



IGME

64

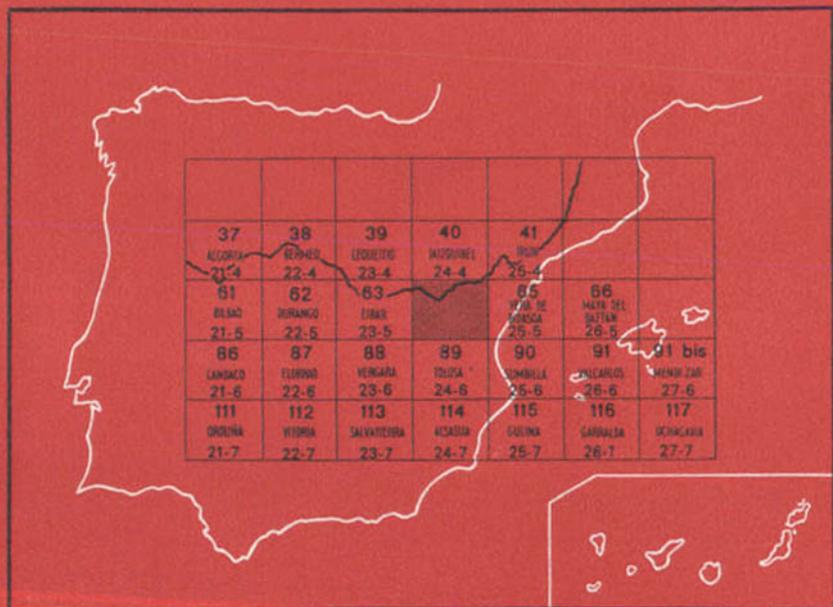
24-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAN SEBASTIAN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SAN SEBASTIAN

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA-DIPUTACION FORAL DE NAVARA, según normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: J. Campos y V. García-Dueñas (Dirección) (Universidad de Bilbao).

Memoria: J. Campos y V. García-Dueñas.

Paleontología: M. A. Lamolda (Universidad de Bilbao).

Sedimentología: M. C. Comas y V. Pujalte (Universidad de Bilbao).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 38.571 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de San Sebastián, n.º 24-05 del Mapa Geológico Nacional, a escala 1:50.000, comprende materiales que van desde el Paleozoico Superior hasta el Eoceno. Todos estos materiales dibujan en este área estructuras variadas, cuyos rasgos más sobresalientes, a escala regional, son la terminación occidental del Pirineo, con el soterramiento bajo la cobertera mesozoico-terciaria del zócalo hercínico, y las alineaciones estructurales congruentes con las direcciones del plegamiento cantábricas.

Se disponía ya, para esta región, de cartografía a escala 1:50.000, complementada con una descripción detallada de muchas de las formaciones aflorantes; recientemente, el I.G.M.E. ha publicado una Memoria extensa sobre la geología de la provincia de Guipúzcoa, completada con mapa geológico y cortes de detalle (JEREZ, ESNAOLA y RUBIO, 1971).

Con anterioridad a esta publicación, pueden citarse otras dos que contienen también cartografía detallada, al menos sobre una parte de nuestra Hoja. P. LAMARE (1936) es autor de un estudio geológico sobre un área muy extensa, que incluye aproximadamente la tercera parte más oriental de la Hoja, precisamente toda el área situada al E. de la línea Villabona-Astigarraga. Asimismo, P. RAT (1959) y como parte de su estudio sobre un área mucho más amplia, ha contribuido decisivamente al conocimiento de la mitad occidental.

Los restantes autores, que han publicado sobre la Hoja de San Sebastián, han concentrado su atención en los problemas estratigráficos, por lo que apenas existen estudios con cartografía detallada o que muestren preocupación por el esclarecimiento de la estructura.

Nuestra principal tarea, por tanto, ha sido la de coordinar los datos estratigráficos existentes, complementándolos con nuevos cortes, realizar una cartografía detallada y efectuar un estudio tectónico más preciso.

Agradecemos expresamente la colaboración de M. LAMOLDA y V. PUJALTE, de la Universidad de Bilbao, que han estudiado respectivamente la mayor parte de las faunas y las rocas sedimentarias recogidas. Su aportación ha sido valiosa y sus resultados imprescindibles para la redacción de esta Memoria. Nuestro agradecimiento se hace extensivo a ENADIMSA, en cuyos laboratorios se ha estudiado una parte de nuestras rocas sedimentarias y datado muchas de ellas por análisis de las microfácies; y a J. DEL VALLE, por su colaboración en la redacción del capítulo de Geología Económica.

1 ESTRATIGRAFIA

En este capítulo se sistematizan los principales términos que componen las series existentes, manteniéndonos dentro de los límites de brevedad impuestos por la extensión limitada de esta Memoria; sin embargo, la bibliografía sobre temas estratigráficos de la Hoja de San Sebastián es muy abundante y puede ampliar las consideraciones que aquí se hacen.

Efectuaremos la descripción de los diferentes materiales que componen la serie estratigráfica de conjunto, asociándolos según estén o no implicados en el ciclo hercínico.

Los materiales pérmicos, junto con los triásicos, se presentan como fosilizantes de la orogenia herciniana, ya peniplanizada. Por esta razón y por otras de comodidad en la exposición, se comentará la posible ausencia de Pérmico cuando se reseñen los términos del Triásico.

1.1 PALEOZOICO

Consituye el llamado Macizo de Cinco Villas, cuyo borde NO. se extiende por la extremidad SE. de la Hoja. El Paleozoico de Cinco Villas se presenta en este área incompleto y sólo afloran sus términos más altos. Las condiciones de observación no son buenas más que a lo largo de ciertos cortes privilegiados; la ausencia absoluta de fósiles característicos y la litología, muy uniforme a lo largo de centenares de metros, hacen imposible el configurar un mapa detallado de este importante afloramiento paleozoico.

Aunque tenemos la convicción de que en toda el área paleozoica sólo existen materiales carboníferos, reseñaremos en pocas palabras la naturaleza del Silúrico y Devónico, que se han reconocido en otros puntos del Macizo, concretamente en su vertiente Navarra.

El Silúrico, según P. LAMARE (1936), es de existencia incierta, y los autores más antiguos que él lo citan sin que concuerden sus observaciones. Mucho más al E., en el Valle del Baztán, ha sido citado por D. JUCH y D. SCHAFFER (1971); se trata de unos esquistos francamente metamórficos, que constituyen un «klippe», situado en el Alto de Anzábal, 1 km. al NE. de Maya de Baztán. Si la atribución de estos últimos autores es cierta, se puede asegurar que no hay Silúrico en la vertiente guipuzcoana del Macizo de Cinco Villas, ya que no se han encontrado tales esquistos.

El Devónico es también muy desarrollado en la parte oriental del Macizo, sin que aparezcan litologías idénticas al O. del Río Bidasoa. Sus series son relativamente heterogéneas, aunque contienen pizarras algo parecidas a las que en esta Hoja nosotros consideramos como carboníferas. En puntos situados al E. del Río Bidasoa y al SE. de Sumbilla, el Devónico es fosilífero y ha sido datado con certeza; los recientes trabajos de H. REQUADT (1971), entre Santesteban y Oronoz-Mugaire, son definitivos para el estudio del Devónico de Cinco Villas. Este devónico yace anormalmente sobre un carbonífero, y las diferencias litológicas de las sucesivas formaciones que lo constituyen, se pueden apreciar en el corte de la carretera particular del Señorío de Bertiz; en el corte de Bertiz, la representación de calizas y dolomías dentro del Devónico no es muy importante y predominan las grauwacas, las pizarras, niveles ferruginosos y algunas areniscas y cuarcitas.

Todos estos niveles, frecuentemente muy fosilíferos, no están presentes en el Paleozoico de San Sebastián, que, insistimos, debe atribuirse al Carbonífero, en su mayor parte.

1.1.1 Carbonífero ($D_{32}^3-H_2^B$)

Se compone principalmente de pizarras poco o nada metamórficas (arcillitas con esquistosidad marcada), cuarcitas, grauwacas y niveles de liditas. Los paquetes detríticos tienen a veces bancos de más de 1 m. y alternan con otros constituidos por granos de calibre más fino, tales como limolitas micáceas o arcillitas. En el muro de los bancos detríticos se observan raramente huellas de corriente y suele ser difícil precisar si hay o no gradación en el tamaño de grano dentro de ellos.

La formación completa, con una potencia posiblemente superior a los 2.000 m., tiene el carácter de una formación flysch; creemos que el Carbonífero de Cinco Villas representa una facies «culm», del Paleozoico alto. No se ha podido datar este probable flysch carbonífero porque sólo

en contadas ocasiones y en sitios dispersos se han observado restos muy mal conservados de plantas.

