1 es variable, al estar afectados por la segunda fase (figura 11 C). La esquistosidad varía desde esquistosidad de fractura o de presión-solución en areniscas y calizas hasta esquistosidad de flujo en los niveles pelíticos. Su orientación también está afectada por la fase dos, aunque la dispersión que presenta la proyección de sus polos también refleja su variación a lo largo del Arco Vasco (figura 11 A). En la figura 12 se ha representado la extensión aproximada de los terrenos afectados por la esquistosidad de esta fase y su disposición general.

En la Zona Interna los terrenos más modernos afectados por esta fase de deformación son de edad Luteciense. En la Zona Externa el registro sedimentario terciario muestra algunas discontinuidades dentro de la serie paleocena-eocena, indicadores posiblemente del inicio de la estructuración, pero la discordancia principal se sitúa entre los terrenos eocenos y oligocenos. La fase principal de plegamiento de la Cordillera Vascocantábrica es pues la fase Pirenaica. No hay evidencias de la presencia de una fase finicretácica importante como sucede en sectores más orientales de la Cadena Pirenaica.



A.- Proyección de 95 polos de la esquistosidad de primera fase (S_1).

B.- Proyección de los polos de la esquistosidad de segunda fase (S_2).

C.- Distribución de los ejes de pliegues y lineaciones de intersección de la primera fase (B_1 , L sol., círculos llenos) y de la segunda fase (B_2 , L₂, S_2 , círculos vacíos).

Fig 11.- Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los elementos microestructurales (Esquistosidades, Micropliegues y Lineaciones).

En cuanto a las relaciones metamorfismo-deformación ya se ha indicado que el proceso metamórfico posiblemente se inició durante el Albiense superior-Cenomaniano y tuvo su máxima intensidad durante el Cretácico superior. No obstante, la existencia de porfiroblastos pre-sin y postectónicos indica que se mantuvieron condiciones metamórficas durante e incluso después de la primera fase de deformación, señalando la persistencia temporal de la anomalía térmica ligada a la Falla de Leiza (EGUILUZ *et al.*, 1982). Esta anomalía se debe a causas relacionadas con la evolución preorogénica del sector, y no se trata de un metamorfismo regional ligado a la tectogénesis.

La segunda fase de deformación

Se atribuyen a esta fase las estructuras posteriores a la deformación principal, sin que sea posible asegurar con certeza si se trata solamente de una o si son varias las fases de deformación tardías.

En la Zona Interna generalmente no existen estructuras cartográficas claras que se puedan atribuir a las fases tardías, excepto en algunos casos que se analizarán a continuación. La estructura más característica es una esquistosidad de fractura, que no es penetrativa y fué puesta de manifiesto por vez primera en Bilbao por ALVARO (1976). En la figura 13 se representa el área donde aparece y su disposición general y en la figura 11 la proyección de su orientación. Se trata de una esquistosidad de fractura grosera, muy condicionada litológicamente a niveles margosos o argilitos homogéneos, que define microlitos milí a decimétricos. Es de destacar su carácter retrovergente con respecto a las estructuras de la primera fase, y que nunca se ha visto asociada a estructuras de plegamiento. Su orientación media es ONO-ESE a E-O, con buzamientos desde subverticales a subhorizontales hacia el Norte. Sin embargo se han localizado pliegues de segunda fase afectando a las estructuras de la primera fase. Los pliegues B₂ y las lineaciones de intersección L_{s1s2} se orientan preferentemente según el rumbo E-O (figura 11). Estos pliegues no llevan asociada esquistosidad de plano axial (excepto quizás en el Domo de Ataún, estructura peculiar que precisa un análisis microtectónico más profundo). Muchos pliegues que en un análisis superficial se podrían atribuir a la primera fase o a "disarmonías" corresponden en realidad a interferencias de pliegues B₁ y B₂.

Respecto a las estructuras cartográficas posiblemente una revisión de la cartografía existente ayudándose de criterios microtectónicos muestre que muchas fallas normales y estructuras "anómalias" realmente corresponden a estructuras retrovergentes de la segunda fase. El análisis de la antiforma de Aulestia es un buen ejemplo; se trata de una estructura anticlinal en cuyo núcleo aflora el Wealdense que se considera afectada en el núcleo por una falla normal. La medición de esquistosidades y micropliegues S₁ y B₁ indica que estos elementos inicialmente presentaban una disposición axial muy tumbada y vergente al NE y están plegados por estructuras de rumbo NO-SE. La esquistosidad S₁ forma un angulo muy bajo con S₀. El flanco de un pliegue regional de fase 1 fué plegada durante la fase 2, desarrollándose fallas inversas vergentes hacia el SO, y micropliegues retrovergentes en el Wealdense del núcleo. En la zona Interna resta un último aspecto por describir referente a la/s fase/s de deformación post-F₁. En algunas localidades (y un estudio sistemático posiblemente muestre que en muchas más) es frecuente encontrar pliegues menores (centí-a decamétricos) que afectan a las estructuras de la primera fase y que sin embargo no presentan la orientación homoaxial con F₁ que generalmente caracteriza a las estructuras de F₂. Se han detectado en Ataún, zona de Escoriaza-Arechavaleta y alto de Arlabán. La cartografía de

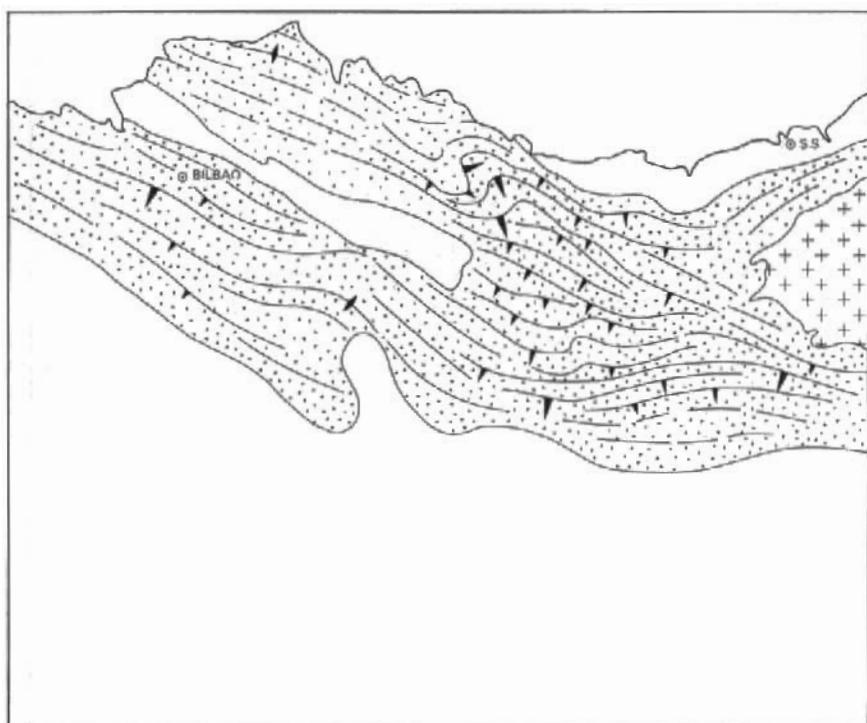


Fig. 12 - Distribución y disposición de la esquistosidad de la primera fase de deformación (S_1).

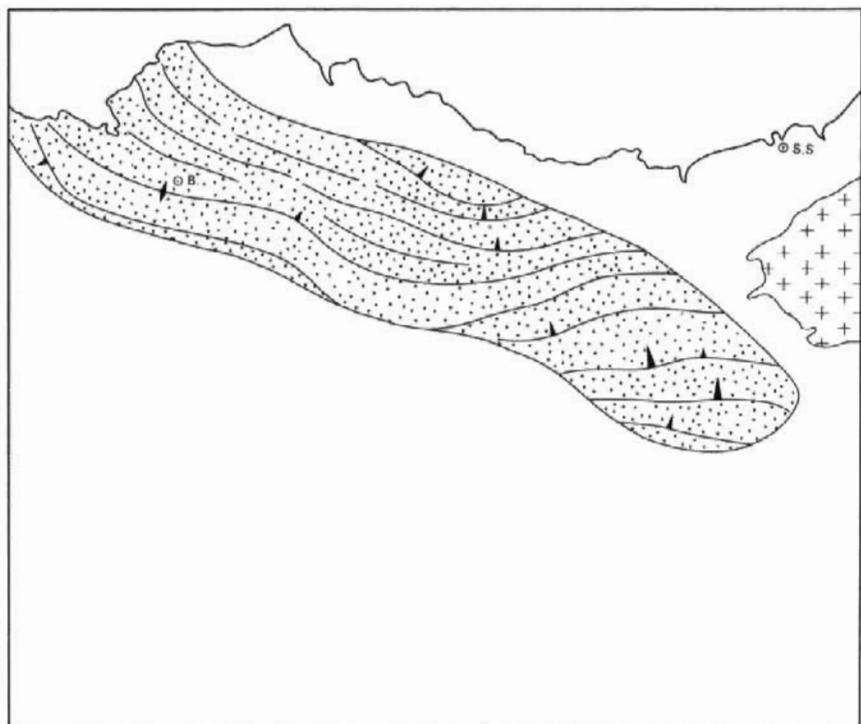


Fig. 13.- Distribución y disposición de las microestructuras de la segunda fase retrovergente. (Esquistosidad S_2 y planos axiales de micropliegues B_2). Leyenda como la figura 24.

detalle (escalas 1:1000 a 1:5000) muestran figuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY. Por el momento no se dispone de datos para asegurar si se trata de estructuras de una fase de deformación diferente de la definida como F_2 en este trabajo, o si por el contrario son estructuras de F_2 que presentan una orientación diferente. En el plano especulativo es atractivo inclinarse por esta última hipótesis, ligando estas orientaciones anómalas a variaciones locales en el campo de esfuerzos relacionadas con el funcionamiento de desgarres del zócalo.

La estructuración principal de la Zona Externa tuvo lugar durante esta fase. Es manifiesto el hecho de que todas las unidades meridionales de la Cordillera Vascocantábrica presentan una acusada vergencia hacia el Sur, coherente con las estructuras de F_2 en la Zona Interna, y que el registro sedimentario indica que, aunque probablemente se iniciaron durante la fase Pirenaica, se desarrollaron y finalizaron durante el Oligoceno y parte del Mioceno. La cubierta de la Plataforma Alavesa sufre un desplazamiento hacia el Sur, con desarrollo de pliegues y fallas inversas (figura 8, corte 1). En el frente de la Sierra de Cantabria se desarrollan pliegues y cabalgamientos de acusada vergencia meridional, desarrollados sobre todo durante el Oligoceno y el Mioceno inferior. Además de esta rampa frontal se desarrollan rampas laterales (anticlinal de Sobrón, banda de Estella) en relación con variaciones de espesor y facies de la cubierta y el funcionamiento (sinistral) de desgarres del zócalo. Tradicionalmente se ha considerado que la deformación es un fenómeno continuo en este área durante el Terciario basándose en los datos estratigráficos del registro sedimentario (ver hojas del MAGNA de la Sierra de Cantabria y del Sinclinal de Miranda). Posiblemente este planteamiento es correcto, aunque habría que destacar la existencia de discordancias de cierto valor regional que indicarían los momentos álgidos de la tectogénesis: una fase fini-oligocena y otra fase a finales del Mioceno inferior a medio. Los sedimentos del Mioceno superior son claramente postorogénicos. En cualquier caso la datación del diastrofismo de la Zona Externa de la Cordillera Cantábrica reviste cierta dificultad derivada de que se basa fundamentalmente en el registro de series continentales, siendo un aspecto que merece una revisión de conjunto que excede de los límites de este trabajo.

4.2.2.3. *La Distensión*

En el sector estudiado de la Cordillera Vascocantábrica no existen estructuras regionales sistemáticas que permitan determinar y caracterizar la existencia de una etapa de distensión regional postorogénica como sucede en otros sectores de la Placa Ibérica. Por una parte es frecuente en la cartografía regional la aparición de fallas que han actuado con componente normal, tanto longitudinales como transversales a las estructuras de plegamiento, pero no presentan unas pautas que permitan atribuirles a una etapa de distensión regional, sino que más bien son el reflejo del relajamiento de las estructuras después de la deformación compresiva, que induce el rejuego de las antiguas fallas inversas y desgarres como fallas normales. A escala regional sólo se observa una progresiva elevación de dominio continental y hundimiento del dominio marino, efecto de la compensación isostática, con rejuvenecimiento del relieve y erosión remontante en las cabeceras de la red fluvial. En el margen continental actual se han detectado fallas normales que indican que este proceso es bastante antiguo y dilatado en el tiempo (MALOD *et al.* 1980). Un tipo de estructuras básicamente ligado a las etapas distensivas y característico de la Cuenca Vascocantábrica merece cierta atención: los diapiros. Como ya se ha mencionado, y prueba claramente el registro

sedimentario, el dispíritismo se inicia y progresó durante el Mesozoico, como respuesta de las acumulaciones de masas de sedimentos triásicos a las condiciones regionales de distensión y a la carga litoestratigráfica inducida por la acumulación de una pila sedimentaria potente. Es un proceso activo durante el Cretácico Superior llegando, en algunos casos, a extruir materiales triásicos en los fondos del mar.

El comportamiento de las chimeneas diapiricas durante la tectogénesis es difícil de dilucidar. Casi todos los autores que han tratado la Tectónica de la región atribuyen al diapirismo un comportamiento particularmente activo en esta etapa, aunque casi ninguno lo documenta en detalle. (HANISCH, 1974, señala el acostamiento del diapiro de Zarauz y la ubicación de un *klippe* a su favor, lo que exclusivamente indica un comportamiento pasivo). En este contexto general la hipótesis más razonable podría ser considerar que los diapirios tienen un comportamiento fundamentalmente pasivo durante la compresión, siendo deformados o trasladados solidariamente con la cobertura en la que encajan, de manera que en esta etapa no tienen una actividad perforante importante, sino que más bien actúan como elementos pasivos que ven acentuadas sus características extrusivas.

El carácter perforante que presentan actualmente se debería por tanto a una actividad que habría que ubicar temporalmente durante el Neógeno, con posterioridad a la estructuración de la Cadena. Este razonamiento es coherente con los datos cartográficos que muestran estructuras diapiricas perforando a estructuras de plegamiento en la Sierra de Cantabria, y deformando a depósitos oligocenos en el diapiro de Murguía.

4.3. RECAPITULACION Y CONCLUSIONES

La estructura actualmente observable en la Cordillera Vascocantábrica es el resultado de una serie de procesos geodinámicos que han tenido lugar durante el Mesozoico y el Terciario en el área comprendida por el Golfo de Vizcaya y los Pirineos. Las etapas sedimentaria y tectogenética corresponden en líneas generales con los procesos de *lifting* y deriva antihoraria de la Placa Ibérica, y de aproximación posterior de esta a Europa, respectivamente. Las modalidades de deriva y aproximación son fenómenos cuyo análisis sobrepasa el marco de este trabajo, aunque se puedan hacer algunas precisiones locales. Sin embargo, para entender la estructura de este segmento de la Cadena es necesario encuadrar de alguna manera el sector estudiado en el contexto de un dominio situado entre la colisión pirenaica y la subducción de la margen cantábrica.

La Cordillera Vascocantábrica es un sector de la Cadena que pertenece al dominio de colisión, apareciendo como la extremidad occidental de los Pirineos. La zonalidad tectónica establecida en este trabajo muestra gran similitud con la pirenaica: La Sierra de Cantabria aparece como la prolongación de las Sierras Exteriores, cabalgantes sobre la Depresión del Ebro (Fosa de antepais), y es la rampa frontal de la cobertura despegada y deslizada de la vertiente Sur (Plataforma de Vitoria). El Anticlinorio Vizcaíno corresponde a la Zona Axial, aunque no afloren los macizos paleozoicos. La Falla Nordpirenaica tiene su prolongación en la Falla de Leiza. El Macizo de Cinco Villas corresponde al conjunto de macizos hercinianos de la zona nordpirenaica, y la Franja Corrida de Lequeitio-Tolosa pertenece ya a la cobertura despegada y corrida hacia el Norte de la zona Nordpirenaica.