En muchos puntos del Macizo afloran intercalaciones de brechas y conglomerados con cantos cuarcíticos, cementados por lutitas muy oscuras. Es seguro que en toda la sucesión que atribuimos al Carbonífero se intercalan varios de esos niveles de conglomerados y brechas, todos ellos con dudosa continuidad lateral y un espesor que no sobrepasa para cada uno los 8-10 m.; adoptan, aunque es difícil asegurarlo definitivamente, la disposición en masas lenticulares que no suelen asomar a lo largo de más de 1 km. La estructura, complicada por la existencia de varias fases de pliegues sobreimpuestos, y las propias condiciones de los afloramientos, dificultan el trazado cartográfico continuo de los niveles de conglomerados. Sus cantos aparecen deformados, alargados en el plano de la esquistosidad, y los hay de dos orígenes: unos, bien redondeados y otros no, pero todos con un tamaño que se mantiene entre los tres milímetros y el centímetro, y con una composición de cuarzo lechoso, cuarcitas blancas, lilitas y pizarras. Los niveles de conglomerados y brechas se han nutrido a expensas de materiales carboníferos, aparte de otros seguramente más antiguos.

Los afloramientos más importantes de conglomerados, dentro de la Hoja de San Sebastián, son los situados en las inmediaciones del Monte Onyl, en el límite de las provincias de Guipúzcoa y Navarra. La disposición de los niveles de conglomerados, frecuentemente próximos al contacto con el Buntsandstein, parece sugerir que son más frecuentes hacia la parte alta de la sucesión carbonífera. Sin embargo, en áreas próximas, han aparecido algunos horizontes de conglomerados en términos basales de la serie.

También en situación relativamente baja se han localizado algunas hiladas de calizas negras, con piritita. Su continuidad lateral es muy problemática y sólo se recogen dos afloramientos en el mapa. Hasta ahora han resultado estériles y se nos muestran con estratificación regular, en lechos de 10 cm., entre los que se interponen niveles delgados pizarrosos casi negros. Las hiladas calizas más altas suelen hacerse más detríticas y llegan a alternar con los niveles detríticos comunes al flysch carbonífero. La potencia total del paquete de serie con intercalaciones calizas no supera en ningún caso los 50 m.

No es fácil precisar la edad de estas calizas, pero el problema merece ser considerado con cierta atención.

P. LAMARE (1936, p. 94) advierte que existen en el Carbonífero lenticiones diseminados de calizas, de tono azul oscuro o negro, con aspecto marmóreo una vez pulidas. Para él, a pesar de la ausencia de fauna, son atribuibles al Dinantiense, lo mismo que una parte, al menos, de la serie detrítica que las contiene. La propia serie de tipo culm en su totalidad

debe ser anterior al Estefaniense, datado desde hace muchos años por R. ZEILLER (1895), en un yacimiento hullero próximo a la frontera franco-española, del Macizo de la Rhune, que es la prolongación francesa del Macizo de Haya (Peñas de Haya); todo ello en la vertiente N. de Cinco Villas.

Por otra parte, C. HEDDEBAUT (1973) ha visitado algunos afloramientos de calizas, semejantes a las mencionadas anteriormente, situados en el Km. 8,2 de la carretera de Lesaca a Oyarzun. Tampoco ha podido recoger fauna, pero cree que esas calizas pueden representar, al O. del Bidasoa, las que él ha datado más al E., en el Collado de Esquisaroy, como del Devónico Terminal (Famaniense Superior).

Nuestras observaciones en la vecina Hoja de Vera de Bidasoa (25-05), y también al O. del Bidasoa, nos hacen suponer que en la extrema base del Carbonífero de Cinco Villas se llega probablemente a un Devónico Terminal, representado tal vez por las potentes calizas de Yanci y Aranaz, y eventualmente, por los más bajos de los lentejones calizos que, como intercalaciones, afloran inmediatamente por encima de las calizas de Aranaz. Parece posible que otras intercalaciones calizas más altas puedan situarse ya dentro del Carbonífero, aunque su facies se mantenga sensiblemente semejante a las atribuidas al Famaniense Superior. De cualquier forma todas estas conclusiones son provisionales hasta tanto no aparezcan faunas características.

Con todos estos datos pueden establecerse los límites más probables para la formación de pizarras y areniscas, con ritmitas, conglomerados e intercalaciones calizas, del Macizo de Cinco Villas.

Los términos más bajos, de los que afloran en la Hoja de San Sebastián y entre los que parecen situarse las calizas negras, deben pertenecer ya al Carbonífero, puesto que su posición parece indicar que se encuentra por encima de las calizas que más al E. podrían representar al Devónico Terminal. Los términos más altos son siempre inferiores al Buntsandstein, y hacia el NE., fuera de nuestra área, llegan a entrar por debajo de un Estefaniense datado. De esta manera, la totalidad de la formación que nos ocupa abarcará términos del Carbonífero Inferior, otros probablemente namurienses y quizás algunos westfalienses.

No hemos podido establecer una columna del Carbonífero de Cinco Villas. Desde luego faltan niveles guía para hacer siquiera una correlación litológica; pero además, la deformación sufrida por los materiales hace inútil todo intento. Pueden contarse hasta tres fases de plegamiento sucesivas, cada una con pliegues de estilo diferente, cuyos ejes no son paralelos; de las tres fases de deformación, la primera en el tiempo es de pliegues isoclinales, que tuvieron su plano axial horizontal. Es esta deformación la que impide establecer series estratigráficas tipo y evaluar correctamente las potencias. A pesar de todas las dificultades, se puede admitir que

el flysch carbonífero, incluidos sus niveles más bajos con intercalaciones calizas, mantiene una potencia estimada superior a los 1.500-1.800 m.

1.2 MESOZOICO

El Mesozoico queda bien delimitado en su base por el Trías con niveles característicos. La transición al Terciario se localiza dentro de una formación de litología y coloración típicas, que comprende el Maastrichtiense y el Daniense.

Las series mesozoicas ocupan la mayor parte del área estudiada y están bien representadas en muchos cortes. Es sobre todo, durante el Cretácico, cuando se alcanzan las mayores potencias en las series sedimentarias, porque, a pesar de contener algunos episodios regresivos, es durante este período cuando la cuenca mesozoica muestra un carácter subsidente más acentuado.

1.2.1 Triásico

Sus niveles basales, junto con los pérmicos, muchas veces indiferenciables, constituyen el conjunto de sedimentos depositados directamente sobre la penillanura postherciniana, a la que fosilizan.

Se atribuyen al Pérmico, en el Macizo de Cinco Villas, algunas formaciones azoicas rojas, que se confunden con el Trías Inferior, pero netamente discordantes sobre los materiales involucrados en la orogénesis 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 período, 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 Trías varias formaciones para las que carecemos de criterios definitivos a la hora de establecer su edad.

En el Trías de Cinco Villas se distinguen tres series principales, diferentes entre sí 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.

1.2.1.1 *Trias Inferior (T_{ci})*

El Trías Inferior (Buntsandstein) es detrítico en su mayor parte, con tamaño de grano decreciente, en general, desde los niveles basales hasta su cima.

Comienza muchas veces con una serie detrítica de color rojo vino, con tonalidades violáceas y otras veces verdes o blancas, entre la que se intercalan niveles de conglomerados con potencia y extensión lateral variable. Los bancos de conglomerados no sobrepasan casi nunca los 2 m. y sus cantos son esféricos o ligeramente aplanados y con tamaños medios comprendidos entre 3-15 cm.; todos los cantos, sin excepción, son de cuarcita y están trabados por una matriz limosa y areniscosa tal, que la roca resultante es resistente y bien sedimentada. Los cantos suelen presentar en superficie ligeros aplanamientos circulares de 0,5-2 cm²; P. LA-MARE (1936) creía que estas impresiones, localizadas en el contacto de un canto con sus convecinos, pueden ser de origen mecánico, por compresión de unos cantos con otros y removilización posterior de parte de la sílice que los constituye.

Los niveles de conglomerados se sitúan en la base o próximos a ella, y es notorio que en la orla NO. del Macizo de Cinco Villas afloran sólo localmente.

Entre los niveles de conglomerados, si es que existen, se intercalan areniscas gruesas más o menos micáceas con algunos cantos dispersos; están estratificadas en bancos de varios decímetros; las areniscas son también de coloraciones rojas, púrpuras o blancas y siempre presentan laminación cruzada de ángulo bajo, con la que muchas veces es difícil determinar la polaridad de la sucesión.

Por encima de los niveles basales de areniscas y conglomerados se sitúan unas areniscas bien estratificadas, de colores rojos intensos o blanquecinos y más micáceas que las precedentes. En ciertos casos, las micas blancas se concentran por niveles, facilitando el lajamiento de los bancos. Este tramo, francamente areniscoso, tiene una potencia de 100-120 m., potencia difícil de evaluar porque su diferenciación con los niveles basales no es neta, especialmente en aquellos puntos en que no afloran niveles de conglomerado.