Con respecto a las modalidades de deriva de la Placa Ibérica, que condicionó la creación de las cuencas cantábricas y pirenaicas y su deformación posterior, se han propuesto numerosas hipótesis, desde el deslizamiento de Iberia a lo largo de una única falla transformante de más

de 400 kilómetros, que actualmente no parece viable, hasta un deslizamiento general que afectó internamente al conjunto de la microplaca. Actualmente hay dos puntos de vista enfrentados sobre la importancia y modalidad del desplazamiento y la evolución tectogenética, encarnadas fundamentalmente por las escuelas de Montpellier y Toulouse. Los geólogos de la primera (MATTAUER, SEGURET, CHOUKROUNE etc.) abogan por un desplazamiento importante que tendría lugar a lo largo de una banda amplia (unos 100 kms.) de cizallamiento sinestral (CHOUKROUNE y MATTAUER, 1978). Para la escuela de Toulouse el desplazamiento es de poca amplitud (SOUQUET y DEBROAS, 1980). Las implicaciones inmediatas de ambas hipótesis es admitir un modelo de creación de cuencas de tipo *pull-apart* o un modelo de margen de tipo Atlántico.

Los datos de geofísica y la geología marina proporcionan una reconstrucción de los movimientos de las placas durante el Cretácico que implica un desplazamiento importante de Iberia, con componente rotacional. Por otra parte los modelos sedimentarios y las conclusiones que de ellos se derivan abogan por la evolución de un margen pasivo de tipo Atlántico. En este contexto es necesario proponer un modelo que concilie en cierto modo los dos aspectos de una misma realidad. Por un lado el modelo de zona transformante con creación de cuencas *pull-apart* de CHOUKROUNE y MATTAUER (op.cit.) aunque genérico y poco elevado en detalle, constituye un marco adecuado para explicar el desplazamiento de Iberia, la creación de cuencas por atenuación cortical, el metamorfismo y magmatismo, etc. Sin embargo, la historia térmica y sedimentaria es muy próxima a la de un margen pasivo, por lo que la hipótesis más razonable es aceptar un modelo de deriva con una zona de transformación intracontinental amplia (del orden de 100 kilómetros) en la que el desplazamiento global se realiza por medio de un conjunto de fallas del zócalo con desplazamientos discretos, pero con una componente de separación importante que condiciona una atenuación cortical notable y rápida. Al final del proceso la zona oriental del sistema transformante funciona en régimen de transpresión, mientras que en el sector occidental se mantienen condiciones de transtensión (fase finicretáctica de los Pirineos Orientales, CHOUKROUNE y MATTAUER, op. cit).

Con respecto a la tectogénesis también se mantienen las discrepancias entre los dos equipos de trabajo mencionados. Para los geólogos de Toulouse existe un evento compresivo tectónico y metamórfico precenomaniense, mientras que los de Montpellier abogan por un modelo con dos (o tres) fases de deformación asociadas al metamorfismo pirenaico, de edad Senoniana-Eoceno.

Los datos expuestos en este informe no permiten considerar la existencia de una fase de deformación precenomaniense en la Cordillera Vascocantábrica. Aunque SOUQUET y DEBROAS (1980) consideran a los flysch pirenaicos como series sinorogénicas es claro que corresponden a depósitos turbidíticos acumulados en las cuencas de un margen pasivo. Tampoco se han encontrado estructuras que puedan atribuirse a una fase compresiva, sino que todas las estructuras generadas durante el Cretácico corresponden a un régimen de distensión o de transtensión. El metamorfismo y vulcanismo Albiense-Turoniano son propios de zonas de *rifting*, y el primero de estos fenómenos es muy dilatado en el tiempo, solapando e incluso rebasando a la deformación compresiva principal.

Las conclusiones derivadas del análisis de la subsidencia no apuntan hacia la formación de corteza oceánica en este segmento de la Cadena, sino más bien hacia la atenuación de la corteza continental en una banda que, prolongando la dorsal cantábrica hacia el Este, separaba los márgenes ibérico y europeo. Durante la tectogénesis este segmento pues

correspondió a un dominio de "colisión limitada".

La estructuración del segmento Vascocantábrico estuvo muy condicionado por la herencia estructural del zócalo hercíniano. Las discontinuidades longitudinales, de origen tardihercínico y comportamiento transformante durante el Cretácico, presentan rumbo E-O en el sector oriental y NO-SE en el occidental, de modo que condicionaron la geometría previa de los dispositivos paleogeográficos y posteriormente la disposición estructural en forma de arco. Los accidentes transversales NE-SO fueron claramente operativos durante las estructuraciones de la Zona Externa. En la Zona Interna, aunque existe indicios de ello, no es posible por el momento establecerlo con seguridad.

La zonalidad tectónica establecida en el apartado 4.2.2.1. permite postular el modelo estructural para este segmento de la Cadena que se ha representado esquemáticamente en la figura 14. Las figuras 5 y 8 contribuyen a su comprensión.

El comportamiento del zócalo y la cobertura de la Zona Interna, y por tanto las estructuras que presenta, ha sido diferente en los sectores oriental y occidental. En este último los accidentes del zócalo y dispositivos paleogeográficos son NO-SE, oblicuos a la dirección de acortamiento regional asumida (convergencia N-S de Iberia y Europa), funcionando en régimen de transpresión, por lo que la componente tangencial de las estructuras no es muy importante y se desarrollan desgarres dextrales en la cobertura. Los mecanismos de deformación más importantes que se pueden invocar son la cizalla pura y la cizalla simple con extensión lateral al menos para la zona del Anticlinorio Vizcaino, que pasa a cizalla simple con extensión tangencial hacia la zona de la Franja Corrida de Lequeitio. En el sector oriental la orientación de las estructuras previas es prácticamente ortogonal a la dirección de acortamiento. Este se resuelve fundamentalmente mediante cizalla simple y cizalla simple con extensión tangencial, por lo que en las estructuras de la cobertura la traslación tangencial es más importante, con desarrollo de estructuras de tipo manto en la parte frontal. Tomando como referencia la amplitud de diferentes dominios estructurales en el sector oriental y en el occidental, el primero muestra un acortamiento aparente diferencial del orden de 2,5 a 3 veces mayor.

En la Zona Externa el zócalo no ha sufrido una deformación importante, comportándose de manera pasiva. La cobertura actualmente aparece despegada y deslizada hacia el Sur. La magnitud del desplazamiento es máxima en la rampa frontal (10 a 15 kilómetros). Los accidentes del zócalo NE-SO condicionan zonas de cizallamiento sinestral de la cobertura y posiblemente la ubicación de rampas laterales.

Respecto al problema de la magnitud real de los acortamientos en el zócalo y la cobertura no es posible por el momento realizar ninguna estimación basada en datos fidedignos. En la Zona Externa es posible balancear cortes basados en los datos sísmicos y de sondeos existentes, aunque con reservas, pero en la Zona Interna no se dispone de este tipo de datos, y además la deformación interna puede ser importante en algunos sectores. Otro aspecto importante es la relación entre los acortamientos del zócalo y la cobertura. La deformación del primero debió ser bastante importante en la Zona Interna, donde juega un papel activo (pliegues de fondo, bandas de cizalla, fallas inversas y bloques extrusivos), pero imposible en cuantificar por el momento.

La edad y desarrollo de la deformación es un último aspecto que merece algunas consideraciones. Ya se ha establecido la inexistencia de deformación compresiva precenomaniense. La tectogénesis se realiza durante el Terciario. En la Zona Interna parece que presenta un desarrollo polifásico, mientras que en la Externa el registro sedimentario apunta más bien a

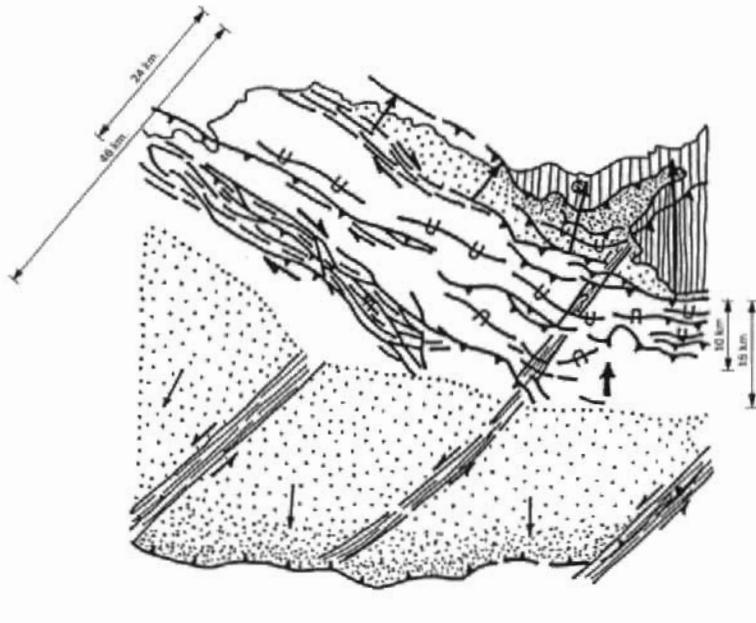


Fig. 14.- Modelo estructural de la Cordillera Vascocantábrica.

una deformación progresiva durante gran parte del Terciario. Indudablemente el acontecimiento orogénico mayor corresponde a la fase Pirenaica. Desde este momento se mantendrían condiciones de convergencia en este segmento de la Cadena, con periodos de mayor intensidad que quedan reflejados en los sedimentos de la Zona Extena, hasta el total bloqueo del proceso durante el Mioceno.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica del área comprendida en el mapa 1:200.000 de Bermeo-Bilbao comienza con el depósito de los materiales más antiguos en ella representados, esto es, el Carbonífero. Su sedimentación se habría producido en un medio marino relativamente profundo dando lugar al depósito de las potentes series descritas para el área del Macizo de Cinco Villas. En el afloramiento de la hoja de Eibar, sin embargo, la sedimentación debió producirse en un medio más somero, posiblemente relacionado con zonas de plataforma próximal. La existencia de intercalaciones más gruesas nos indicaría una cierta inestabilidad en la cuenca, que se va acentuando progresivamente hasta alcanzar su máximo en el momento en que se inician las etapas de deformación de la orogenia hercínica.

Las series paleozóicas se estructuran según las directrices N-S, NE-SO y NO-SE sufriendo a continuación, una fracturación E-O, que ha tenido gran importancia en la evolución paleogeográfica de la región en tiempos posteriores, condicionando la sedimentación del Mesozoico y permitiendo la reactivación de estas fracturas durante los tiempos alpinos.

El fin de esta etapa tectogenética trae consigo la emersión del macizo hercínico y el comienzo del desmantelamiento erosivo del mismo, lo cual condiciona durante el Pérmico Superior y el Triásico inferior la sedimentación de las series clásticas, del Buntsandstein, que comienza con facies continentales de tipo abanico aluvial y fluviales que evolucionan hacia una mayor madurez y distalidad de los sedimentos, siendo posible que su techo se haya depositado ya en medios marinos someros.

El Muschelkalk se deposita ya en una amplia plataforma marina somera, bajo condiciones de aportes detriticos escasos, que indican la tendencia a la peneplanización del zocalo hercínico. Durante el Keuper las condiciones que imperan en el medio de depósito son más someras y restringidas, pero persistiendo el influjo marino (*sebkhas* litorales). Hay que resaltar la existencia en el Keuper de emplazamientos de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico, aunque por consideraciones regionales se deduce que este tuvo lugar con posterioridad al Rethiense, es decir, simultáneamente al depósito de la unidad basal del Jurásico. En general se puede afirmar que el Triásico representa una etapa de estabilidad tectónica notable.

En la serie del Jurásico se ha puesto de manifiesto la existencia mediante el estudio lito y bioestratigráfico, de una laguna o discontinuidad sedimentaria. La situación y amplitud de la misma es variable a lo largo de los afloramientos del Jurásico Vascocantábrico pero se sitúa hacia el límite Calloviense-Oxfordiense. Esta discontinuidad ha sido ampliamente puesta de manifiesto y discutida en la Bibliografía SOLER y JOSE (1970 a y b), RAMIREZ DEL POZO, SOLER y JOSE, VILLALOBOS: (1970), RAMIREZ DEL POZO (1971) VILLALOBOS (1971), VILLA-LOBOS, RAMIREZ DEL POZO (1971), DUVERNOIS, FLOQUET, HUMBEL (1972), FLOQUET, RAT (1975), BULARD, FEUILLEE, FLOQUET (1979).

Del análisis de facies y sus distintas asociaciones se interpreta una evolución cíclica de la plataforma jurásica. Esta evolución cíclica es posible agruparla en dos ciclos sedimentarios limitados por discontinuidades estratigráficas.

El ciclo inferior comenzaría dentro del Triásico superior y abarca el Jurásico inferior y medio (Lias y Dogger) siendo su límite superior la discontinuidad Calloviense-Oxfordiense. La evolución sería de tendencia transgresiva.

El ciclo superior comienza a partir de la discontinuidad anterior y se desarrolla durante el Jurásico superior y Cretácico inferior con una tendencia básicamente regresiva.

El ciclo inferior (Rethiense-Calloviense) se inicia ya en el Triásico y durante el Jurásico la sedimentación se realiza inicialmente en medios restringidos y salobres con posteriores formaciones de brechas de colapso, representado en las asociaciones basales de la Unidad J₁.

A lo largo del Lias tienen lugar la implantación de sedimentación en una plataforma carbonatada somera-llanura de marea y *lagoon* submareal (parte superior de la unidad J₁). En la unidad J₂ tiene lugar, en un claro impulso transgresivo, la asociación de facies correspondientes a medios de plataforma externa y rampa distal con amplia entrada de fauna pelágica. El predominio de calizas con abundantes bioclastos y filamentos y terrígenos finos marca el inicio de la etapa de progradación proximal.

Durante el depósito de la unidad J₃ (Aalenense-Bajociense-Bathoniense) continúan las características de sedimentación en una plataforma externa en una continuada evolución de progradación de las facies proximales. Esta marca el inicio de una etapa regresiva que se ve truncada durante el depósito de la unidad J₄. En efecto en la base de la unidad aparecen distintas asociaciones que sitúan la sedimentación en el margen de la plataforma interna y partes muy proximales de la externa, con las asociaciones de micritas con filamentos y pelmicritas y de calcarenitas bioclásticas de alto índice energético que corresponden a las áreas circundantes al cinturón de barras calcareníticas. La existencia de hiato o discontinuidad sedimentaria marca el límite superior del ciclo que se encuentra truncada en el inicio de su etapa regresiva.

La existencia de esta discontinuidad no supone una reestructuración de la plataforma, aunque si un importante cambio litológico, desapareciendo las calizas peletoidales y con filamentos y apareciendo, tanto a techo de la unidad J₄ como en la J₅, las calizas bioclásticas y bioconstruidas, calcareníticas y oolíticas. Estas asociaciones marcan el tránsito en la sedimentación a un entorno recifal y su paso a los depósitos de plataforma interna. Esta última parte de este ciclo regresivo tiene lugar en los sedimentos de tránsito y continentales del complejo Purbeck-Weald.

Este ciclo superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense) tiene pues una evolución regresiva, tanto respecto al ciclo anterior, (se inicia ya con depósitos de plataforma interna), como a su evolución posterior que dará paso a la sedimentación continental.

La sedimentación durante el Jurásico tuvo lugar en una plataforma carbonatada, extensa y bien estructurada. En ella se pueden diferenciar ambientes restringidos y/o salobres, de llanura mareal, *lagoon* submareal, cinturón de barras y complejo arrecifal que constituyen una compleja plataforma interna, y una plataforma externa, constituida por una rampa de progresiva profundización con una parte proximal y una distal que enlazaria con el talud.

La estructuración de esta plataforma muestra áreas de distinta subsidencia y de facies diferentes, debido como señalan distintos autores, (RAMIREZ DEL POZO (1971), SOLER Y SOLE (1971), DUVERNOIS *et al* (1972), FLOQUET y RAT (1975), BULARD *et al* (1979)), a la existencia de alineaciones tectónicas y fracturas de direcciones ONO-ESE y NNO-SSE que delimitan áreas más o menos subsidentes y la existencia de cubetas y altos fondos. Según SOLER y SOLE (1971) la Sierra de Aralar constituye un importante surco ONO-ESE mientras que hacia el Norte se encontrarían sucesivos umbrales y surcos, Umbral de Lekumberri-Aldaz, Surco de Huici y alto fondo de Alzo-Leitza, y por último el surco de Tolosa -Berrobi. Todos estos accidentes mantienen alineación ONO-ESE.

La distribución de facies, tal y como señalan BUZARD *et al* (1979) está controlada por alineaciones NNO-SSE que determinan una plataforma interna hacia el E y plataforma externa al O (para la Sierra de Aralar).