Ya en la parte superior del tramo de areniscas micáceas comienzan a existir alternancias de granulometría más fina, correspondientes a bancos

de limos rojos, muy ricos en mica y con una cierta proporción de arcillas.

La sucesión del Trías Inferior culmina en un paquete de potencia variable de argilitas, considerado este término en sentido amplio. Son de colores varios, predominantemente rojos, y en ocasiones verdes y amarillentos; el espesor es de unos 80-100 m. La transición de las argilitas a los términos inferiores, areniscosos y limosos, se hace gradualmente, con lo que se observa una zona en la cual alternan niveles de una y otra litología; a la vez, la litología de cada banco se va haciendo hacia arriba progresivamente más arcillosa.

Cuando faltan las calizas y niveles calcáreos del Trías Medio, cosa común, las arcillas del Trías Superior contactan con las del Keuper y se confunden con ellas, pues son semejantes en composición y coloración. En estos casos el trazado de los contactos es siempre dudoso.

1.2.1.2 *Trías Medio* (T₀₂)

El Trías Medio es de naturaleza calcárea y muy discontinuo, y así se manifiesta en su falta de afloramientos. El único que existe dentro de la Hoja, está 2,5 km. al ESE. de Villabona; en ningún otro punto existen materiales semejantes o que por su posición puedan atribuirse claramente al Muschelkalk.

En el sector de Villabona existe una sucesión con los siguientes horizontes, aparentemente de más antiguo a más moderno.

- Dolomías masivas, grises oscuras, con menos de 5 m.
- Calizas algo dolomitizadas en bancos de 10-15 cm. Con ellas alternan niveles de calizas más arcillosas; potencia total, 17-25 m.
- Calizas nodulosas de tonalidades rosadas, con niveles ricos en fragmentos de lamelibranquios y equinodermos: potencia, 5-6 m.
- Calizas muy margosas y margocalizas grises, algo apizarradas; potencia, 8-10 m.
- Calizas claras, de color crema en estratos de 20 cm.; potencia total, 10-15 m.

Justamente muestras de calizas nodulosas rosadas contienen una microfauna frecuente en el Muschelkalk, con *Nodosaria cf. ralbltana*.

1.2.1.3 *Trías Superior* (T₀₃)

La existencia de Keuper parece innegable a la vista de las facies que presentan los términos más altos del Trías. Desde luego no disponemos de restos fósiles para efectuar la datación.

La alternancia habitual y repetida de arcillas abigarradas, con niveles limosos micáceos y otros detríticos, de grano algo más grueso, todos ellos

con colores desde el rojo intenso al verde ocre, proporciona una sucesión inconfundible.

En el borde NO. del Macizo de Cinco Villas, el Keuper pierde los tonos irisados, sobre todo en su parte baja, y se hace más rojo y más detrítico. Como en todo ese borde faltan las calizas del Muschelkalk, es difícil diferenciar el Trías Superior de los niveles terminales del Buntsandstein.

El problema se resuelve en los sitios en que el Keuper contiene yesos, cristales de cuarzo, etc., pero estos minerales no son abundantes en los afloramientos que rodean por el N. y O. al macizo paleozoico.

En los restantes afloramientos, la mayor parte de ellos diapíricos, el Keuper es más arcilloso, rico en niveles de yeso y anhidrita, y con cristales de cuarzo milimétricos rojos, blancos o ahumados. No afloran en superficie los niveles salinos (evaporitas) ricos en cloruros, que deben haber desaparecido por disolución y que ciertamente existen en el Keuper.

Otra característica del Trías Superior es la de contener masas de ofita englobadas entre las arcillas irisadas y salíferas; muchas de estas masas, las de mayor volumen, figuran en el mapa. Sus contactos con los materiales plásticos que las envuelven son ahora tectónicos y no se aprecia la disposición original de tales masas respecto a la estratificación. En el momento de encajarse y antes de que el Trías Superior sufriera deformaciones importantes adoptarían una disposición en lacolitos. En el capítulo de Petrología se describen los componentes mineralógicos de algunas muestras tomadas de estas rocas ígneas.

1.2.2 Jurásico (J)

Es a partir del Liásico cuando varía su naturaleza según los cortes. Los términos del Liás Inferior, símbolo J_1^1 , se han distinguido siempre que están presentes, excepto en el afloramiento jurásico entre Hernani y Andoaín, en donde las dolomías y calizas del Liás Inferior no tienen un trazado continuo. Para este caso, y también en aquellos afloramientos en que, por su reducida superficie, no puede hacerse gráficamente la diferenciación, se ha utilizado el símbolo de Jurásico Indiferenciado (J_{1-31}^{1-0}).

En el sector de Alquiza y Monte Gamuza, al E. de Villabona y al S. de Aya, se ha diferenciado, por encima del Liás Inferior, una serie caliza y margocaliza, coronada por un paquete calizo, que comprende desde el Liás Medio hasta quizá una parte del Oxfordiense; en el mapa se recoge bajo el símbolo J_{1-31}^{2-0} .

Entre Astigarraga y Oyarzun se han localizado varios yacimientos de Ammonites que han permitido diferenciar: Liásico Inferior (J_1^1), el Liásico Medio (J_1^2), y el Liásico Superior (J_1^3).

En función de la variabilidad litológica de las series jurásicas, nos parece aconsejable hacer su descripción a partir de los datos obtenidos en cada uno de los cortes o sectores en que se puede precisar una serie característica.

La *serie del Monte Gamuza* puede ser reconstruida en el corte del camino que sube desde el Alto de Andazarrate. Se comienza, a partir del Keuper, por unas dolomías brechoides y calizo-dolomías, coronadas por calizas grises (micritas), con laminación algo acentuada (calizas «rubanéés», de RAT, 1959); potencia, 100-120 m. Por encima se sitúan unas calizas arcillosas grises azuladas (micritas arcillosas, con materia orgánica y óxidos de hierro); potencia, 200 m. Como tramo más alto, una alternancia de calizas arcillosas (intrabiomicritas arcillosas) y argilitas calcáreas grises; potencia, 50 m.

Una serie equivalente puede estudiarse al O. de *Alquiza*. Aquí las calizo-dolomías basales (50 m.) están seguidas por 60 m. con calizas y calizas arcillosas grises con finas laminaciones. Por encima aparecen, con desarrollo algo mayor (260 m.), las calizas arcillosas, que son coronadas por 35 m. de estratos gruesos de calizas micriticas recristalizadas (dismicritas), que dan un resalte característico.

Se repite la sucesión a lo largo del frente de la escama de Pagoeta, aunque localmente con alguna modificación. En el camino de Aya al Monte Pagoeta, por ejemplo, la única diferencia digna de notarse es la aparición de una intercalación más caliza hacia la parte media del tramo de calizas arcillosas grises azuladas.

Para la datación de estas series no hay criterios paleontológicos definitivos: se estima la edad del tramo inferior como Lías Inferior (Hettangiense y Sinemuriense) por comparación con las series bien datadas de Astigarraga y Oyarzun, que describiremos más adelante.

El techo debe situarse hacia el Oxfordiense Inferior, porque en los niveles calizos más altos de la serie, que preceden a la aparición de la facies Weald, se ha recogido, algo al NO. de Aduna, una asociación de Ammonites probablemente de esa edad (*Sublunuloceras* sp., *Perisphinctinae* y *Taramellloceras* sp.). Otro Ammonites (*Subgrossuvria* sp.) encontrado en los niveles terminales del mismo tramo, y unos 2 km. al O. de Asteasu, puntualiza la existencia de Calloviense Medio.

En la parte alta del Jurásico del sinclinal de Uzturre, al NE. de Tolosa, P. LAMARE (1936) encontró las mismas calizas que coronan al Jurásico y las atribuyó al Lusitaniense.

En nuestra opinión, el Jurásico de la escama de Pagoeta comprende un Lías Inferior, en su tramo basal dolomítico y calizo, y a partir de él, términos probablemente desde el Lías Medio hasta el Oxfordiense Inferior o el Calloviense Superior.

Los cortes realizados entre Astigarraga y Oyarzun dejan ver un Lías

bastante completo y, directamente sobre él, según los puntos, descansa el Aptiense o el Albiense. Esto introduce la doble posibilidad de que los términos marinos del Dogger no se hayan llegado a depositar o han sido barridos con anterioridad al Aptiense y/o Albiense.

El Lías entre Oyarzun y Astigarraga posee los siguientes tramos, perfectamente diferenciables por su litología y dados por Ammonites:

a) Lías Inferior (J_1^1).—Comienza con un paquete de dolomías y calizo-dolomías brechoides de estructura vacuolar (carniolas), en algunos puntos. La parte inferior del paquete suele contener verdaderas carniolas. Su potencia es reducida y no rebasa generalmente la decena de metros.