En conjunto todos los datos parecen indicar la existencia de una plataforma que mostraría su parte externa hacia el O y N y una plataforma interna que la bordearía de N a S por el Este.

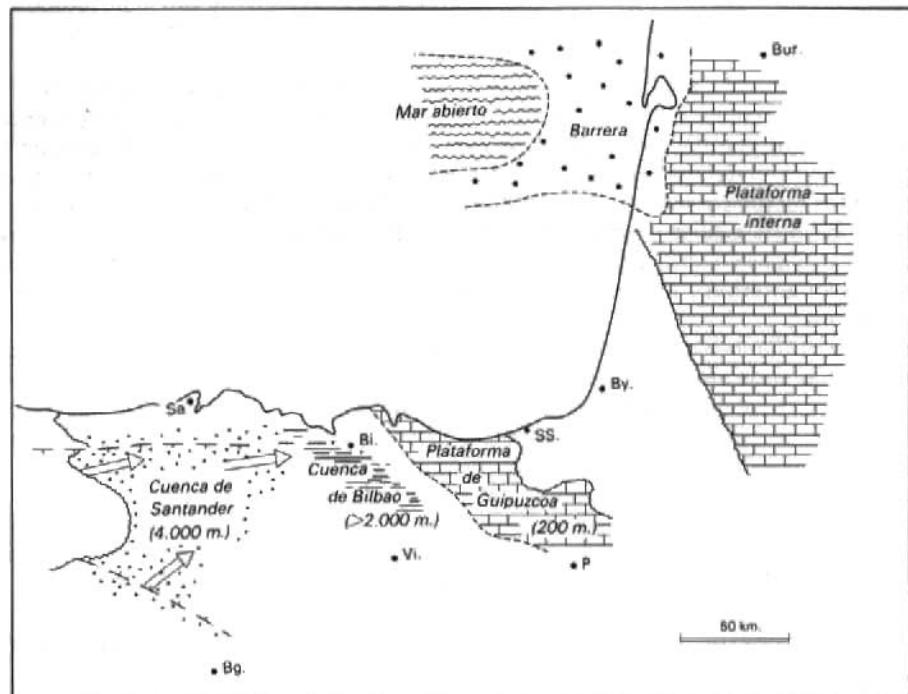


Fig. H.1.- Esquema paleogeográfico (muy generalizado) para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Wealdense) de las áreas marginales del Golfo de Vizcaya, mostrando los dominios sedimentarios principales. Explicación en el texto. Con datos de PUJALTE (1982) (Cuenca de Santander) y CURNELLE *et al.* (1982) (Aquitania).

Hacia el final del Dogger-principios del Malm, comienza una serie de movimientos tectónicos importantes, que va a perdurar a todo lo largo del Jurásico superior y Cretácico inferior. Son principalmente movimientos de tipo distensivo con creación y reactivación de fracturas, desnivelación de bloques, etc., que pueden relacionarse directamente con el paulatino desarrollo del *riifting* en el Golfo de Vizcaya y el comienzo de la deriva de la placa ibérica respecto a Europa.

Durante este intervalo, el tectonismo se erigió como el principal protagonista de la Historia Geológica de la región, determinando y controlando la importante sucesión de cambios paleogeográficos que tuvieron lugar. También influyeron de manera notable los cambios eustáticos de nivel del mar, muchos de los cuales estuvieron a su vez conectados con los movimientos tectónicos locales. Finalmente, el importante cambio climático que se deduce desde condiciones cálidas y semi-áridas en el Jurásico superior y Cretácico basal, hasta condiciones cálidas y húmedas en el resto del Cretácico inferior, fué un último factor que, asociado a los anteriores, influyó decisivamente en la distribución y evolución de ambientes sedimentarios.

La paleogeografía wealdense del territorio de la hoja 1:200.000 considerada en este proyecto se comprende mejor si se enmarca en un área más amplia, que incluye a Cantabria, N de Burgos y N de Palencia por el W y a Aquitania (Francia) y la parte oriental de Navarra por el Este. Como se indica anteriormente, este dispositivo paleogeográfico, cuyos elementos principales se muestran en la Fig. H-1 se formó en los estadios iniciales de la fase de *riifting* en el golfo de Vizcaya. A continuación se describen cada uno de sus dominios principales, centrándonos principalmente en los situados dentro de la hoja 1:200.000 de Bermeo-Bilbao. La Cuenca de Santander fué creada por la reactivación de fallas tardihercínicas, principalmente las de los sistemas del S de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y de Ubierna (PUJALTE, 1977, 1981, 1982). Es una cuenca fuertemente subsidente (más de 4.000 m. de sedimentos), con claros caracteres de semi-graben, compartimentada internamente en altos y surcos por fallas secundarias y/o accidentes diapiricos.

El yacente de la sucesión wealdense lo constituyen margas y margocalizas del Calloviano inferior y medio. Por encima, se disponen facies terrígenas ligadas genéticamente al Complejo Urgoniano. La sucesión está dividida por una ruptura estratigráfica importante en dos secuencias deposicionales mayores: la inferior, o Grupo Cabuérniga, incluye sedimentos aluviales, fluviales lacustres, evaporíticos, de *lagoons* y de llanuras de mareas; la superior, o Grupo Pas, es menos variada, habiendo sido depositada en su mayor parte en ambientes fluviales o fluvio-lacustres.

El inicio de la sedimentación wealdense marca un drástico cambio en las condiciones de sedimentación, sustituyéndose de forma brusca y neta el ambiente que dió lugar a las monótonas secuencias marinas, carbonatado arcillosas, del Dogger. Simultáneamente a su depósito, se detecta una espectacular aceleración e incremento de la subsidencia, varias veces superior ahora que durante los dos primeros tercios del Jurásico.

Litológicamente, los sedimentos son de muy variada naturaleza, desde facies evaporíticas (cortadas en sondeos), hasta conglomerados con cantos de hasta 15 cms. de diámetro. Es de destacar, sin embargo, el alto porcentaje de areniscas, seguramente el tipo de roca más abundante y frecuente del Wealdense de Santander: aparecen en todas las unidades, y llegan a formar por si solas casi el 70% de algunas de ellas.

El análisis de paleocorrientes muestra que los terrígenos entraron a la cuenca de depósito desde áreas situadas al SO y O de los afloramientos actuales, y que una vez en la cuenca

fueron transportados hacia el E (Fig. H-1). El conocimiento de la geometría y evolución tectosedimentaria del dominio de la cuenca de Bilbao es bastante más limitado que el de los otros dos, debido principalmente a que el muro de la sucesión wealdense no llega a aflorar en ningún punto. Esto impide el establecimiento de los espesores totales de las secuencias y lógicamente, de sus variaciones laterales. Es obvio decir que sería importante disponer de datos de subsuelo (sondeos y/o sísmica) para aclarar estos extremos.

A pesar de estas limitaciones, es claro que se trata de un dominio fuertemente subsidente, y ello justifica su apelativo de Cuenca. Esta apreciación coincide con la de RAMIREZ DEL POZO (1971) quien realiza para la misma un mapa de isopacas, según el cual la cuenca tendría una elongación NO—SE y estaría parcialmente separada de la de Santander por un alto relativo. Los datos de paleocorrientes de la Cuenca de Santander y la propia distribución de facies, demuestran sin embargo que dicho alto actuó como una barrera imperfecta para el flujo de sedimentos terrígenos hacia la Cuenca de Bilbao, pudiendo observarse una evolución gradual de facies desde la Zona de Ramales de La Victoria (facies santanderinas típicas): PUJALTE (1977), BADILLO (1982), hasta la del anticlinorio de Bilbao a través de sucesivos cortes en el sector de Alén (GARCIA—GARMILLA, estudios en curso). En este sentido, la Cuenca de Santander representa las zonas proximales, con un predominio de condiciones aluviales y fluviales (aunque el detalle es más complicado) y la Cuenca de Bilbao, las zonas distales, en las que la sedimentación tuvo lugar en un complejo fluvio-deltaico-lacustre, con algunas influencias salobres y marinas.

En la Plataforma de Guipuzcoa las sucesiones wealdenses del Anticlinorio Norte, Aureola de Cinco Villas y Sierra de Aralar tienen unas características muy distintas de las de Santander y Bilbao. Los puntos de divergencia más importantes son los siguientes:

1. Su potencia es mucho más reducida (máximo 250 m.), hasta el extremo de que puede hablarse de una desaceleración de la subsidencia con respecto a las tasas que existieron durante el intervalo Lias-Kimmeridgiense.
2. Aunque las sucesiones wealdenses experimentan variaciones de espesor que en términos relativos son importantes, es claro que en valores absolutos no pueden compararse con la de los otros dos dominios.
3. Las pautas de subsidencia (distribución de altos y surcos relativos), son esencialmente una continuación de las existentes durante el depósito del Jurásico marino. Esto ha sido claramente puesto de manifiesto por SOLER y JOSE (1972 b), quien señala que el depósito de los materiales wealdenses tuvo lugar en un dispositivo paleogeográfico de altos y cubetas, en buena parte heredado del Jurásico, pero que se acentúa con los movimientos neokimmerídicos, particularmente en lo que se refiere a los "altos", que llegaron a emerger y erosionarse.
4. Litológicamente, las sucesiones wealdenses consideradas difieren de modo muy notable de las de Santander y Bilbao, correspondiendo ahora el predominio a las facies carbonatadas. Existe desde luego intercalaciones terrígenas, pero su proporción siempre es pequeña, sobre todo en la formación inferior (Fm. del Valle de Ata-Facies Purbeck).
5. En fin, es de resaltar, que en esta área las condiciones marinas de Jurásico perduraron hasta el Kimmeridgiense, en tanto en Santander cesan ya en el Calloviano inferior-medio.

Sobre la base de estas observaciones, resulta evidente que la inestabilidad tectónica, tan notoria en las Cuencas de Santander y Bilbao, tuvo una incidencia mucho menor en este sector de la región Vasco-Cantábrica, además de que sus efectos se dejan sentir más tarde. En efecto, los únicos resultados atribuibles a movimientos tectónicos son la acentuación de altos locales, la creación de algunos hiatos y la llegada de terrígenos, estos últimos en proporción baja, insuficientemente para inhibir el depósito de carbonatos.

En resumen, es claro que este dominio puede considerarse como relativamente estable, y de ahí la denominación de Plataforma Wealdense de Guipuzcoa para designarlo, término que se introduce en la literatura geológica en esta memoria.

Como consecuencia de dicha estabilidad, los movimientos del nivel del mar se convierten aquí en el control de la sedimentación más importante, hasta el punto que puede afirmarse que en la plataforma de Guipuzcoa son los responsables inmediatos de la aparición de condiciones no marinas. En efecto, puede establecerse en este dominio una aceptable correlación entre la curva de variaciones eustática global con la deducible de la sucesión local (c.f. VAIL *et al.*, 1977).

Las características de la sucesión wealdense de la plataforma de Guipuzcoa concuerdan en muchos aspectos (litológicos, faunísticos, espesores) con los descritos en la Cuenca de Aquitania (cf. WINNOCK, 1974). En la actualidad no existe continuidad ni en afloramiento ni en subsuelo entre los depósitos de ambas áreas, por causa de la erosión posterior. Pero dada la proximidad geográfica entre ellas, no cabe excluir que en el Jurásico superior-Cretácico inferior formasen parte del mismo dominio paleogeográfico.

El Complejo Urgoniano del área estudiada muestra una evolución paleogeográfica directamente relacionada con los cambios tectono-sedimentarios que se produjeron en la región vasco-cantábrica a lo largo del Aptiense y del Albieno. Las etapas escogidas aquí para describir dicha evolución son las del Aptiense inferior, Aptiense superior (parte inferior), y Albieno inferior-medio. Dichas etapas están representadas por los sistemas deposicionales de Ganecogorta (primera), Galdames (segunda) y Nograro, Gorbea, Aralar, Guernica y Bilbao (tercera).

Una reconstrucción-síntesis correspondiente al Aptiense inferior se muestra en la Fig. H-2. En el área de Nograro se sedimentaron conglomerados, areniscas, margas y calizas con fauna marina. En Bilbao predominaron las areniscas, con esporádicos parches de ostreidos al principio y corales y rudistas después. Los afloramientos de la parte central constan de lutitas, margas y algunas areniscas, que contienen ejemplares dispersos de ammonites. Las partes oriental y septentrional, finalmente, fueron áreas donde dominaron margas y calizas. A partir de la distribución de litologías y de análisis sedimentológicos de las diferentes unidades de cada sector, se puede deducir la existencia de un área fuente en el SO, que alimentaba una amplia zona arenosa deltaica alrededor de Bilbao. Este delta-estuario tenía una elongación aproximada SO-NE, con recepción de aportes arenosos principalmente desde el Oeste y Sur. Al Este del mismo quedaba una zona de mar somero con fuerte contaminación arcillosa, donde esporádicamente se depositaban margas coincidiendo con la aparición de parches arrecifales en el área del estuario o lenguas de areniscas, representativas de la expansión de las facies de mayor energía desde los canales distribuidores principales. Las áreas oriental y septentrional fueron las menos afectadas por la contaminación terrígena de procedencias Oeste y Sur, quizás por la poca subsistencia que se desarrolló en las mismas. Debido a ello, el depósito que registraron fue margoso y calizo, con muy poca potencia.

La reconstrucción correspondiente al Aptiense superior, parte inferior (sistema deposicional

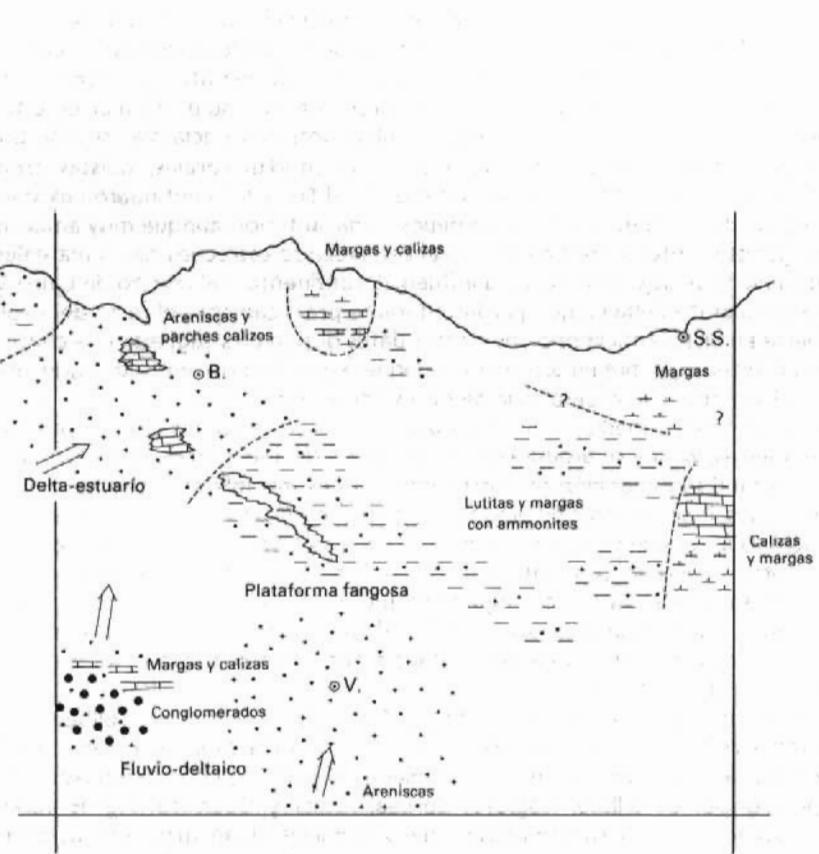


Fig. H.2.- Síntesis de la distribución de facies y ambientes de sedimentación correspondientes al Aptiense inferior. (Sistema de Ganecogorta).

de Galdames, Fig. H-3), muestra un cambio importante en el tipo y distribución de sedimentos respecto a la etapa anterior, ya que en términos generales los carbonatos reemplazaron a los terrígenos y se crearon los primeros dispositivos de plataforma-cuenca, aunque a escalas pequeñas y con escasas pendientes. Iniciaron entonces su preformación estructuras importantes, como el alto del anticlinorio de Bilbao, intumescencia diapírica de Guernica, etc. En ellas se formaron las calizas más puras, con multitud de corales, rudistas, orbitolinas, algas y otros organismos del mismo ecosistema. En el Sur y SO continuaron existiendo las vías de llegada de terrígenos del sistema deposicional anterior, aunque muy amortiguadas. Tales terrígenos se interdigitaron con las calizas, creando estrechos pasos mareales. En el anticlinorio norte se dejó sentir algo la influencia continental del macizo de Cinco Villas, a través de un aparato deltaico que perduró durante prácticamente el resto del Urgoniano. Más al Oeste en dicho anticlinorio, pobre en terrígenos, aunque se produjo un apreciable aumento de la razón de subsidencia, con el desarrollo de facies típicas urgonianas.

En el Albiense inferior-medio, la paleogeografía del área se complicó principalmente por causas tectónicas, ya que se produjo una acentuación del régimen de subsistencia diferencial, determinando la aparición de surcos importantes intraplataforma (Fig. H-4). En los surcos formados, la sedimentación predominante fué margosa y lutítica, con intercalaciones de areniscas y calizas margosas. En muchas unidades se formaron turbiditas distales, tanto calcáreas como siliceas, así como otros depósitos de resedimentación en masa. Las áreas de menor subsidencia relativa fueron lugares propicios para el desarrollo de arrecifes, cuya evolución vertical se vió más o menos condicionada por aportes terrígenos preferentemente meridionales. Estos llegaron al área carbonatada desde aparatos fluvio-deltaicos, a través de una plataforma siliciclastica amplia.

El elemento estructural de mayor significado fué, quizás, el surco de Bilbao, en el que confluyeron el resto de los surcos existentes en el área (García-Mondejar, 1985, Fig. H.6). Su instauración y desarrollo abarcó, aproximadamente, el lapso de tiempo asignado a los sistemas deposicionales de Bilbao, Nograro, Gorbea, Aralar y Guernica (Fig. H-4), es decir, Aptiense superior-Albiense superior basal. En el sistema de Bilbao aparecen turbiditas desde el Aptiense superior, desde los primeros momentos de su formación. Por el Oeste confluía el surco de Soba, con importante desarrollo de arrecifes al Oeste y Norte del mismo. En el Sur existía un talud terrígeno, con llegadas continuas de aportes deltaicos y formación de parches arrecifales en la plataforma siliciclastica asociada. En el NO, diversas evidencias sugieren la presencia de taludes carbonatados adyacentes a márgenes arrecifales destructivos, pero es bastante probable que a la altura aproximada del actual eje del sinclinalio, el surco de Bilbao hubiera estado conectado con otros surcos más septentrionales y, a través de ellos, con la fosa principal del Golfo de Vizcaya. Adyacente por el Norte se encontraba el surco de Bermeo, de relleno fundamentalmente margoso y calizo-brechoide, limitado por sendas construcciones carbonatadas urgonianas en las áreas de la actual plataforma continental y Guernica, respectivamente. Al Este, finalmente, se encontraba el surco del sinclinalio, subdividido en dos en sus parte más oriental. La colmatación de la parte medional del surco de Bilbao se produjo durante el Albiense medio y superior, con la progradación de areniscas someras del aparato deltaico de Valmaseda. Su parte septentrional siguió siendo área de sedimentación profunda en dicho tiempo, integrándose a partir de estones en el surco flysch, de mayor extensión superficial.

El surco alavés o de Vitoria fué adyacente por el SE al de Bilbao. Tuvo una sedimentación

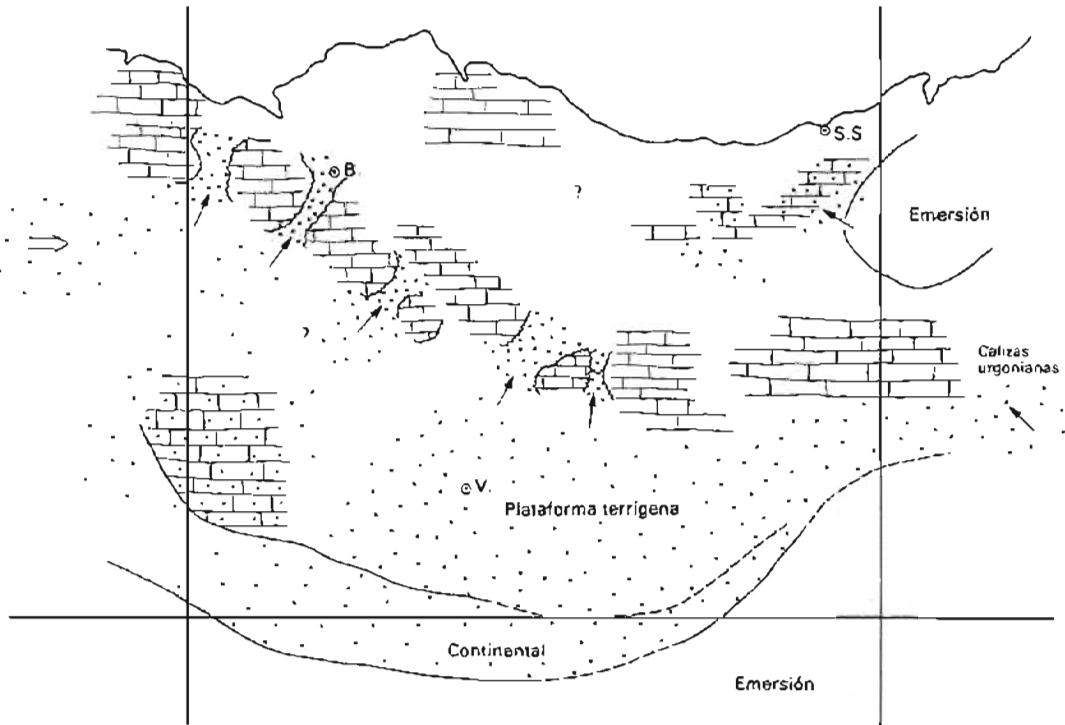


Fig. H.3.- Síntesis de la distribución de facies y ambientes de sedimentación correspondientes al Aptiense superior, parte inferior.
(Sistema deposicional de Galdames).

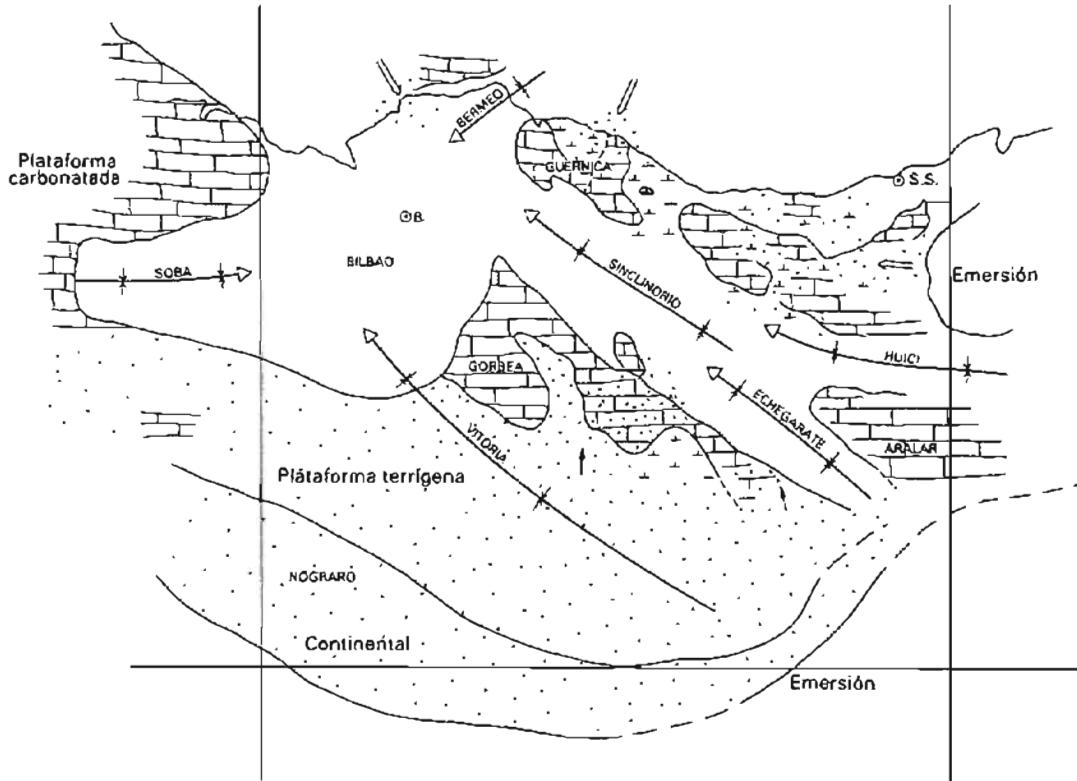


Fig. H.4.- Síntesis de la distribución de facies, ambientes de sedimentación y surcos paleogeográficos correspondientes al Aptiense superior-Albiense medio (sistemas deposicionales de Nograro, Gorbea, Aralar, Guernica y Bilbao).

predominantemente terrígena, aunque esporádicamente incluyó carbonatos. En general, se trató de una situación de plataforma terrígena conectada con el mar abierto. Sin embargo, el margen arrecifal de Gorbea supuso una barrera septentrional limitante que, en gran medida, le confirió caracteres de cuenca relativamente restringida, con condiciones reductoras de los materiales más finos (García-Rodrigo y Fernández-Alvárez, 1973). Había sido, pues, una amplia zona de *laguna arrecifal* (back-reef lagoon) o cuenca intra-plataforma, con relleno terrígeno y, en ocasiones, mixto.

El surco del anticlinorio estuvo limitado por arrecifes, tanto septentrional como meridionalmente. Su relleno fué esencialmente terrígeno de grano fino, en condiciones muy reductoras (lutitas y margas negras, carbonosas y piritosas). Los taludes arrecifales incluyeron brechas de clastos calizos, precedentes de la destrucción sinsedimentaria de márgenes bioconstruidos. Diversos pasos mareales debían conectar este surco con los adyacentes por el Norte y por el Sur. Hacia el Este, aproximadamente en el área de Beasain, el surco se dividía en dos: Huici, al Norte, y Echegárate, al Sur, separados por el alto paleogeográfico de Aralar. En Huici hubo predominio de sedimentación margosa al principio, y lutítica con turbiditas calcáreas distales después. En Echegárate la sedimentación fué margosa y calizo-margosa al principio, y margosa con brechas calizas intercaladas después. En ambos surcos las facies fueron muy reductoras.

Las áreas de alto paleogeográfico posibilitaron el desarrollo de construcciones carbonatadas, especialmente alrededor de los surcos mayores de Bilbao y sinclinorio. Al Oeste existió el amplio sistema calizo de Ramales, con grandes construcciones y taludes hacia Soba y Bilbao. Al Sur, la contaminación impidió el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas, aunque esporádicamente algunos niveles calcáreos se intercalaron con los terrígenos. La plataforma terrígena de Nograro estuvo también compartimentada en surcos y umbrales. El sistema de Gorbea desarrolló un importante margen arrecifal, dentro del cual el control principal fué diapirico, creando numerosos domos y ensilladuras (Fig. H-5 y H-6). Aralar fué primero una Plataforma carbonatada relativamente amplia, después un banco limitado por surcos. Finalmente, el sistema de Guernica desarrolló grandes construcciones carbonatadas en sentido vertical, con paso lateral a terrígenos, localmente, y con un control diapirico similar al existente en Gorbea, creador de diversos domos y ensilladuras. Este sistema fué en ciertas ocasiones y lugares margen de plataforma, y en otras circunstancias banco o bancos aislados.

El conjunto de sistemas descritos evolucionó profundamente en el Albienense superior, ya que entonces se produjo una invasión generalizada de terrígenos que determinó la muerte de prácticamente todos los arrecifes, y se creó en el Norte el surco flysch, con hundimiento general de lo que había sido anteriormente el alto paleogeográfico de Guernica (actual anticlinorio Norte).

Se puede decir que la evolución paleogeográfica expuesta entre el Aptiense inferior y el Albienense superior, refleja claramente una etapa general transgresiva, que culminó con el emplazamiento del surco flysch en el Albienense superior. El desarrollo de la cuenca en aquellos momentos estuvo directamente ligado a los procesos que daban lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya, ya que según datos oceanográficos la etapa de deriva en el mismo comenzó en el Aptiense. De esta forma, compartimentación en surcos y altos, diapirismo, aparición de arrecifes y depósitos de resedimentación, son todos hechos a relacionar con la compleja situación de fallamiento de bloques y acentuación de la subsidencia diferencial, que siguió a la etapa de *rifting wealdense*.

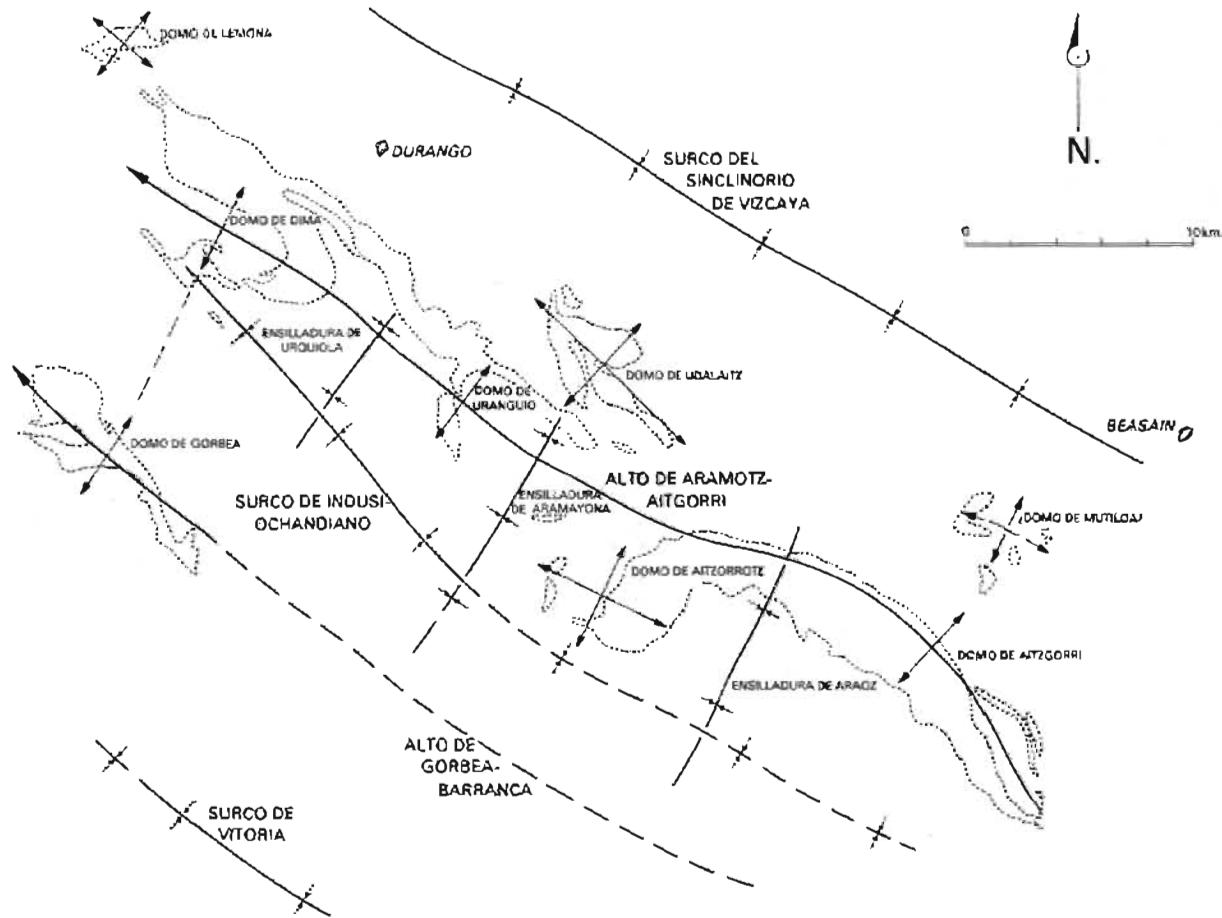


Fig. H.5.- Esquema paleoestructural del sistema deposicional de Gorbea. Las líneas de trazo indican las principales masas calizas.