Por encima se sitúan unas calizas y margocalizas negras, bituminosas, lajeadas (10 m.). Estos términos, que, no sólo en este sector, sino en toda la Hoja de San Sebastián no han dado fauna, son de facies semejantes a los existentes en otros puntos de la Cordillera Cantábrica, en los que han sido recogidas faunas que permiten datar el Hettangiense Inferior (CIRY, 1940, menciona el hallazgo de *Isosyprina germari* al S. de Aguilar de Campoo). El nivel no es constante ni siquiera dentro de la Hoja de San Sebastián; existe en el afloramiento jurásico de Santiagomendi, al SE. de Astigarraga, pero lo más frecuente es que falte.

Por encima aparecen unas calizo-dolomías brechoides, con una potencia aproximada de 50 m. coronadas por calizas (pelmicritas) bien estratificadas en bancos gruesos y, en ocasiones, con un bandeado fino (calizas «rubanéas»), de unos 50 m. J. RAMIREZ DEL POZO (1971) atribuye a este nivel, muy constante en toda la cuenca, una edad Sinemuriense Inferior y Medio.

b) Lías Medio (J_1^2).—Sobre las calizas bandeadas, probablemente Sinemurienses, descansa una serie alternante de calizas y margocalizas, de color azul en fractura fresca, con nódulos ferruginosos y, a veces, pirita cristalizada. Las margocalizas se rompen con facilidad mostrando una estructura hojosa y la fractura algo concoide; contienen una fauna abundante y casi siempre deformada, consistente en Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranquios y Ammonites.

En el mismo Santiagomendi se han recogido, en los niveles altos próximos a la cima del monte, bastantes fragmentos de Ammonites (entre otros: *Fucinieras* sp., *Arietieras* sp., forma asimilable a *Ar. algovianum*, OPPEL in FUCINI); precisan un Domerlense Medio-Superior.

Existe otro yacimiento en la carretera de Astigarraga a Oyarzun (kilómetro 13,5), ya en el camino que desde aquí sube al Alto Celacho; se han encontrado *Phylloceratidos*, pertenecientes al grupo de *Rhacophyllites liberatus* (GEMM.), que deben ser Domerlense.

Estos mismos términos llegan a aparecer en afloramientos recogidos en el mapa como Jurásico Indiferenciado. Concretamente se han localizado en

algunas de las escamas situadas junto al frente de la falla inversa de Ereñozu, que limita al Macizo de Cinco Villas. En el Jurásico de la escama de Cuevas de Aizbitarte, situado 4,5 km. al ESE. de Astigarraga y 4,5 km. al SO. de Oyarzun, se ven niveles que pueden representar la base del Lías Medio; contienen una fauna del Sinemuriense Superior o Pliensbaquiense Basal (*Uptonia?* sp. gr. *dayiceroides*, MOUTERDE, y *Angulaticeras?* sp.).

Las calizas y margocalizas piritosas azules contienen, por tanto, términos desde el Sinemuriense Terminal o el Pliensbaquiense hasta el Dome-riense Medio-Superior.

c) Lías Superior (J_1^3).—Todavía por encima de los niveles precedentes existen margas limosas micáceas, amarillas, con nódulos ferruginosos y abundante fauna. Se ven Lamelibranchios, Braquiópodos y Ammonites; en dos afloramientos hemos conseguido faunas determinativas del Toarciense. En la carretera de Astigarraga a Oyarzun, 500 m. antes de Ugaldecho y en el mismo talud, se ha recogido una fauna con *Dactylioceras* sp., *Dact. peloritanum*, FUCINI, etc., del Toarciense Inferior, y en el barrio Iturrioz, de Oyarzun, 300 m. al S. de la carretera de Rentería a Alcívar, afloran las mismas margas limosas con Ammonites que nos permiten constatar la existencia del Toarciense Inferior (*Nodicoeloceras* sp.), y Toarciense Superior alto [*Pleydellia aalensis* (ZIETEN)].

En algunos yacimientos de Jurásico Indiferenciado, al NE. de Aduna y en el barrio La Florida de Hernani, existe también un Toarciense Medio, datable con *Hildoceras bifrons* (BRUG), aunque la totalidad del tramo más alto del Lías Superior no se ha diferenciado cartográficamente.

No puede asegurarse la existencia de materiales del Malm en toda la extensión cubierta por la Hoja de San Sebastián. Es posible que una parte de él esté incorporada en el mapa a las facies Weald; en este caso el «Weald» (1) comprendería un Jurásico Terminal junto con el Cretácico Inferior.

1.2.3 Cretácico

De las consideraciones que acabamos de hacer se deduce que su límite inferior es impreciso. En cuanto al límite superior, transición Maastrichtiense-Daniense, queda englobado en una formación de calizas y calizas margosas, de colores rojos y asalmonados.

El Cretácico coincide con el máximo desarrollo en las series sedimentarias, que para este sistema llegan a alcanzar los 4.000 m. de espesor.

(1) Investigaciones efectuadas por V. PUJALTE, después de la redacción de esta Memoria, concluyen la falta de semejanza entre las formaciones que consideramos como Facies Weald y el «Weald» definido en Inglaterra, por lo que se impone una revisión del término.

1.2.3.1 *Cretácico Inferior y Jurásico Terminal (Facies Weald) (G_w)*

Tienen relativamente poca potencia y su extensión lateral es dudosa, ya que falta por completo en la parte N. de la Hoja, en donde Aptiense e incluso Albiense reposan directamente sobre Jurásico Medio.

En los alrededores de Aduna y Cizurquil comienza la sucesión del «Weald» por unas calizas arenosas, con intensa coloración amarilla en superficie, debida a descalcificación. Siguen por encima calizas arenosas negras (calizas de Sérpulas), con espesor aproximado de 5-10 m., que se continúan con un paquete detrítico de areniscas calcáreas, a veces micáceas, con intercalaciones de arcillas rojas y limos, con nódulos ferruginosos. En total, el «Weald» no alcanza en este corte ni los 100 m. de potencia.

Más al S., en el Monte Uzturre, P. RAT (1959) describe una sucesión wealdica con: calizas arenosas negras fétidas, a menudo micáceas y piritosas (100-150 m.); calizas cristalinas masivas, grises claras, a veces arenosas y con restos de Equinodermos (150 m.); calizas negras o grises en bancos delgados (100 m.) y calizas fétidas, asociadas a calizas más rojas y dolomíticas (50 m.). Este corte contrasta con el anterior, fundamentalmente por sus potencias mucho mayores.

1.2.3.2 *Aptiense (C₁₅)*

La mayor parte de los materiales aptienses pertenecen a lo que P. RAT (1959) llamó, para la Zona Cantábrica, Complejo Urganiano. Este complejo está formado por rocas heterogéneas, «desde calizas puras hasta arenas perfectamente silíceas», en las que se asocian los aportes terrígenos con rocas formadas a expensas de componentes del propio medio sedimentario.

Esta serie, de sedimentos variados, no tiene una edad fija y constante en todos sus afloramientos; en realidad, su edad no corresponde exactamente con los límites del Aptiense. En la base comprende niveles probablemente neocomienses; por otra parte, las faunas de estos niveles no permiten la distinción precisa entre Neocomiense, Barremiense y Aptiense. Tampoco existe un nivel litológico, más o menos isócrono que permita alguna diferenciación cartográfica.

P. RAT añade que es igualmente difícil separar el Aptiense del Albiense, porque faltan referencias paleontológicas y litológicas. A este respecto, podemos precisar que han aparecido faunas que señalan con claridad el tránsito Aptiense-Albiense, el cual, así se ha comprobado, no coincide con un nivel litológico determinado.

En el corte efectuado al NNO. de Aduna se ha localizado exactamente un Aptiense Terminal; allí, el paquete calizo más alto del Complejo Urganiano tiene una fauna con *Simplorbitolina manasi*, Ciry y RAT, *Simpl. conulus*, SCHROEDER, junto con algas coralinas y solenoporáceas, que marcan el Aptiense Superior y la transición Aptiense-Albiense.

Dada la heterogeneidad litológica del Complejo Urgoniano, según los cortes, lo describiremos a partir de las observaciones dispersas efectuadas en toda la Hoja, analizando, en cada caso, la naturaleza de los cambios de facies más notables.

Todo el paquete urgoniano se presenta, en suma, como una serie monótona de limolitas y limolitas arenosas, que alternan con lechos de granulometría más grosera, mientras que, a diferentes niveles, se intercalan otros de calizas zoógenas, calizas biostrómicadas, y, eventualmente, areniscas micáceas amarillas. La continuidad lateral de cada una de las intercalaciones es muy variable de unos cortes a otros, esto ocurre con la barra caliza biohermal que corona la sucesión y en la que se localiza la transición Aptiense-Albiense.