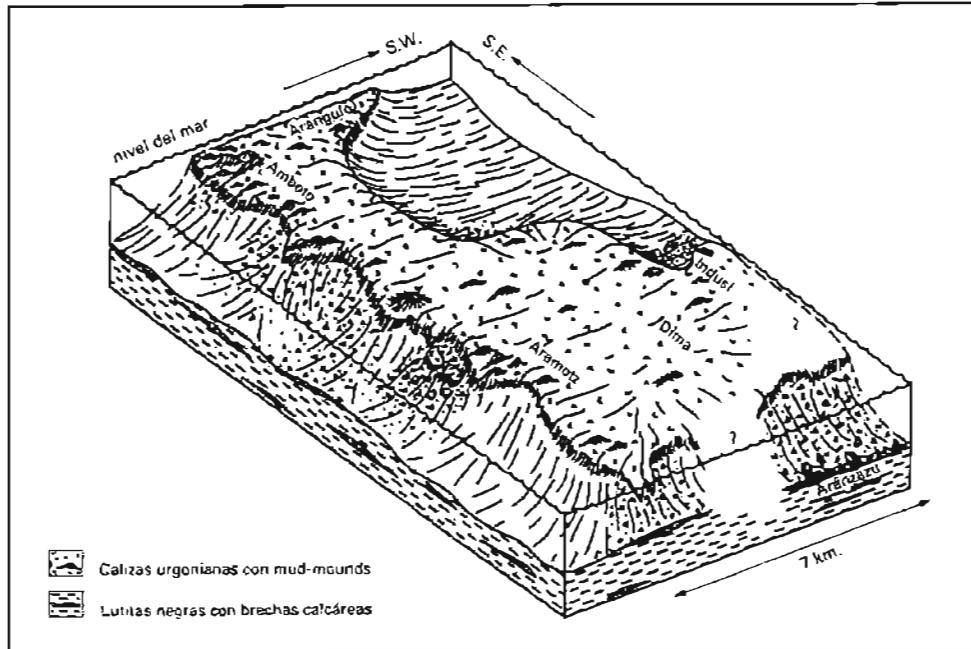


Fig. H.6 - Reconstrucción paleogeográfica del área del Duranguesado durante el Albiano inferior-mediobio. Sistema deposicional de Gorbea (Según Fdez. MENDIOLA y GARCIA MONDEJAR, 1983).

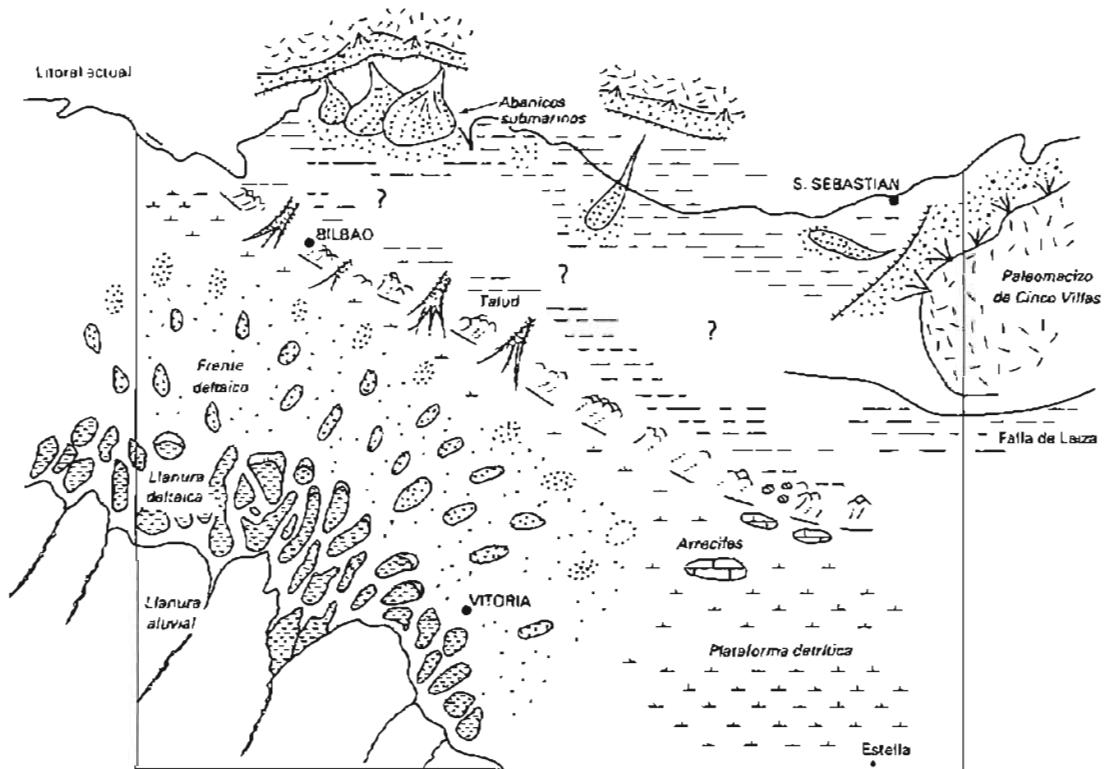


Fig. H 7.- Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del área estudiada para el Albense superior-Cenomaniano inferior ("Supraurgoniano").
Explicación en el texto.

Tal como se describe en el capítulo de Estratigrafía, el Complejo Supraurgoniano es una potente unidad de sedimentos (predominantemente) terrígenos, presente en toda la Región Vasco-Cantábrica, si bien con diferentes caracteres según sectores. El masivo aporte terri-geno fué promovido por renovados movimientos tectónicos (fase Aústrica), que rejuvenecieron el relieve del área fuente, y también dieron lugar a las primeras manifestaciones volcánicas del Cretácico. Se produjeron asimismo basculamientos diferenciales de bloques, con un cambio significativo en las pautas de subsidencia, factores todos ellos que determinaron una importante reorganización paleogeográfica.

Así, en el SO de la Región, existió una zona poco subsidente en la que se depositó la Fm. de Utrillas en condiciones fluviales. Hacia el NO, la subsidencia fué mucho más rápida, pero quedó compensada por aportes sedimentarios formándose una potente pila sedimentaria (3.000-4.000 m.) de depósitos marino someros y deltaicos. Más hacia el NO, la subsidencia fué aún más rápida, generalizándose las condiciones marinas profundas al no quedar ésta compensada por la sedimentación.

El cambio de la paleogeografía urgoniana a la supraurgoniana no fué sin embargo un fenómeno instantáneo, ni siquiera rápido. Las primeras llegadas de terrígenos tienen lugar en el Albense inferior, pero el régimen arrecifal persistió en las plataformas carbonatadas, que quedaron en buena parte a salvo de la contaminación. Sin embargo, la continuación de los aportes terrígenos determinó, primero una notable reducción del dominio carbonatado (en el Albense medio), y posteriormente su práctica desaparición (Albense superior). De este modo, la localización de las plataformas urgonianas condicionó en parte la distribución de los sedimentos terrígenos supraurgonianos, tal como señalan OLIVE *et al* (1985).

En el esquema paleogeográfico para el Albense superior-Cenomaniense inferior se pueden separar al menos dos cinturones de sistemas deposicionales (Fig. H-7). El meridional estaba claramente ligado a la meseta Castellana, por una sucesión de sistemas deposicionales intergradacionales: Fluvial (Fm. de Utrillas), Deltaico (Fm. de Valmaseda), Plataforma (Fm. de Zufia), Arrecifal (Fm. de Eguino) y de talud (Fms. de Durango y del Alto de Huici). El aporte sedimentario terrígeno fué muy voluminoso pero de calibre comparativamente fino, lutitas principalmente y areniscas. Las primeras se distribuyeron ampliamente, dada su facilidad de transporte en tanto el grueso de las areniscas quedó atrapado en el sistema deltaico de Valmaseda.

Aunque las condiciones de temperatura y profundidad del agua de la plataforma y sistema deltaico eran favorables para la precipitación de carbonatos, estuvo inhibida por el gran aporte de terrígenos. No obstante, todavía fueron posibles algunas acumulaciones carbonatadas principalmente en los altos de origen tectónico. Tal ocurre por ejemplo en sectores del delta situados sobre diapiros (Munguía, Villasana de Mena) o sobre probables fracturas profundas (Albeniz). Por último, también debieron instalarse algunas comunidades arrecifales en la ruptura de pendiente entre la plataforma y el talud, como en el caso ya citado de las calizas del alto de Echegárate.

La falla de Bilbao, que con toda seguridad corresponde al límite entre dos grandes bloques basculados, marca la separación entre una zona de aguas relativamente someras (al SSO), y otra de aguas relativamente profundas (al NNE). La actividad a lo largo de esta falla (o sistema de fallas), fué continua a lo largo del intervalo supraurgoniano (ocasionalmente acompañada por volcanismo), lo que determinó la permanencia de un sistema de talud deposicional terrígeno. Dicho talud estuvo caracterizado a lo largo de toda la falla por continuos deslizamientos, flujos de barro y deslizamientos en masa de sedimentos lutíticos.

Además, en el segmento de talud situado frente al sistema deltaico de Valmaseda (Fm. de Durango), existieron canales turbidíticos por los que circularon sin duda un apreciable volumen de areniscas en forma de flujos gravitacionales. Sin embargo, no llegaron al parecer a desarrollarse sistemas de abanicos submarinos, seguramente porque los canales cambiaron continuamente de posición como respuesta a los avances y retrocesos del sistema deltaico. En el segmento de talud situado frente a la plataforma (Fm. de Huici), los canales turbidíticos son comparativamente raros, pero abundan por el contrario los olistolitos calizos, claramente procedentes de las comunidades arrecifales del borde de plataforma.

Ninguna de las dos formaciones restantes del Complejo Supraurgonio puede incluirse en el cinturon de sistemas deposicionales meridional. Ello es evidente para la Fm. de Oyarzun, claramente relacionado con el Macizo de Cinco Villas, emergido en el Albiense. La Fm. de Deva, sin embargo, podría considerarse a priori como la parte distal de la Fm. de Durango, y/o de la del Alto de Huici, pero tal posibilidad es descartable simplemente a la vista de las litologías: en ninguna de las formaciones del cinturon meridional aparecen conglomerados tan groseros como los que existen en algunos intervalos de la Fm. de Deva. Pero, además, el análisis de paleocorrientes demuestra una procedencia de una área fuente situada al N de los afloramientos actuales.

La existencia de este área fuente, fué postulada en primer lugar por VOORT (1964), quien la imaginaba como una franja de terrenos paleozoicos emergidos (Macizo de Vizcaya) que se uniría hacia el Este con el Macizo de Cinco Villas. Una hipótesis similar fué preconizada posteriormente por FEUILLEE (1967) y CRIMES (1976). Más recientemente se han ofrecido otras interpretaciones: así, WIEDMANN (1979), avanza la posibilidad de que el área fuente septentrional fuese el macizo Armoricano, posteriormente alejado centenares de Kms. por deriva continental, o bien, RAT *et al* (1982), que admiten la existencia de dicha área fuente, pero con relieve sumergido.

De acuerdo con nuestras conclusiones, avanzadas en GARCIA-MONDEJAR *et al* (1985), la presencia de un área fuente paleozoica emergida al norte de la linea de costa actual es incuestionable. Es difícil asegurar, sin embargo, si se trató de un sistema montañoso único conectado con Cinco Villas, como propuso VOORT (*op. cit.*), o bien una sucesión de islas más o menos grandes, pero aisladas unas de otras.

En cualquier caso, estos relieves serían muy escarpados, como lo demuestra el grosor calibre de los sedimentos derivados de ellos; estarían franqueados por una zona somera relativamente estrecha, donde se acumularon series detríticas groseras, bien en plataformas terrígenas (i.e., Fm. de Villano), o en fan-deltas (Fm. de Oyarzun); en fin, el límite externo de estas zonas someras sería brusco, permitiendo que sedimentos muy groseros fueran vertidos al mar profundo, y acumulados en abanicos submarinos más o menos grandes. Todo ello sugiere que estos relieves debieron haber sido tallados en bloques limitados por fallas activas de gran salto.

El esquema paleogeográfico de la Fig. H-7 resume la interpretación descrita anteriormente. Los abanicos submarinos del Flysch Negro se han situado a partir de los datos de campo sobre la distribución de facies turbidíticas groseras obtenidas en este estudio, pero es claro que hacen falta reconocimientos más detenidos para precisar su ubicación. La relación entre los dos cinturones de sistemas deposicionales no es conocida. En la mayor parte del área estudiada están separados, en efecto, por el Sinclinalio de Vizcaya y en sector más oriental por la falla de Leiza. Cabe así la posibilidad de que su posición relativa actual sea muy diferente a la que tuvieron en el Albiense superior.

En el área de estudio correspondiente a la mitad Sur del mapa 1:200.000 de Bermeo-Bilbao los depósitos correspondientes al Cretácico superior constituyen 4 tipos diferentes de sucesiones litológicas. En el cuadrante Suroccidental aparece como una potente serie de calizas, de facies generalmente calcareníticas, y ocasionalmente con Rudistas, y algunas intercalaciones margosas. A este sector le denominamos sector del Ebro. En el extremo occidental se trata de una serie muy potente de margas y alternancias margo-calcáreas, con unas intercalaciones calcáreas de gran escala, muy definidas en la sucesión y que constituyen importantes resaltes morfológicos, corresponde al sector del Valle de Mena. En la parte central de mapa y ocupando los sectores de la Cuenca de Vitoria (o depresión alavesa) y Valle de la Barranca la potente sucesión cretácica está constituida por un importante apilamiento de unidades monótonas de margas, alternancias de margo calcáreas y calizas finas más o menos arcillosas. Por último, en el cuadrante Suroriental se muestra una serie igualmente potente y monótona de margas y margocalizas con intercalaciones calcareníticas importantes. Este sector es llamado Cuenca de Estella.

Una característica de esta amplia región es la presencia en todo el borde Oeste y sur hacia la parte alta de la serie del Cretácico superior (Santonense-Campaniense) de una potente intercalación de arenas finas que es coronada por una unidad dolomítica o calizas con la que culmina la serie.

El alto contenido paleontológico, macro y micro, ha permitido establecer una escala o división bioestratigráfica bastante detallada, permitiendo por un lado la correlación entre los distintos perfiles realizados viendo las relaciones entre las distintas unidades litoestratigráficas, y por otro lado la determinación y caracterización de las diferentes lagunas o discontinuidades bioestratigráficas presentes.

Las discontinuidades presentes tienen un valor regional o local y corresponden al Cenomaniense superior-Turoniense inferior; este hiato se extiende por las regiones centrales atenuándose en sus extremos.

Otro hiato regional abarca el Turoniense superior y Coniaciense inferior y medio? en el sector SO atenuándose hacia las regiones centrales y orientales.

Otros hiatos de carácter local se sitúan en el sector oriental (Campaniense superior) o en el extremo NO (área de los diapirios).

Estas discontinuidades y otras de carácter estrictamente sedimentario definen la existencia de cuatro ciclos evolutivos (Fig. H-8). Un primer ciclo desarrollado durante el Cenomaniense muestra una tendencia transgresiva. El segundo de edad Turoniense es igualmente transgresivo. El tercer ciclo (Coniaciense) muestra evolución regresiva y el cuarto y último desarrollado durante el Santonense-Campaniense-Maastrichtiense corresponde a una megasecuencia transgresivo-regresiva.

Ciclo I.- Ciclo Cenomaniense

Durante el Cenomaniense se pasa desde el extremo SO (Montes Obarenes) con poco espesor de sedimentos en facies calcareníticas y con rudistas de plataforma interna a series muy potentes también calcareníticas de plataforma interna con intervalos margosos y calizas finas wackestones arcillosos de plataforma abierta en el sector del Ebro.

Más al Norte en el Valle de Mena se observa una serie muy potente con arcillas arenosas en la base y alternancia calcomargosa hacia techo con una clara superposición de las facies de plataforma externa. En las regiones centro-orientales la serie arcilloso arenosa está en la

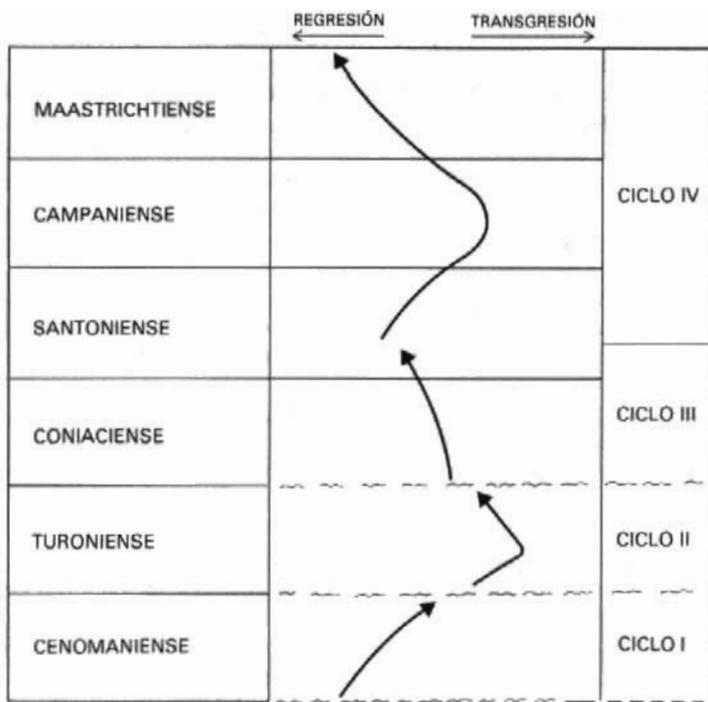


Fig. H.8.- Distribución de los cuatro ciclos sedimentarios durante el Cretácico superior en el sector meridional.

base de una potente sucesión calco-margosa y alternancia de calizas arcillosas y margas nodulosas, mostrando nuevamente la instalación de sedimentación de plataforma externa. La distribución espacial de las facies muestra los cinturones de facies con una alineación NO-SE con una distribución de la plataforma abierta hacia el NE donde se sitúan los sedimentos más distales.

La disposición vertical de los sedimentos muestra claramente el avance hacia techo de las facies externas y distales correspondiendo esta evolución a una secuencia transgresiva, limitada a techo por una discontinuidad bioestratigráfica.

Ciclo II.- Ciclo Turoniense

Durante el Turoniense se pasa desde el extremo SO hacia el NE a tener un considerable aumento de potencia y una distribución de facies igualmente característica. Así en los montes Obarenes se inicia con unas calizas nodulosas finamente bioclásticas, wackestones arcillosos nodulosos y bioturbados con clara muestra de una invasión marina de plataforma abierta, a presentar a techo facies calcareníticas *wackestones-grainstones* con Rudistas, pertenecientes a sedimentación de plataforma interna somera. Esto mismo se repite en el sector del Ebro pero con algunas variaciones: mayor potencia, mayor desarrollo de las facies margosas con Foraminíferos planctónicos, de evolución granodecreciente que muestran claras secuencias de hundimiento. El techo de la sucesión lo compone una unidad calcarenítica y bioclástica de Rudistas de plataforma interna. En el Valle de Mena y cuenca de Vitoria la sucesión es monótona y alterna de wackestones arcillosos y margas calcáreas laminadas, mostrando algunas leves truncaciones locales de la serie y frecuentes niveles o costras ferruginosas, correspondientes a área distales de plataforma.

En la parte Norte y en su extremo oriental se observan facies ritmicamente alternantes en series estratocrecientes, de wackestones arcillosos finamente calcareníticos con granoselección y/o laminación y margas calcáreas igualmente laminadas que presentan en conjunto frecuentes truncaciones parciales de la serie, slumps y niveles con brechas y bloques. Facies correspondientes a talud.

La distribución espacial muestra los cinturones de facies orientados NO-SE con una disposición de la plataforma mostrando parte interna somera al SO (fuera de la hoja) la plataforma externa proximal en el sector del Ebro, su parte distal ocupa el sector del Valle de Mena-Vitoria y cuenca de Estella. Mientras que las facies de talud se extienden en el borde N y en dirección E-O.

La evolución vertical muestra que sobre los depósitos de plataforma abierta presentes en los sectores más suroccidentales se superponen facies de plataforma interna con Rudistas. Esta disposición muestra una clara etapa de progradación de la plataforma, en una secuencia de somerización, inmediatamente después de un máximo de apertura transgresiva.

En los otros sectores se observa solo una tendencia de apertura y profundización que se hace progresivamente más patente hacia el NE con el amplio desarrollo de las facies de talud. Esta misma tendencia transgresiva se observa en el desplazamiento hacia el SO de las facies distales de plataforma externa.

Ciclo III.- Ciclo Coniaciense

Este ciclo se manifiesta con diferente forma en los distintos sectores. Así en el sector del Ebro

y suroccidentales, durante este tiempo tiene lugar el desarrollo de una laguna sedimentaria o etapa de no sedimentación generalmente ligada a procesos de emersión o de somerización prolongada. Este ciclo pues se manifiesta en la interrupción sedimentaria y en la ausencia de sedimentos.

En el sector del Valle de Mena se trata de una sucesión de biomicritas y pectiníticas, *wackestones* a veces finamente bioclastos y bioturbados que se superponen a la serie alternante Turoniense y da un resalte morfológico muy característico, corresponde a una etapa de sedimentación proximal en una clara progradación de la plataforma.

En los sectores de Vitoria, la Barranca y Estella se desarrolla una potente serie alternante con tramos calcáreos intercalados que corresponden a pequeños episodios proximales. En el extremo Norte continúan las series ritmicas pero con tendencia granocreciente regresiva. La distribución espacial muestra en el cuadrante SO los depósitos someros de plataforma interna y los cinturones de facies proximales distales y de talud hacia el N y NE.

La evolución vertical muestra en todos los casos una tendencia regresiva puesta de manifiesto por la superposición de facies más proximales progradantes hacia el N y NE y se traduce en su desplazamiento en ese sentido de los cinturones de facies.

Este ciclo es un corto episodio de progradación de plataforma que traduce así la importante discontinuidad que se desarrolla en toda la plataforma cretácica ibérica durante el Turo-niense superior a Coniaciense, con emersión de extensas áreas situadas más al Sur.

Ciclo IV.- Ciclo Santoniense-Maastrichtiense

El ciclo Senoniense se manifiesta como una megasecuencia transgresivo-regresiva. Se inicia precozmente en el sector del Ebro, durante el Coniaciense superior, y más tarde en los otros sectores, Santoniense inferior y medio. Su máximo transgresivo se alcanza igualmente de manera precoz en el SO, Santoniense medio-superior y más tarde en otros sectores hasta Campaniense. La secuencia regresiva culmina durante el Maastrichtiense.

En el sector del Ebro durante el Coniaciense superior Santoniense inferior tiene lugar una sedimentación margosa de plataforma externa, sobre la que se desarrollan las facies biocálcareníticas de *shoals* de margen de plataforma durante el Santoniense superior. A partir de este momento y con la llegada de un importante flujo terrígeno comienza la progradación de las facies de plataforma interna durante el Campaniense y Maastrichtiense basal, para dar paso durante el Maastrichtiense superior, a las facies salobres y continentales.

En el Valle de Mena tiene lugar durante el Santoniense una sedimentación alternante margo calcárea de plataforma externa sobre la que progradan las facies de *shoals* calcareníticos de Santoniense superior. En este momento se produce la inflexión en la sedimentación que mediante la llegada de un flujo terrígeno importante durante el Campaniense, da paso en la secuencia regresiva a las facies internas de Rudistas que son erosionadas por los depósitos Neógenos, no encontrándose completa la sucesión Maastrichtiense.

La secuencia transgresiva en los sectores de Vitoria-La Barranca y Estella da lugar a una sedimentación margosa y margocalcárea de plataforma externa, durante el Santoniense y Campaniense. A lo largo del Campaniense se muestra la progradación de la plataforma proximal con el aumento secuencial de los carbonatos (biomicritas).

Este episodio da paso durante el Campaniense superior y Maastrichtiense al desarrollo de la secuencia regresiva, que se inicia con la llegada de un importante flujo terrígeno, en la parte Sur (Montes Obarenes y Sierra de Urbasa), que da paso durante el Maastrichtiense a los

depósitos progradantes de una amplia plataforma interna.

El cuarto ciclo o ciclo Senoniense se muestra pues, de forma diacrónica en el ámbito de la Cuenca Cantábrica. La secuencia transgresiva alcanza ambientes de plataforma externa, sobre los que se instala la barrera calcarenítica con las que se inicia la secuencia regresiva. En este momento y lateralmente tiene lugar la llegada desde el O y S. de un importante flujo terrígeno a esta plataforma abierta. Sobre estos materiales tiene lugar la progradación de la plataforma interna que constituye la secuencia regresiva finicretácica.

En la mitad septentrional de la hoja los depósitos correspondientes al Cretácico superior presentan unas características claramente diferenciables de las descritas en la zona meridional. En el intervalo Cenomaniense-Santoniano inferior se localiza una unidad caracterizada por depósitos tipo turbidítico pero mal o desigualmente ordenados siendo frecuentes los *slumps* y truncaciones que señalarían un ambiente transicional de fondo de talud o entre talud y cuenca propiamente dicha. En esta unidad es donde se concentra el mayor volumen de manifestaciones volcánicas que deben estar ligadas a zonas de *rafting* intracontinental relacionado con margenes pasivos. A partir del Santoniano inferior los depósitos son claramente turbidíticos y se depositan en un surco con dirección aproximada O-E siendo generados por caídas del nivel del mar. Pueden diferenciarse dos áreas de depósito, la primera corresponde al Sinclinorio Vizcaino y la segunda al área medional. Las facies no son exactamente correlacionables dado que, por causas tectónicas, debe existir un importante acortamiento. Los materiales del Sinclinorio son aloctones con relación al área nororiental y deben ser situados en posición paleogeográfica más meridional. Lo más probable es que el relleno de la cuenca turbidítica tenga procedencia dominante desde el Pirineo pudiendo existir aportes temporales esporádicos procedentes de la plataforma carbonatada meridional antes descrita.

En el contexto regional el vulcanismo citado anteriormente es el reflejo del comienzo de la etapa de deriva continental de la Placa Ibérica hacia el SE y la apertura del Golfo de Vizcaya. El dispositivo paleogeográfico presentaba, en resumen, durante el Cretácico Superior, de Sur a Norte, una plataforma interna, una plataforma externa, un talud y un surco más profundo, al Norte, articulado por fallas. En la zona meridional la subsidencia fué muy importante y siempre compensada por la sedimentación. En el surco septentrional la fuerte subsidencia no siempre estuvo compensada y la profundidad fué mayor produciéndose el depósito de las series turbidíticas.

El análisis de la evolución vertical y la distribución bioestratigráfica de los sedimentos del Paleógeno pone de manifiesto la existencia de una discontinuidad en la base del ciclo y de otra que se sitúa por debajo del Luteciense inferior; esta erosiona parcialmente los materiales paleoceno haciendo descansar a los materiales del Luteciense inferior sobre las correspondientes al Cuisiense, Ilerdiense o Thanetiense.

Quedan así delimitados dos ciclos sedimentarios. Un ciclo inferior, Paleoceno y otro superior Eoceno (s.l.). (Fig. H-9).

Ciclo I.-Paleoceno (Paleoceno-Eoceno inferior)

De evolución general con tendencia regresiva, se inicia con depósitos energéticos de dunas y *shoals* que hacia el Oeste pueden corresponder a *mounds* arrecifales durante el Daniense. A lo largo del Montiense predominan las construcciones arrecifales. El núcleo principal se sitúa en Lizárraga y hacia el Oeste se desarrollan *algalmounds* separados por un cinturón de

shoals calcareníticos. Continúa durante el Thanetiense en condiciones de *lagoon* submareal, que da paso a lo largo del Ilerdiense y Cuisiense a una etapa de relleno con evolución de somerización.

La plataforma estaría abierta hacia el NE con un área de máxima subsidencia en la zona central del actual sinclinal de Urbasa.

Ciclo II. Eoceno (*Eoceno medio-superior*)

La reconstrucción de este ciclo muestra una secuencia transgresiva, truncada en su parte superior por erosión. Así en el Luteciense inferior tiene lugar la instalación de una plataforma somera sobre una importante superficie de erosión. Hacia el Oeste se sitúan las facies de influencia continental mientras que hacia el Este se observan las facies de plataforma protegida-*lagoon*.

Durante el Luteciense superior las facies proximales se desplazan hacia el Oeste; en la parte central tiene lugar un importante desarrollo de barras calcareníticas que hacia el Este muestran características distales. En el Biarritziense aparecen hacia el Este facies distales de plataforma abierta que parecen marcar una evolución transgresiva en un proceso de hundimiento de la plataforma que ha variado su polaridad con respecto al ciclo anterior siendo ahora abierta al Este.

En la mitad septentrional de la hoja los sedimentos equivalentes en el Paleogeno están representados en la base por una serie de calizas y margocalizas (capas rojas) que representan la parte distal de una plataforma carbonatada sobre las que se sitúan una serie turbidítica depositada en momentos de fuerte descenso del nivel del mar. Dentro de esta unidad se han distinguido una serie de secuencias que se han descrito en el apartado de Estratigrafía, y en las que se aprecia una variabilidad notable en cuanto a las direcciones de aporte con aparición de direcciones norteadas que deben estar en relación con el comienzo de la aproximación de las placas ibérica y europea una vez finalizada la etapa de deriva y apertura del Golfo de Vizcaya.

A partir del Oligoceno en el ámbito de la hoja solamente se encuentran representados materiales depositados en ambiente continental. En la zona de Miranda-Treviño se reconocen hasta tres unidades, ya descritas en el apartado de Estratigrafía, discordantes entre sí y correspondientes a varios impulsos tectónicos (Figs. H-10, H-11 y H-12).

Con posterioridad se produce una etapa distensiva en el que se produce la última reactivación del diapirismo que ya se habría iniciado y progresado durante el Mesozoico.

Por último y ya en tiempos más recientes, fundamentalmente durante el Cuaternario, se produce la ubicación de la red fluvial que genera la morfología actual.

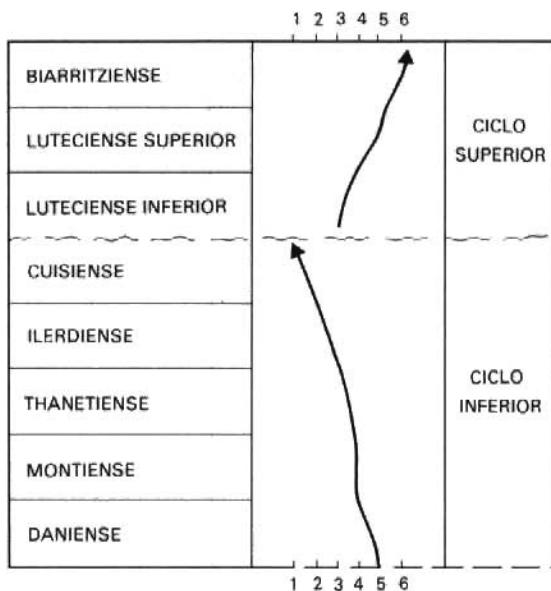


Fig. H.9.- Ciclos sedimentarios durante el Paleogeno.

1. Llanura de marea
2. Lagoón baja energía
3. Lagoon alta energía
4. Arrecife
5. Shoals-Barras calcareníticas-Mounds
6. Plataforma externa

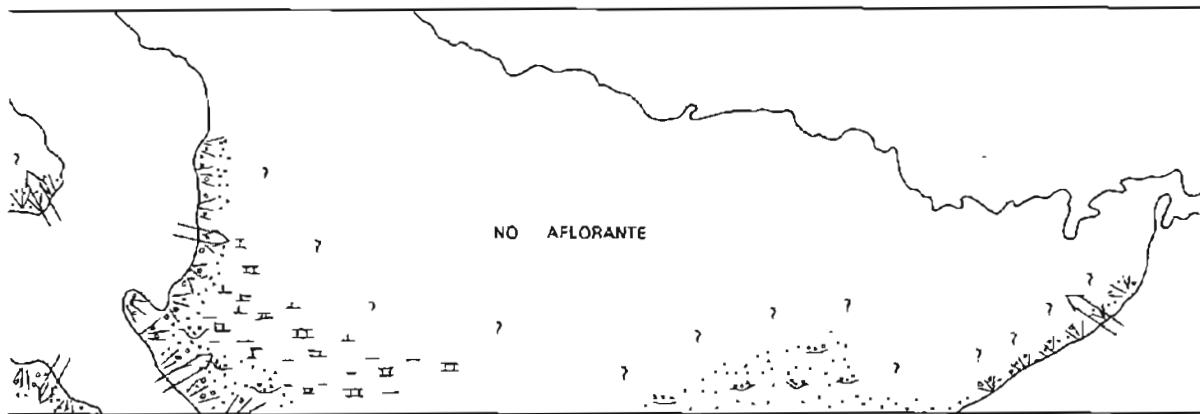


Fig. H.10.- Esquema de distribución de facies de la Unidad I (Oligoceno inferior) en el Terciario de Miranda Treviño.