La sucesión de limolitas y limolitas arenosas alterna con areniscas cuarzosas con algo de contenido en matriz (subgrauwacas). En ocasiones pueden existir también niveles calizos con laminación paralela fina. Las limolitas son de colores oscuros y algunos de sus niveles son muy ricos en Orbitolinas.

Un corte completo del Aptiense deja ver varios paquetes de limolitas y limolitas arenosas, dependiendo su número del de intercalaciones calizas con que alternen. No obstante, se repite el hecho de que el Urgoniano comience con algunos niveles de esa litología, aunque tengan en algunos casos un desarrollo tan reducido que es imposible su cartografía. Este paquete basal, muchas veces extremadamente delgado, ha sido denominado «Esquistos con Parahoplites» (RAT, 1959), ya que tiene algunos Ammonites de ese género (*Parahoplites* cf. *deshayesi*, y otros), además de Lamelibranquios.

Las calizas recifales tienen la misma litología, sea cual sea la altura de la serie a que se sitúen. Son masivas, zoógenas, frecuentemente con grandes Rudistas y con otros lamelibranquios. Litológicamente corresponde a biolitos de Rudistas, biodismicritas o dismicritas. Adoptan la disposición de barras continuas o de grandes masas lenticulares sin estratificación aparente y con desarrollos muy variables. Las calizas son de color gris, pero a veces viran a rosado; siempre tienen un porcentaje elevado de carbonato cálcico.

Otros de los niveles intercalados en el Complejo Urgoniano son calizos, de potencia grande y reducida continuidad lateral, con una composición de biomicruditas con intraclastos o intrabiomicritas recristalizadas. Se trata de calizas con fósiles, sobre todo lamelibranquios y grandes Orbitolinas, formadas a expensas de las calizas biohermales que acabamos de describir, por deslizamientos y derrumbamientos submarinos de los bordes de los arrecifes del mar aptiense; son, por tanto, biostrómicadas y suelen estar bien estratificadas en bancos gruesos. Sus cambios de facies laterales no son tan nítidos como en el caso de las calizas biohermales, evolucionando la

composición gradualmente hasta dar una alternancia de calizas y limolitas o areniscas, en la que progresivamente disminuye la proporción de calizas.

El corte situado al norte de Aduna muestra una potente intercalación de areniscas (sublitarenitas) y microbrechas silíceas con buen desarrollo. Tienen coloración amarilla y apenas si se nota su estratificación; son frecuentes los nódulos ferruginosos. Esta potente intercalación detrítica se halla inmediatamente por debajo del paquete calizo que corona en todas partes al Complejo Urganiano; lo llamativo es que esta intercalación no aparezca en ningún otro punto.

La potencia del Aptiense es variable de unas áreas a otras, dentro de la Hoja de San Sebastián. En las proximidades del Macizo de Cinco Villas es reducida, quedando todo el Complejo representado por algunos niveles de calizas biostrómicadas (pararrecifales) que no llegan a los 100 m. de espesor. Sobre estas calizas están ya los términos atribuibles al Albiense. En otros casos, el Albiense descansa directamente sobre materiales jurásicos o triásicos, faltando completamente el Complejo Urganiano.

Respecto a los límites cronoestratigráficos del techo y muro del Complejo, insistimos en su variabilidad. El límite inferior puede llegar hasta el Neocomiense y la transición al Albiense, que en el corte de Aduna aparece en los niveles calizos más altos del paquete calizo terminal, más al O., en el sector de los montes Gazuma y Pagoeta, puede quedar incluida en las calizas terminales, pero no muy por debajo de su límite superior.

1.2.3.3 *Albiense* (C₁₆)

Se atribuye la edad albiense a una serie detrítica formada por limos, areniscas, argilitas y conglomerados, prácticamente azoica y situada entre el Complejo Urganiano, y los materiales datados del Cretácico vertical de esta serie a partir de dataciones efectuadas en los niveles supra e infra-cenales.

La serie, considerada la cuenca en su totalidad, es de carácter regresivo, pero localmente adopta una disposición más propia de transgresiones y regresiones no generalizadas, sobre bloques primeramente levantados, y en consecuencia erosionados, y posteriormente subsidentes.

Reseñaremos ahora las facies que, más o menos uniformemente, caracterizan a los principales sectores.

a) Albiense periférico del Macizo de Cinco Villas (C₁₆): Una serie representativa se ha establecido al ENE. de Oyarzun, si bien las observaciones más precisas se obtienen 1 km. al E. del límite de la Hoja.

Aquí es muy manifiesto el carácter transgresivo del Albiense, que llega a reposar sin discriminación sobre cualquiera de los términos más antiguos, incluso paleozoicos.

La sucesión se inicia con un nivel de limos y arcillas de colores amari-

llos o rojizos, que se confunden en los afloramientos pequeños con el Keuper; como carácter diferencial del Triásico, diremos que contiene lechos finos de arcilla carbonosos.

Se prosigue con unas secuencias rítmicas, en las que se repiten conglomerados de cantos cuarcíticos, con tamaños de hasta 15 cm. (el tamaño medio del canto es menor), y areniscas, cuyo calibre de grano disminuye de abajo a arriba, hasta pasar a limos y lutitas con niveles de carbón, en la parte alta. El espesor del tramo inferior rítmico es variable, pues llega incluso a faltar o quedar representado solamente por un nivel basal de conglomerados.

Sobre el tramo inferior comienza una serie de areniscas masivas, con ocasionales intercalaciones delgadas de conglomerados. También en estas areniscas disminuye su tamaño de grano de abajo a arriba, hasta quedar sustituidas por limos arenosos; las areniscas de grano más grueso, de la parte baja del tramo, presentan una cierta disposición laminar. En conjunto, estos niveles contienen alrededor de un 90 por 100 de cuarzo y un 10 por 100 de fragmentos rocosos (principalmente «chert» y cuarcitas).

b) Albiense del sinclinal del Andatza: Es una serie con más de 1.000 metros de potencia, ubicada más al interior de la cuenca albiense. Por esta razón las facies son de grano más fino, aunque persiste la naturaleza predominantemente detrítica, si bien con un incremento en la proporción de cemento de precipitación química.

Inmediatamente al NO. de la línea Aduna-Hernani, la serie comienza con términos detríticos en los que se dan alternancias de areniscas y limos con arcillas y delgados niveles carbonosos; se representan en el mapa con el símbolo C_{18}^5 . Su color es amarillo fuerte y presentan frecuentes concreciones ferruginosas.

Las areniscas que constituyen la sucesión son de grano fino, con un contenido de alrededor del 50 por 100 de cuarzo y un cemento calcáreo. Las limolitas tienen laminación paralela, que resalta con gran nitidez por la existencia de finísimas acumulaciones ferruginosas; en ocasiones se ha reconocido laminación cruzada.

Este primer paquete de la serie que tratamos tiene un espesor muy variable entre 50-200 m.

Por encima se sitúa un paquete potente y monótono (C_{18}^6) en el que alternan repetidas veces limos y margas apizarradas con areniscas. Los primeros metros de este gran paquete son limosos, estratificados en bancos de hasta 0,5 m., con intercalaciones arcillosas delgadas; los limos son de color gris oscuro, casi negros, con abundantes laminillas de mica dispuestas en láminas paralelas, que confieren al material una hojiosidad incipiente; el tamaño de grano de algunos bancos sobrepasa el límite de limo y se han clasificado como areniscas de grano fino; el cemento es calcáreo. Salvo

en estos primeros metros, el conjunto de paquete se caracteriza por la alternancia reiterada de horizontes limosos y arcillosos de poco espesor; este modo de presentarse le confiere la apariencia de un flysch, y como tal ha sido considerado tradicionalmente por los autores que habían trabajado en esta región. Sin embargo, conviene notar la ausencia de niveles claramente turbidíticos. La potencia del Albiense con apariencia de flysch es superior a los 500 m.

La sucesión termina con areniscas y conglomerados (C_{16}^c). Las areniscas, en bancos de 1 m., son de grano grueso, cuarzosas o cuarcíticas y con matriz limosa y arcillosa; presentan colores amarillos y rojizos. Suelen estar interestratificadas con delgados niveles de limos y arcillas carbonosas; de vez en cuando se reconoce algún banco conglomerático, con cantos generalmente cuarcíticos y algunos de areniscas y limolitas micáceas amarillas; son cantos poco redondeados y su tamaño no suele exceder de 5 cm., con una matriz sobre todo limosa y arenosa, y una estratificación grosera en bancos de hasta 2 m. Los conglomerados se distribuyen como cuerpos lenticulares dentro del conjunto detrítico más fino, que en su totalidad alcanza los 300 m. de espesor.

c) Albiense de la escama de Pagoeta: Situado en la extremidad SO. de la Hoja, comprende dos afloramientos en los que la serie Albiense se superpone al Complejo Urganiano de los montes Hernio y Pagoeta. Las facies, aunque detríticas, son menos gruesas que las del Albiense de Aduna-Hernani; únicamente presenta alternancias de limos calcáreos y pizarras, con alguna intercalación de calizas arcillosas bien estratificadas en lechos de poco espesor. Como ya quedó indicado al tratar del Aptiense, el inicio del Albiense en monte Gazuma (escama de Pagoeta), podría quedar incluido en las calizas recifales con las que culmina el Complejo Urganiano.