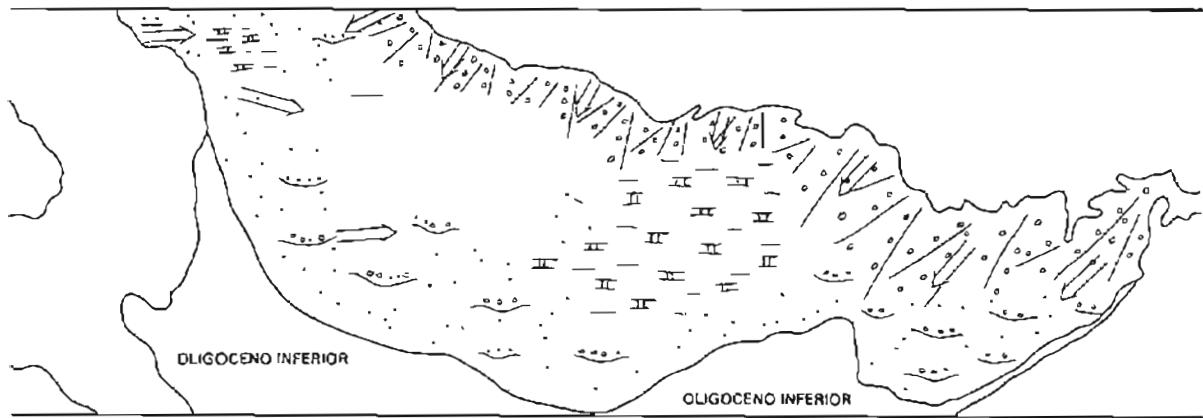


Fig. H.11.- Esquema de distribución de facies de la Unidad II (Oligoceno medio-superior) en el Terciario de Miranda Treviño.

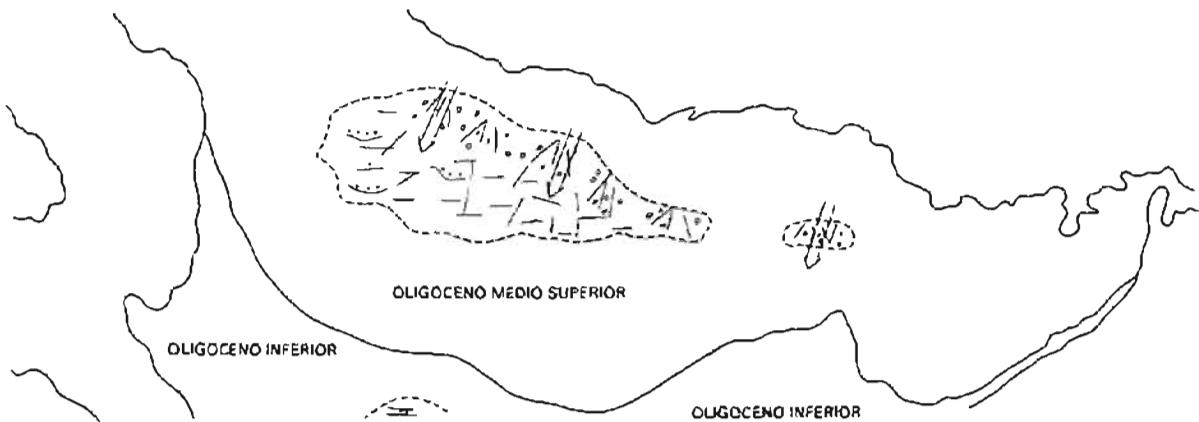


Fig. H. 12.- Esquema de distribución de facies de la Unidad III (Mioceno) en el Terciario de Miranda Treviño.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Dentro del campo de la minería metálica cabe destacar la explotación de mineral de hierro en la zona vizcaina así como la de las mineralizaciones de plomo-cinc y plomo-cinc-fluorita en la zona guipuzcoana. Debe resaltarse que las mineralizaciones más importantes se encuentran relacionadas con los enclaves de caliza arrecifal del Cretácico inferior. En cuanto a rocas y minerales industriales son abundantes las explotaciones existentes que benefician fundamentalmente calizas y marmoles, arenas silíceas, margas, ofitas y arcillas. También debe reseñarse como peculiar, aunque el volumen beneficiado no sea excesivo, la existencia de las explotaciones de asfalto en la zona meridional de la hoja (Maestu). De cualquier modo una información exhaustiva sobre este capítulo puede obtenerse en el Inventario de los recursos minerales del País Vasco realizado por el Instituto Geológico y Minero de España.

6.2. HIDROGEOLOGIA

En el ámbito de la hoja pueden distinguirse los siguientes tipos de acuíferos:

- Acuíferos calizo-dolomíticos, con permeabilidad media-alta. Están constituidos por materiales pertenecientes al Lias Inferior Jurásico superior a Cretácico inferior en facies Purbeck, Aptiense arrecifal, Albienense superior arrecifal, complejo calizo-dolomítico del Cretácico superior, y Terciario marino meridional.
- Acuíferos detríticos de permeabilidad media-alta. Corresponden a materiales pertenecientes al Cenomanienzo-Albiense y a los aluviones y arenas del Cuaternario.
- Acuíferos detríticos de permeabilidad media-baja. Pertenecen a los materiales del Terciario Continental y flyschoides septentrional, así como al techo del Cretácico superior en la zona meridional.
- Acuíferos volcánicos de permeabilidad baja, correspondientes a las coladas volcánicas que con desarrollo variable se entremezclan con el Cretácico superior en la zona septentrional.

Dentro del área del País Vasco se han definido 18 unidades hidrogeológicas pudiendo consultarse más detalles en la Síntesis Hidrogeológica del País Vasco y del Condado de Treviño (Burgos) realizada por el IGME dentro del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas.

7. BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1885). Descripción física y geológica de la provincia de Alava. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. MADRID.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971). Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albienense de la Cuenca Cantábrica. *Est. Geol.* Vol. 27, pp. 325-334.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971). Correlaciones por ciclos de aprotes en el Albienense de la Cuenca Cantábrica. *Acta Geol. Hisp.* T. 6, nº4, pp. 92-96.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1975). "Sedimentología y Paleogeografía del Albienense de la Cuenca Cantábrica". *Estudios Geológicos XXXI*, 213 pp.
- ALBAREDE, F. y MICHAUD-VITRAC, A. (1978). Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar - ^{40}Ar y ^{87}Rb - ^{87}Sr . Ses relations avec les péridotites associées. *B.S.G.F.* 20 (5): 681-687.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS R., MELENDEZ, A. (1983). Evolution paleogeographique des plates-formes de la Meseta Nord-Castillane et de la Cordillère Ibérique (Espagne) au Senonien. *Geologie Méditerranée* T. X, n°s 3-4, pp. 361-367.
- ALVARO, M. (1976). Nota sobre la presencia de dos esquistosidades en el Cretácico inferior de Bilbao. (Cordillera Vasco-Cantábrico). *Bol. Geol. Min.* 87 (5): 453-455.
- ALVARO, M., CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispanica*, 14:174-177.
- AMIOT, M. (1983). Evolution et reamenagement du domaine Navarro-Cantabre au Senonien inférieur. In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Mem. Geol. Univ. Dijon vol. 9, pp. 131-133.
- AMIOT, M., FLOQUET, M., MATHEY, B. (1982). Plate-forme nord-Castillane, bassin navarrocantabre, zone marin profonde: éléments de la marge ibero-cantabrique au crétacé supérieur. Journées de la R.C.P. Marseille 19-21 avril 1982. *in litt in Geologie Méditerranéenne*.
- AMIOT, M., FLOQUET, M., MATHEY, B., PASCAL, A., RAT, P. y SALOMON, J. (1982). Evolution de la marge cantabrique et son arrière-pays ibérique au Crétacé. *Cuad. Geol. Iberica*, 8: 37-63.
- AZAMBRE, B. et ROSSY, M. (1976). Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull. Soc. Geol. France XVIII*, pp. 1725-1728.
- BADILLO, J.M. (1982). Estudio geológico del sector de Ramales de la Victoria (prov. de Santander) Kobic (Bilbao). Vol. 12, pp. 139-171.
- BADILLO, J.M., GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983). "Análisis del "flysch negro" (Albiense sup. Cenomaniense inf.) en la Bahía de Arminza, Vizcaya". *Comunicaciones X Congreso Nacional de Geología*, p. 4.6-4.9.
- BOILLOT, G., CAPDEVILLA, R., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M. y LEPESTRE J.P., (1973). La zone pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277: 2629-2632.

- BRINKMANN, R. (1961). Apercu sur les chaines iberiques du Nord de l' Espagne. *Livre a la memoire du Prof. P. Fallot*. T.I, pp. 291-299.
- BULARD, P.F., FEUILLEE, P., FLOQUET, M. (1979). La limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur dans la Sierra d' Aralar (Pyrenées basques espagnoles). *Cuad. Geol.* t. 10, pp. 179-196. GRANADA.
- CAMPOS, J. (1979). Estudio geológico del Pirineo Vasco al W. del rio Bidasoa. *Rev. MUNIBE. Soc. Ciencias. Aranzadi.* T. 31, pp. 3-139.
- CAMPOS, J. y GARCIAS DUEÑAS, V. (1974). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. San Sebastian. 2^a serie /GME.
- CAREZ, L. (1881). Etude des terrains cretaces et tertiaires du Nord de l' Espagne. *Fac. Sciences Paris* (Tesis Doctoral) pp. 1-323.
- CARRERAS SUAREZ, F., RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, M.J. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Eulate. 2^a serie. /GME.
- CIRY, R. (1951). L' evolution paleogeographique de l' Espagne septentrionale au Cretace Inferieur. *Inst. Geol. Min. de España. Libro Jubilar.* t. 2, pp. 19-36.
- CIRY, R. (1956). Les passages de facies du Coniacien de la region des Losas. *Grupo Ciencias Naturales. Aranzadi.* Vol. 12, pp. 103-117.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949). Contribution a l' etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d' Alava et Navarra. *Ann. Hebert et Hang (livre Jub.. Charles Jacob).* T. 7, pp. 61-79.
- CIRY, R., et RAT, P. (1950). Sur la presence d' une microfaune maastrichtienne près de Vitoriano (Alava). *Munibe. S. Sebastian fasc.* 2, pp. 66-79.
- CRIMES, T.P. (1976). "Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay: a facies analysis of the Guipuzcoan flysch. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* Vol. 19, p. 1-15.
- CUEVAS, J., GARROTE, A., TUBIA, J.M. (1981). Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica (1^a parte). *Munibe. Sociedad de Ciencias Aranzadi,* n° 1-2, pp. 1-20.
- CHOUKROUNE, P., LE PICHON, X., SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973). Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Plan. Sci. Letters,* 18:109-118.
- CHOUKROUNE, P. MATTAUER, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-Pyrénéenne comparaisons avec des modèles actuels. *B.S.G.F.* (5): 689-700.
- DE LA ROCHE, A., ROCCI, G., JUTEAU, th. (1974). Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques, pp. 39-58, (in Spilites and spilitic rocks). Ed by AMSTUTZ Springer Verlag.
- DEL OLMO ZAMORA, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y OLIVE DAVO, A. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Vitoria. 2^a serie /GME.

- DEL OMO ZAMORA, P., RAMIREZ DEL POZO, J., y AGUILAR TOMAS, M.J. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Orduña. 2^a serie *IGME*.
- DEL OLMO ZAMORA, P., PORTERO GARCIA, J. M. y CARRERAS SUAREZ, F. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Salvatierra. 2^a serie. *IGME*.
- DUVERNOIS, C., FLOQUET, M., HUMBEL, B. (1972). La Sierra de Aralar(Pyrénees basques espagnoles). stratigraphie, structure. Mémoire synthétique. Thèses de doctorat de 3eme cycle. *Inst. Sc. Terre. Univ. de Dijón.* 240 pags.
- EGUILIZ, L., GARROTE, A. y LLANOS, H. (1982). El metamorfismo de los materiales mesozoicos en la prolongación occidental de la falla nordpirenaica (sector de Leiza, Navarra). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía* 6, pp. 81-91.
- ENGEL, W., y FRANKE, W., (1983). Flysch sedimentation: its relations to tectonism in the European Variscides. En: *Intracontinental Fold Belts*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg 1983. p. 289-321.
- ESNAOLA GOMEZ: J.M. y MARTIN GARCIA, L. (1975). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Vergara. 2^a serie *IGME*.
- EWERT, F. K. (1964). Geologie des Studteiles der Baskinschen Pyrenaen. *Inédito*. Univ. Munster. pp. 1-223.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. y GARCIA-MONDEJAR, J. (1983). "Estudio Geológico del Anticlinorio de Bilbao en el sector Duranguesado". *Kobie* (Bilbao), n° XIII. p. 298-324.
- FEUILLEE, P. (1963). Sur l' extension de les facies Cenomaniennes dans la region de Mena (Espagne). *C.R. somm. Geol. France Paris* n° 3, pp. 97-98.
- FEUILLEE, P. (1967). "Le Cenomanies des Pyrénées basques aux Asturias. Essai d' analyse stratigraphique". *Men. Soc. Geol. Fr. N. S. vol. 108*, 343 pp.
- FEUILLEE, P., FLOQUET, M. y RAT, P. (1980). Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta Iberique). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. fasc. 3*. pp. 77-80.
- FEUILLEE, P., RAT, P. (1962). Les foraminifères du "Flysch a Boules". Cenomanien supérieur, entre Espinosa y Alsasua. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. pp. 172-173.
- FISHER, R. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks *G.S. Am. Bull.*, 72, pp. 1409-1414.
- FISHER, W.L. y Mc. GOWEN, J.H. (1967). "Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas". *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 17, p. 105-125.
- FLOQUET, M. (1978). La sedimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): evolution verticale, variation horizontale: implications paléogéographiques. *Bull. S.G.F. t. XX*, n°5, pp. 779-783.

- FLOQUET, M. (1982). Transgressions-regressions et eustatisme-tectonique sedimentation sur la plate-forme Nord-Castillane du Crétacé supérieur (région ibero-cantabrique. Espagne) *N. Jh. Geol. Palaont. Abht.* 165, fasc. I, pp. 125-146.
- FLOQUET, M. (1983); La plate forme Nord-Castillane et les facies proximaux. in "Vue sur le crétacé Basco-Cantabrique et Nord Iberique" *Mem. Geol. Univ. Dijon* vol. 9, pp. 141-163.
- FLOQUET, M., ALONSO A., MELENDEZ, A. (1982). El Cretácico de Cameros-Castilla in "El Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid.* pp. 387-456.
- FLOQUET, M. et RAT, P. (1975). "Un exemple d' interrelation entre paléogéographie et structure dans l' Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d' Aralar". *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* Vol. XVII, p. 497-517.
- GARCIA GARMILLA, F., GARCIA PASCUAL, I., ORTEGA BLANCO, R. (1983). Facies asociadas a las transgresiones aptienses en el flanco Sur del Anticlinorio de Bilbao. *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentología Menorca.* pp. 241-244.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). "Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". *Univ. Complutense, Madrid,* p. 63-84.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). Tectónica sinsedimentaria en el Aptiense y Albiense de la región Vascocantábrica occidental. *Cuad. Geol. Ibérica,* 8: 23-26.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1985). Aptian and Albian reefs (urgonian) in the Ason-Soba area. *IAS. 6 th Eur. Mitg. Lérida Excursion n° 9 (Sedimentation and tectonics in the western Basque- Cantabrian area, northern spain, during Cretaceous an Tertiary times).* Field-Guides.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982). "Estudio geológico del Cretácico inferior del Anticlinorio de Bilbao, entre los ríos Nervión y Cadagua". *Kobie,* n° XII, 1982, p. 101-137.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983). "Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatados albienses (Punta del Castillo, Gorliz, Vizcaya). *X Congreso. Nac. de Sedimentología. Menorca-83. Libro abstracts.* p. 3. 9-3. 12.
- GARCIA MONDEJAR, J. and PUJALTE, V. (1985). The Black Flysch (Upper Albian Lower Cenomanian) in the bay of Arminza, Vizcaya". In: *Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian. Area, Northern Spain, during Cretaceous and Tertiary times". IAS, 6 th. Eur. Reg. Metg. Lérida. Excursion n° 9.* Field-Guides. p. 307-392.
- GARCIA MONDEJAR, J. y ROBADOR, A. (1984). "Carbonate slope deposits in the Urgonian of Baquio (Vizcaya, northern Spain)". *5 th European Regional Meeting of Sedimentology. Abstracts.* Marseille. 1984. IAS. Assoc. des Sedim. Franc. Univ. d' Aix Marseille. p. 187-188.
- GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ-ALVAREZ, J.M. (1973). "Estudio geológico de la provincia de Alava". *Mem. del Inst. Geol. y Min de España.* Madrid. vol. 83, p. 198.
- GOMEZ DE LLARENA (1954-56). Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Guipúzcoa. *Monogr. Inst. Lucas Mallada Inv. Geol.* n° 13-15, 98 p., 47 pl.