1.2.3.4 *Cretácico Superior (Cenomaniense-Campaniense) (C₂₁₋₂₅)*

El Cretácico Superior se puede dividir en dos tramos de desarrollo muy desigual y de litología fácilmente distinguible. El inferior, con facies de flysch, comprende materiales desde el Cenomaniense al Campaniense, mientras que el superior, calizo y margocalizo, es de edad Maastrichtiense; este tramo superior incluye en su parte alta la transición Maastrichtiense-Paleoceno Inferior y su base se sitúa aproximadamente en el límite Campaniense-Maastrichtiense. De esta forma el tramo superior diferenciado en cartografía contiene en su poca potencia representación del Maastrichtiense y del Daniense, ambos datados, como más adelante se hará constar; no se ha encontrado, sin embargo, ninguna microfauna que marque la transición del Cretácico al Paleoceno.

En este epígrafe nos ocuparemos especialmente de la sucesión del Cre-

tácico Superior, excluido el Maastrichtiense, el cual se asocia litológicamente al Daniense. En epígrafe aparte se trata el Maastrichtiense-Daniense.

El Cretácico Superior de facies flysch corresponde a una potente serie de hasta 1.500 m., en la que uniformemente se repiten alternancias de calizas (micritas, biomicritas, biosparitas arenosas y dismicritas), margas, lutitas calcáreas y areniscas, siempre bien estratificadas en niveles que en ocasiones superan los 30 cm. de espesor.

Hacia el NE., entre Fagollaga y Oyarzun, la parte baja del Cretácico Superior se presenta con una facies de pizarras calcáreas grises brillantes en superficie y bien estratificadas, facies exclusiva de ese sector. En los afloramientos más nororientales en que se presenta dicha facies, especialmente el de Alzacogaña, 2 km. al sur de Oyarzun, la serie se hace más arcillosa que al SO. y contiene cantos diseminados de forma muy aplanada y de un tamaño centimétrico, de pizarras carboníferas.

Esta misma facies arcillosa, representada en cartografía con el símbolo C_{21-25}^a , se extiende a un paquete de más de 200 m., en aquellos puntos en que se presenta con mayor desarrollo. La potencia disminuye hacia el O. y hacia el S. y simultáneamente la facies evoluciona, haciéndose menos arcillosa y más carbonatada, sobre todo en su parte alta; por eso, al O. del Urumea, ni siquiera se han diferenciado en el mapa las facies arcillosas de la parte baja del Cretácico Superior. Efectivamente, en el mismo domo de Fagollaga se tiene un buen ejemplo de la importante reducción de la serie arcillosa que acabamos de mencionar.

En el flanco N. del Domo (carretera de Hernani a Fagollaga) apenas si afloran unos 100-120 m. de los términos basales (1), representados por margas, que soportan niveles de calizas micriticas alternantes con margas y en estratos de unos 20 cm.; en el corte existen buenos ejemplos de «slumping», que ilustran sobre la inestabilidad de la cuenca cretácica.

En los estratos más altos de esos 100-120 m., ha aparecido una fauna que, como más antiguo, es Turoniense, con *Globotruncana aff. linneiana* [D'ORB.].

Por encima, la serie se hace progresivamente detritica, las calizas algo arenosas y aumenta la proporción de margas; a la vez, el grosor de los estratos calizos va decreciendo. En estos niveles existen frecuentes episodios turbidíticos con estratificación gradada, laminación disturbada («convoluted beds») y laminación paralela; existen también huellas de corriente en el muro de los estratos turbidíticos. En estos niveles, unos 200 m. por encima del límite inferior del Cretácico Superior, han aparecido especies que precisan una edad Santoniense (*Globotruncana aff. austinensis*, GANDOLFI).

(1) La potencia no puede apreciarse con exactitud, porque hacia el O. la sucesión, invertida en el corte, parece que se lamina.

En el flanco S. del domo de Fagollaga se inicia también el Cretácico Superior con una serie pizarrosa calcárea, con margas y calizas micríticas, semejantes a las del flanco N. En los primeros 50 m. se sitúan faunas del Cenomaniense Superior, con *Rotalipora appenninica* (RENZ) y *Rot. greenhormensis* (MORROW); Turoniense, con *Marginotruncana helvética* (BOLLI), y Santoniense, con *Marginotruncana coronata* (BOLLI) y *Marg. marginata* (REUSS).

A partir de la formación basal, y tanto al N. como al S. de Fagollaga, el Cretácico Superior toma el carácter de flysch, y así prosigue con notable uniformidad, si bien se incrementa hacia la parte alta la proporción de episodios detríticos y turbidíticos.

Fuera del sector de Fagollaga-Oyarzun no se ha encontrado el paquete basal, de manera que a lo largo de todo el Cretácico Superior se mantienen las facies flysch, idénticas a las descritas en el corte de Fagollaga. Si alguna variación se puede resaltar es la probable oscilación de la potencia, que desde unos 1.300 m., como mínimo, en el corte de Orio-Usurbil, pasa a algo más de 500 m. en los alrededores de Martutene (JEREZ, ESNAOLA y RUBIO, 1971).

Junto a Usurbil (Corte de Orio-Usurbil), siguiendo la carretera de Bilbao a San Sebastián, hemos encontrado faunas que datan el Campaniense, sólo algunos metros por encima de los niveles que P. FEUILLÉE (1967) data como Coniaciense. Estos mismos niveles nos han resultado estériles, pero un poco más arriba, en la serie hemos localizado el Campaniense Inferior, con *Globotruncana trinidadensis*, GANDOLFI; *Gl. rosetta*, CARSEY, y *Gyroïdina nitida* (REUSS).

El Campaniense Inferior parece prolongarse por lo menos 500 m. y suele ser bastante fosilífero; aunque proporciona en sus microfaunas algunas formas del Campaniense Superior, no aparecen formas de transición a *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), muy extendidas en los niveles más altos.

Los 700 m. finales del Flysch senoniense quedan incluidos en el Campaniense Superior, con *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) y *Gl. gaudkoffi*, MARTIN, entre otras muchas. Las muestras recogidas en el Campaniense Superior han resultado bastante fosilíferas y casi siempre dan asociaciones que permiten una datación precisa.

Como resumen del Cretácico Superior se puede decir que sus términos más bajos (100-150 m.) son de edades comprendidas entre el Cenomaniense Inferior y el Santoniense Superior, mientras que el Coniaciense abarca más de 1.200 m., en los cortes en que se presenta más desarrollado. Esta desproporcionada distribución de potencias a lo largo del Cretácico Superior ya había sido señalada anteriormente (FEUILLÉE, 1967; RAMIREZ DEL POZO, 1971). Sin embargo, no siempre la potencia total del Cretácico Superior es tan grande como entre Orio y Usurbil, y más al O., al E. de San Sebastián, el espesor de las mismas series es muchísimo menor.

1.2.3.5 *Maastrichtiense-Daniense* (C₂₆-T₁₁^A)

El Maastrichtiense representa un cambio notable en la litología, como se ha dicho. En pocos puntos se ha tropezado con la transición Campaniense-Maastrichtiense, y aun en ellos, sin absoluta certeza.

En la mitad oriental de la Hoja, la nueva litología se manifiesta por la sedimentación de unos niveles calizos y calizo-margosos con un espesor de 75 m., aproximadamente. La parte superior, más caliza, comprende unos 25 m. de micritas algo arcillosas y biomicritas bien estratificadas, con colores vivos rosa salmón y rojo; localmente se acentúa el contenido en arcillas. Los 50 m. inferiores, hasta completar la potencia total, son más arcillosos, con términos tales como argilitas calcáreas y otros todavía calizos (calizas muy arcillosas), de tonos rosados hacia arriba y grises en los horizontes más bajos.

Las coloraciones respectivas son irregulares, por lo cual no se han diferenciado cartográficamente las calizas asalmonadas superiores de las calizas y margas grises y rosadas inferiores.

Por lo que respecta a la mitad occidental de la Hoja, se mantiene la individualización en dos tramos, el superior de ellos más calizo. Sin embargo, la potencia total del Maastrichtiense-Daniense se reduce de forma considerable, y mientras, al S., junto a la falla inversa de Usurbil, la formación se hace más caliza en su conjunto, al N., cerca de Orio, se acentúa el contenido en margas, inclusive en el tramo superior.