- GOMEZ DE LLANENA, J. (1958). "Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipuzcoa, el Vraconense de septarias de Motrico". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*. Madrid. n° 50.
- HAMEURT, J. (1981). Les grands lignées magmatiques dans leur contexte géodynamique, in Méthodes géochimiques d' étude des sodes *Centre Armorican d' Etude Structural des Sodes*. Univ. Rennes.
- HANISCH, J. (1974). Der Tiefsee-Diapir von Zarauz (N-Spanien) im spiegel von sedimentation und tektonik des Kreide/Tertiär-Flyschs. *Geol. Jb. B* 11: 101-142.
- HEDDEBAUT, C. (1970). Sur l' age des formations paleozoïques du Massif du Cinco Villas (Pays Basque Espagnol). *C.R. Somm. Sc. Geol. France* T. 6, pp. 205-207.
- HEDDEBAUT, C. (1973). Etudes géologiques dans les Massifs Paleozoïques Basques. *These Université des Sciences et Techniques de Lille*.
- IGME. (1971). Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente.
- IGME. (1984). Síntesis hidrogeológica del País Vasco y del Condado de Treviño (Burgos). Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas.
- IGME (1984). Inventario de recursos minerales del País Vasco.
- JACKSON, M.P.A. y SENI, S.J. (1983). Geometry and evolution of salt structures in a marginal rift basin of the Gulf of Mexico, east Texas *Geology* 11: 131-135.
- JEREZ, L., ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971). Estudio Geológico de la provincia de Guipuzcoa. *Men. IGME*. n° 79. 130 pp.
- KUNO, H. (1968). Differentiation of basalts magmas. (in HH. Hess and A. Poldervaart (eds). *Interscience*. New York.
- LAGO, M. (1980). Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de las rocas óficas del Norte de España. Resumen Tesis Doctoral. *Universidad de Zaragoza..*
- LAGO, M., ORTEGA ARIAS, A., SANCHEZ CARRETERO, R. (1984). El magmatismo intracretácico superior de la terminación NW del Sinclinalio de Vizcaya: Características geoquímicas, petrográficas y posibilidades económicas, 70 p. *CADEM*. Bilbao.
- LAMARE, P. (1927). Sur la morphologie et la structure géologique de la Sierra de Aralar. *C.R. Congr. Soc. Sav. Paris et depts.* 21-27.
- LAMARE, P. (1935). Sur l' attribution au Neocomien des couches comprises entre le Lusitanien et l' Aptien du Massif de L' Uzturre, près de Tolosa. *C.R. Som. S. G. F.* 255-295.
- LAMARE, P. (1936). Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d' Espagne. *Mem. S. G. F. T. XII. mem 27*, 465 pp.
- LAMOLDA, M. (1975). Bioestratigrafía del Turoniano de Arceniega. I Congr. Estr. Paleogeogr. Cret. España. *Enadimsa*, serie 7 n° 1, pp. 63-71.
- LAMOLDA, M., MATHEY, B., ROSSY, M., SIGAL, J. (en prensa): L' age du volcanisme Crétace de la Biscaye et du Guipuzcoa. Données bibliographiques récentes et données nouvelles.

- LARRAZET, M. (1896). Recherches géologiques en la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des prov. de Alava et Logroño. *These Fdc. Sciences de Paris* pp. 1-310.
- LEON, L., PUIGDEFABREGAS, C., RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andia (Navarra). *Acta Geol. Hispanica* T. 4, vol. 2, pp. 36-41.
- LEON, L. (1972). Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 83, pp. 234-241. Madrid.
- LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. y SIBUET, J.C. (1971). Una hypothese d' evolution tectonique du Golfe de Gascogne. En: "Histoire structurale du Golfe Gascogne". Ed. Technip, Paris, T. I, VI-11-1; VI-11-44.
- LLANOS, H. (1980). Estudio geológico del borde Sur del Macizo de Cinco Villas. Transversal Leiza-Huici (Navarra). *Eusko Ikaskuntza*, 139-pp.
- MACDONALD, G.A. and KATSURA, T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal Petrol.*, 5, 82-133 pp.
- MALOD, J.A., BOILLOT, G., CAPDEVILLA: R., DUPEUBLE, P.A., LEPURIER, C., MASCLE, G., MULLER, C. y TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1980). Plongées en submersible au Sud du Golfe de Gascogne: stratigraphie et structure de la pente du banc Le Danois. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* p. 73-76.
- MALLADA, L. (1904). Explicación del mapa geológico de España. sistemas Infracretáceo y Cretáceo. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. T-5. Madrid.
- MANGIN, P. (1959). Le nummulitique sud-Pyrénéen à l' Ouest de l' Aragon Pirineos. n°s 51-58 pp. 1-631.
- MANGIN, Ph. y RAT, P. (1962). L' evolution post-hercynienne entre Asturias et Aragon (Espagne). *Mem. Soc. France (Livre à la memoire du Prof P. Fallot)* t. I, pp. 333-349.
- MARTIN ALAFONT, J.M., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO GARCIA, J.M. y RIBA ARDERIU, O. (1979). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. La Puebla de Arganzón. 2^a serie IGME.
- MARTIN FERNANDEZ, M. (1975). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. Eibar 2^a serie IGME.
- MATHEY, B. (1982). Unidades litoestratigráficas del Cretácico superior del Arco Vasco. in "El Cretácico de España". *Univ. Complutense*. Madrid. 111-135.
- MATTAUER, M., y SEGURET, M. (1971). Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. En: "Histoire structurale du Golfe de Gascogne." Ed. Technip, Paris. T. 1, IV-4-1, IV-4-24.
- MENGAUD, L. (1920). Recherches géologiques dans la région Cantabrique. *Libr. Sc. J. Hermann*. 374 pp.

- MUTTI, (1979). "Turbidites et cones sous-merins profonds" P. Homewood (ed.). Sedimentation détritique (fluviatile, littorale et marine) *Inst. geol. Univ. Friburg/Suisse*, pp. 353-419.
- MUTTI, (1984). "Turbidite systems and relations to depositional sequences" (en prensa).
- MUTTI, E., LUTERBACHER, H., FERRER, J., ROSELL, J. (1972). Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno marino della zona centrale subpirenaica tra Trempe Pamplona. *Mem. Soc. Geol. Ital.* vol. 11, pp. 391-411.
- NAVIDAD, M. y ALVARO, M. (1985). El vulcanismo alcalino del Trias superior de Mallorca (Mediterraneo occidental). *Bol. Geol. Min.* (en prensa).
- OLIVE DAVO A., RAMIREZ DEL POZO, J., AGUILAR TOMAS, M.J. y CARRERAS SUAREZ, F. (1977). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Landaco. 2^a serie *IGME*.
- OLIVE DAVO, A., RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA ARDERIU, O. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Miranda de Ebro. 2^a serie *IGME*.
- OLIVE DAVO, A., RAMIREZ DEL POZO, J. y DEL OLMO ZAMORA, P. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Elorrio. 2^a serie *IGME*.
- OLIVE DAVO, A., AGUILAR TOMAS, M.J., RAMIREZ DEL POZO, J., RAMIREZ MERINO, J.I. (1984). "Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica. I Congr. Español de Geología.
- ORTIZ RAMOS, A. y PERCONIG, E. (1975). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Bilbao. 2^a serie *IGME*.
- PALACIOS, P. (1915). La formación wealdense en el Pirineo Navarro. *Bol. Inst. Geol. Min. España*. T. 36, pp. 9-15.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.Z., and BIRKETT, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 121-132 p.
- PERCONIG, E. (1969). Geología estratigráfica de la zona minera de Bilbao. *Industria minera*, nº 105, 1-20.
- PFLUG, R. (1973). El diapiro de Estella. *Munibe*. 25 (2-4): 171-202.
- PIGNATELLI GARCIA, R. y ESPEJO MOLINA, J.A. (1973). Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Durango. 2^a serie *IGME*.
- PLAZIAT, J.C. (1969). La transgression de l' Eocene moyen en Haut Aragon et Navarra et son rôle dans la définition des grands ensembles structuraux en domaine sudpyrénéen. 94^e Cong. National des Sociétés savantes. Pau 1969. Sciences vol. 2, pp. 293-304.
- PUJALTE, V. (1977). El complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y Sedimentación. *Tesis. Univ. del País Vasco* (inédita), 202 pp.
- PUJALTE, V. (1981). Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the "wealden" of the Santander area, N Spain. *Sedimentary Geology*. 28 pp. 293-325.

- PUJALTE, V. (1982). Unidades litoestratigráficas del transito Jurásico Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense de la región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. in: "El Cretácico de España". *Univ. Complutense*. Madrid. pp. 51-62.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969). Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. *Ediciones CEPSA*, SA, 68 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España* 78, 357 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973). Síntesis geológica de la provincia de Alava *Institución "Sancho el Sabio"*. Vitoria.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, M.J. (1969). Ciclotemas en el Aptense superior y Albienense inferior de Nograro (Alava). *Acta Geológica Hispanica* IV, 113-118.
- RAMIREZ MERINO, J.I., OLIVE DAVO, A., VILLALOBOS, L., LEON, L. y CARBAYO, A. (1984). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Alsasua. 2^a serie. *IGME*.
- RAMIREZ MERINO, J.I., OLIVE DAVO, A., CARBAYO, A., VILLALOBOS, L. y LEON, L. (1984). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Estella. 2^a serie. *IGME*.
- RAMIREZ MERINO, J.I., OLIVE DAVO, A., VILLALOBOS, L. y SOLE, J., (1983). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Tolosa. 2^a serie *IGME*.
- RAT, P. (1959). Les Pays Crétacés Basco-cantabriques (Espagne). *Pub. Univ Dijon*. XVIII. 525 p.
- RAT, P. (1982). Factores condicionales en el Cretácico. *in litt in Cuad. Geol. Iberica*.
- RAT, P., AMIOT, M., FEUILLEE, P., FLOQUET, M., MATHEY, B., PASCAL, A., SALOMON, J., GARCIA MONDEJAR, J., PUJALTE, J., LAMOLDA, M., y RODRIGUEZ LAZARO, (1982). *Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Iberique*. Mem. Geol. Univ. Dijon. 191 pp.
- REITNER, J. (1982). Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atoven im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien). *N. Ib. Geol. Palaont. Abh* 165, 87-101.
- RIBA, O. (1954). El terciario continental de la Rioja Alta y de la Bureba *Ciepsa* (*Inédito*)
- (1956). La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. *Ciepsa* (*Inédito*).
- (1961). Sobre el Terciario de Treviño. *Ciepsa* (*Inédito*).
- (1964). Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del Valle del Ebro. *Ciepsa* (*Inédito*).
- (1976). Tectogenese et sedimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénées. *Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières* 2^e serie. Sect. I, n° 4, pp. 383-401.
- RIOS, J.M. (1952). El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al "flysch de bolas" Cenomaniense de la misma región. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España* n° 28, pp. 49-87 Madrid.

- RIOS, J.M. (1956). El sistema Cretáceo en los Pirineos de España. *Mem. Inst. Geol. Min de España*. t. 57, pp. 1-28.
- RIOS, J.M., ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1944-1946). Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España*. 13 (1944): 141-164; 14 (1945): 139-198; 16 (1946): 57-119.
- RODRIGUEZ LAZARO, J. y LAMOLDA, M. (1982). El Senoniense inferior del Valle de Losa (Burgos) y sus microfaunas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, nº 8, pp. 99-110.
- ROSSY, M. (1970). Les spilites prismés de la région de Frunitz (province de Biscaye, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 270, pp. 255-257.
- ROSSY, M. (1974a). Une série alcaline spilitique: l' exemple du volcanisme crétacé des provinces Basques d' Espagne. *2^e Reunion annuelle des Sciences de la Terre*, Nancy, pp. 334.
- ROSSY, M. (1974b). Origine des trachytes albitiques du volcanisme Crétacé de Guipuzcoa (Pays Basque Espagnol). *Bull. Soc. Geol. de France*, XVI, pp. 43-49.
- SAENZ, C. (1940). Notas acerca de la estratigrafía de la parte occidental del País Vasco y NE de la provincia de Burgos. *Las Ciencias*, 5, 53-67.
- SALOMON, J. (1982). Les formations continentales du bassin de Soria (Sierra de los Cameros) au Crétacé inférieur: relation entre tectonique et sedimentación. *Cuadernos de Geología Ibérica* nº 8 pp. 67-185.
- SALOMON, J. (1982). Les formations continentales du Jurassique supérieur Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaines cantabriques et Iberiques, *Mem. Univ. Dijon*, n° 66, pp. 221.
- SCHILLING, J.G. (1971). Sea floor evolution: rara-eart evidence. *Phil Trans. R. Soc. London*, 268, pp. 663-706.
- SOLER y JOSE R. (1971). Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental) *Bol. Geo. Min.* T. LXXXII, (V) pag. 406-428.
- SOLER y JOSE, R. (1971). El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental) los problemas postkiméricos. *Cuad. Geol. Iber.* t. 2, pp. 509-532. Madrid.
- SOLER, R. (1972a). Las series jurásicas y el "Purbeckiense-Neocomiense de Guernica". *Bol. Geol. Min.* 83, 221-230.
- SOLER, R. (1972b). El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental) *Bol. Geol. y Min.* 83, 582,591.
- SOLER, R., LOPEZ VILCHEZ, J. and RIAZA, C. (1981). Petroleum geology of the Bay of Biscay. *Petroleum Geology of the Continental shelf of NW Europe*. 474-482.
- SOULA, J.C., y BRESSIERE, G. (1980). Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine pyrenees. *J. Structures. Geol.*, 2 (1-2): 69-74.
- SOUQUET, P., y DEBROAS, E. (1980). Tectogenese et evolution des bassins de sedimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Mem. B.R.G.M.* n° 107, (Colloque C7, Geologie de la France, 26e C.G.I.) p. 213-233.

- STACKELBERG, V. (1960). Der diapir von Murguia (Nord Spanien). *Tesis Univ Bonn* (Inédito).
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. JR., THOMPSON, S. III (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part. 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C.E. Payton), 63-81. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 26.
- VILLALOBOS, L. (1971). Corte de Dos Hermanas y sección del Nacedero de Iribas. *Cuad. Geol. Iber.* t. 2, pp. 625-630. Madrid.
- VILLALOBOS, L., RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra. *Cuad. Geol. Iber.* t. 2, pp. 541-558. Madrid.
- VOORT, H.B. (1963). Zum flyschproblem in den westpyrenaen. *Geol. Rdsch.* 53. 220-233.
- WALGENWITZ, R. (1976). Etude petrologique des roches intrusives triasiques des ecailles du socle profond et gîtes de chlorite de la région d' Elizondo (Navarra Espagnole). *These de L' Universite de Besançon*, pp. 172.
- WIEDMANN, J. (1962). Contribution à la paléogéographie du Crétacé vascogotique et celtiberique septentrional (Espagne) in *Livre à la Memoire de prof. Fallot*. t. I, Mem S.G.F. p. 351-366.
- WIEDMANN, J. (1979). Itinéraire géologique à travers le Crétacé Moyen des chaînes vasco-gotiques et celtibériques (Espagne du nord). *Cuadernos de Geología Ibérica*. 5, 127-214.
- WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, T. y SCHEWENTKE, W. (1983). Plattenktonik, fazies und subsidenzgeschichte des basko-kantabrische kontinental randes während kreide und Alttertiar. *Zitteliana* 10, 207-244.
- WINKLER, H.G.R. (1978). Petrogenesis de rocas metamórficas, 345 pp. Ed Blume.
- WINNOCK, E. (1974). Le Bassin d' Aquitaine. In: J. Debèlmas (ed.). *Geologie de la France*. vol. I. Vieux massifs et grands bassins sedimentaires. Paris. 259-293.
- ZANETTIN, B. (1984). Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes* vol. 7, n° 4, pp. 19-20.