El alto contenido en fósiles de estos términos facilita inequívocamente la datación. Se ha establecido una edad Maastrichtiense para el tramo inferior, generalmente más margoso, rosado o gris, con *Globotruncana lapparenti tricarinata*, QUEREAU; *Gl. arca* (CUSHMAN), *Gl. gansseri*, BOLLI, etc. Por su parte, las calizas asalmonadas, que normalmente caracterizan al tramo superior, son del Daniense por contener, entre otras, *Globigerina daubiergensis*, BRONNIMAN, y *Globigerina triloculinoïdes*, PLUMMER.

Las láminas delgadas que se han estudiado dan siempre una composición micrítica para las calizas, siendo variable su contenido en arcilla. Hay muestras que han dado más del 93 por 100 de carbonato cálcico, mientras que otras no sobrepasan el 65-75 por 100. Como dato extremo se citan muestras recogidas en los puntos en los cuales la formación ostenta un carácter más arcilloso, y en ellos los análisis no dan más de un 35-45 por ciento de carbonato, correspondiendo el resto a la fracción arcilla y fósiles. Entre las litologías encontradas se pueden citar: micrita con algo de arcilla, micritas arcillosas y margas y margas arcillosas (shales y shales arcillosas). Todas pueden contener un porcentaje variable de restos fósiles.

1.3 Terciario

Comprende sedimentos desde el Daniense, ya mencionado, hasta el Eoceno Inferior. No existen materiales terciarios más recientes en la Hoja de San Sebastián.

Todas las formaciones terciarias tienen un marcado carácter flysch, y en algunas de ellas se superponen turbiditas con diferentes direcciones de aporte, lo que plantea interesantes problemas paleogeográficos; son importantes los cambios laterales en las facies.

Pertenece al Paleoceno Medio y Superior una formación que hemos llamado *Flysch Paleoceno de Guipúzcoa* y su evolución hacia el O. hasta dar facies de calizas detríticas y areniscas. Se han datado niveles del Eoceno Inferior en el resto del Terciario, que comprenden la *formación de Jaizquibel* y el *Flysch de Orio*, este último con idénticas características de sedimentación que las del Flysch Paleoceno.

Estas mismas formaciones terciarias, aunque con cambios laterales, están bien representadas en las vecinas Hojas de Irún y Jaizquibel, con cuyos datos se completa la presente descripción.

1.3.1 Paleoceno Medio-Superior (T₁₂₋₁₃^{A-A})

Para estas edades hay que distinguir entre las formaciones que se presentan al E. de San Sebastián y sus variaciones al O. de esta ciudad.

Aflora al E. de San Sebastián el Flysch Paleoceno de Guipúzcoa (T₁₂₋₁₃^{A-A}f), en el que alternan margas areniscas y limos. En el corte de la ría de Pasajes se ha podido datar con certeza la formación, con faunas del Paleoceno Medio-Superior (*Globorotalia pseudomenardii*, BOLLI; *Globígerina* cf. *linaperta*, FINLAY, y otras). La datación concuerda con la efectuada por otros autores (SAAVEDRA, 1971; KRUIT y otros, 1972), y por nosotros en las Hojas números 24-04 (Jaizquibel) y 25-04 (Irún) (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1975 a y 1975 b).

Un corte de la formación completa, 250-350 m., deja ver la repetida alternancia de niveles de turbiditas, que se intercalan entre otros de precipitación química. Los términos claramente detríticos suman alrededor del 25 por 100 de la potencia total. Las secuencias de los ciclotemas del flysch no suelen presentarse completas, de modo que siempre es posible encontrar secuencias truncadas en la base, carentes de su correspondiente intervalo de extrema gradación. Se reconocen en muchos bancos los intervalos de laminación paralela, laminación disturbada (convolute beds) y el episodio lutítico; algunas de las secuencias están truncadas en su cima.

La base de cada secuencia suele contener areniscas cuarzosas feldes-

páticas, con hasta el 5 por 100 de feldespatos; la litología del intervalo pelágico es de biopelmicritas limosas en paso a dismicrita, que terminan habitualmente en biomicritas arcillosas; son muy abundantes las huellas de muro.

La orientación regional de las huellas de corriente, especialmente los turboglifos, indica que la alimentación de este surco de flysch se hizo en el sentido E-O., coincidiendo aproximadamente con el trazado del eje mayor del surco sedimentario. Son turbiditas axiales.

Hacia el O. (al O. de San Sebastián) cambia la litología de los niveles paleocenos. Tomaremos como corte tipo de la nueva sucesión el realizado 3 km. al E. de Orio, a lo largo de un camino que parte del km. 17 de la carretera de San Sebastián a Bilbao, y asciende hasta el monte Talaigaña. En este corte afloran:

- a) Paquete de calizas grises masivas (T_{12}^A) (biosparitas con intraclastos), con un contenido de 96-98 por 100 de carbonato cálcico. Su potencia es variable y pueden llegar a acuñarse en su base; el espesor medio es de 40-65 m.
- b) Alternancia de calizas de grano fino (T_{12-13}^{AA}) (biomicrita más o menos arcillosa), con areniscas y algunos horizontes limosos; potencia de menos de 50 m. También este paquete se acuña hacia el E-NE.
- c) Bancos gruesos de 1-2,5 m. de areniscas feldespáticas (subarcosas y protocuarzitas pobres en fragmentos rocosos) (T_{12-13}^{AA}), espesor aproximado, 50 m. Hacia el O., junto a Zarauz, esta facies se prolonga hasta términos más antiguos, que llegan a contactar con el Daniense.

Las calizas grises masivas se superponen a un Paleoceno Inferior dado en este mismo corte. Sus faunas permiten la atribución al Paleoceno Medio [*Globorotalia compressa* (PLUMMER), *Glob. oclusa*, LOEBLICH y TAPPAN, etc.].

El paquete de alternancia de calizas y areniscas pertenece al Paleoceno Medio-Superior [*Globorotalia simulatilis* (SCHWAGER), *Glob. pseudomenardii*, BOLLÍ].

En fin, los bancos de areniscas feldespáticas se sitúan siempre por debajo del Eoceno Inferior.

1.3.2 Eoceno Inferior (T_2^{As})

También para el Eoceno se observan diferencias al E. y O. de San Sebastián. Al E. de San Sebastián, sobre el Flysch Paleoceno de Guipúzcoa, se sitúa directamente la formación de Jaizquibel. Es posible que en sus niveles basales todavía exista una parte del Paleoceno Superior, como

ocurre mucho más al E., en la playa de Fuenterrabía (CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, 1975 a); pero en las muestras recogidas en esta Hoja no se han encontrado faunas más bajas que las del Eoceno Inferior, con *Globigerina yeguaensis*, WEINZEL y APPLIN; *Acarinina aspensis* (COLOM), etc. Dataciones efectuadas por M. RUIZ DE GAONA, 1948, y C. KRUIT y otros (1972), con faunas bentónicas, coinciden con esta edad.

La Formación de Jaizquibel tiene una facies muy característica. Se dispone formando un arco que se extiende desde el Cabo Higuier hasta el monte Urgull, de San Sebastián. La formación comprende potentes bancos de areniscas de varios metros de espesor, de color amarillo y cuyo cemento es calcáreo. Entre estos gruesos bancos areniscosos se intercalan otros mucho más delgados de naturaleza arcillosa; en ocasiones las arcillas intercaladas son tan delgadas que los bancos detríticos se apoyan prácticamente unos sobre otros.

La litología de los niveles areniscosos corresponde a areniscas cuarzosas, y la de las finas intercalaciones alternantes, a lutitas con una cierta pizarrosidad. La acumulación de material detrítico es extraordinariamente importante en la Formación de Jaizquibel, como puede deducirse por la extensión de su afloramiento y por el fuerte buzamiento de las capas. Regionalmente supera los 1.000 m. de espesor.

El muro de los bancos detríticos presenta también abundantes huellas de corriente, las cuales indican un aporte de N. a S.

C. KRUIT, J. BROUWER y P. EALEY (1972) creen que el enorme acúmulo de material detrítico de Jaizquibel tiene el significado de un cono de deyección de aguas profundas (deep-water fan), alimentado por un posible cañón submarino que debió situarse 6 ó 7 km. al N. de la costa actual. La disposición en abanico de las huellas de corriente, la peculiar naturaleza litológica de la formación y su forma lenticular, a escala regional, parecen garantizar la verosimilitud de esta hipótesis.

Hacia el O., en el sector próximo a la ría de Orio, los términos finales del Eoceno Inferior corresponden a una formación con idénticas características que la de Jaizquibel. Aunque no se ve una continuidad formal entre ambas, parece indudable su afinidad. Los términos más altos, datados al E. de la desembocadura de la ría, siguen perteneciendo al Ypresiense. Creemos que la parte más baja de la formación, la que aflora sólo al E. de San Sebastián, se sutura lateralmente con el Flysch de Orio, que a su vez es coronado por términos todavía pertenecientes a la Formación de Jaizquibel. Parece probada la existencia de varios conos cuyos aportes llegan a la región en diferentes edades.

El Flysch de Orio ($T_2^{Aa}f$) aflora únicamente al O. de San Sebastián. La formación, con una potencia de unos 1.000 m., que puede aumentar algo hacia el E., mantiene las características de sedimentación enumeradas para

el Flysch Paleoceno de Guipúzcoa. De hecho, en algunos cortes, hay continuidad visible entre ambas formaciones Flysch, como ocurre al SO. del monte Igueldo.

En el Flysch de Orio, los niveles de ritmitas se muestran también truncados por su base y a veces en su cima. En la base de cada secuencia se suelen encontrar areniscas cuarzosas feldespáticas (5 por 100 de feldespatos), mientras que los intervalos pelágicos son de biopelmicritas limosas con transición a dismicritas, que terminan con biomicritas bastante arcillosas.

La dirección de aporte, deducida del estudio de huellas de corriente, es de E. a O. Son, en consecuencia, turbiditas axiales. Sin embargo, se intercalan entre ellas algunos niveles detríticos con un sentido de aporte de Norte a Sur, igual que el observado para los términos detríticos de la Formación de Jaizquibel.

Algunas de estas intercalaciones de turbiditas, producidas por aportes transversales a la cuenca, se han diferenciado en el mapa con el mismo símbolo T_2^{Aa} , indicándose con ello el parentesco genérico de estas areniscas con el resto de la Formación de Jaizquibel.

Todas las muestras recogidas al efecto dan faunas del Eoceno Inferior. En la base del Flysch de Orio se ha datado un Ypresiense Inferior, con asociaciones de: *Globigerina mckannai* (WHITE), *Acarinina intermedia* (SUBBOTINA), *Globorotalia simulatilis* (SCHWAGER), etc. Los niveles más altos siguen en el Ypresiense, también con microfaunas abundantes (*Globigerina yeguaensis*; WEINZERL y APPLIN; *Globorotalia crassata* (CUSCHMAN); *Globorotalia subbotinae subbotinae*, MOROZOVA, etc.).

1.4 CUATERNARIO (Q)

Las formaciones cuaternarias son poco importantes, continentales y netamente discordantes con las precedentes. Se limitan a los materiales acarreados por los cursos de agua y depositados generalmente en el lecho mayor de los ríos más importantes.

2 TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico es posible reconocer la superposición de dos orogénias: la herciniana y la alpídica. Pero, naturalmente, los materiales prehercánicos se han visto obligados a aceptar de alguna manera el acortamiento producido por las compresiones alpinas.

Durante la orogénesis pirenaica, los diferentes cuerpos rocosos se han comportado diferencialmente frente a los esfuerzos. A grandes rasgos se han diferenciado una cobertera, constituida por los sedimentos depositados

en el propio ciclo alpino, y un zócalo, que ya tenía impresa las estructuras más antiguas, hercínianas.

El término «zócalo» se puede utilizar y aplicar en nuestro caso con un sentido restringido, ya que sus constituyentes son en gran parte rocas fácilmente deformables y nada rígidas; excepción notable a lo que acabamos de decir, es el stock granítico de Haya, situado algo al E. de esta Hoja.

El despegue entre cobertera mesozoico-terciaria y zócalo paleozoico y la diferencia de estilo de cada uno de esos dos pisos tectónicos son claros. Pero ambos caracteres se subrayan más por la existencia de un Trías Superior plástico que por la disarmonía rigurosa de las estructuras de zócalo y cobertera, que podría haberse conseguido por comportamiento mecánico diferencial.

2.1 LAS ESTRUCTURAS HERCÍNICAS DEL NO. DE CINCO VILLAS

No todos los tipos de estructuras hercínicas del Macizo de Cinco Villas están representados en su parte noroccidental. La reducida extensión de Paleozoico que existe en este área y, por ende, el que sólo existan rocas carboníferas, impide sacar algunas conclusiones, claramente puestas de manifiesto algo más al E. (1).

Por la exagerada monotonía del Carbonífero, es imposible distinguir las grandes estructuras hercínicas en una observación directa sobre el terreno. Únicamente son perceptibles las micro y mesoestructuras, y no pueden ser cartografiadas estructuras de mayor orden.

Conviene hacer notar que los contactos mayores que limitan el Macizo son consecuencia de deformaciones alpinas. Ahora queremos emprender el análisis de la estructura interna, prealpina, del Carbonífero.

Ha sido publicado ya un estudio de los sistemas de pliegues superpuestos en el sector occidental de Cinco Villas (RICHTER, 1963, 1965). Este autor señaló la existencia de pliegues hercínicos de dirección N. a S., cuyo estilo no precisa, y de pliegues que supone alpinos de dirección E.-O.; ciertas estructuras de mayor tamaño, de dirección NNE.-SSO., situadas al E. de la Hoja de San Sebastián, podrían representar, según él, una segunda «tectogénesis» hercínica, cuyos rasgos no se pueden diferenciar en toda la región estudiada. Tanto en lo que toca a la interpretación del hercínico de Cinco Villas, como en lo referente a las estructuras de cobertera, mantenemos ciertas diferencias con las opiniones de D. RICHTER, diferencias que quedarán planteadas con la exposición que sigue.

Se han puesto de manifiesto varios sistemas de pliegues hercínicos sobreimpuestos, asociables en principio a otras tantas etapas de deformación.

(1) Para una visión regional de las estructuras hercínicas de Cinco Villas, remitimos al lector a la Hoja núm. 25-05 (Vera de Bidasoa).

De los varios sistemas de pliegues que parecen principales, el más antiguo (fase 1) se reconoce por la presencia de mesopliegues decamétricos que son isoclinales tumbados; desarrolla un crucero (esquistosidad) horizontal originalmente paralelo a los flancos de los pliegues (S_1). Comúnmente, en cualquier corte del Carbonífero, no se distinguen sólo superficies S_0 de estratificación, sino conjuntamente S_0 y S_1 paralelizadas; en muchas charnelas se aprecia con claridad la intersección de S_1 y S_0 , ya que S_1 es una superficie paralela a la axial de los pliegues tumbados.

La dirección del eje b de la fase 1 (ejes de los isoclinales tumbados, una vez restituidos al plano horizontal) es aproximadamente N.-S., con alguna dispersión hasta $15^\circ E$ y $15^\circ O$. Las pendientes axiales actuales llegan a alcanzar valores altos, pero resultan menores de $10-15^\circ$ si se ensaya la restitución hasta la posición original.

La superficie S_1 es de pizarrosidad (1), pero en el epígrafe de Petrología precisaremos que a lo largo de ella han crecido algunas micas detríticas y se han formado otros pequeños cristales de micas orientadas. La disposición de las micas de neoformación nos lleva a admitir la existencia de un metamorfismo de grado bajo (límite con anquimetamorfismo) que guarda relación con la fase 1 y es inmediatamente subsecuente a la deformación de esa fase.

La esquistosidad S_1 no es rigurosamente penetrativa más que cuando afecta a antiguos niveles lutíticos, en los que llega a borrar la traza de S_0 . En el mapa, por esto, se ha utilizado para el Carbonífero el signo de pizarrosidad, que es la superficie de referencia más común. Pero no hay que olvidar que la S_1 medida es subparalela a la estratificación, salvo en las charnelas isoclinales de la primera fase.

Casi siempre que hemos visto pliegues de fase 1 se encontraban plegados por otros más tardíos. De entre ellos hemos distinguido un grupo provisionalmente agrupado en una segunda fase de deformación (fase 2). Por el momento incluimos en la fase 2 pliegues de dirección media NE.-SO., con dos a tres máximos de concentración de ejes en los diagramas de proyección; junto con ellos aparecen otros NO.-SE. (también dirección aproximada), que podrían ser conjugados de los anteriores y, en consecuencia, de la misma fase.

Los mesopliegues de fase 2 son similares, con una cuerda de unos 10 m. y un crucero (esquistosidad) S_2 de plano axial, que se dispone en abanico poco abierto en algunas charnelas. Los planos axiales son próximos a la vertical, y cuando no es así creemos que están deformados por otros pliegues, lo que se ha comprobado en ocasiones.

(1) Se utiliza el término de pizarrosidad o estructura pizarrosa en el sentido que se define en el folleto sobre «notación de rocas ígneas y metamórficas» (MAGNA).

La esquistosidad S_2 no es penetrativa. En los niveles más competentes se hace de fractura, y en los más incompetentes, crénula a S_1 , convirtiéndose en esquistosidad de crenulación.

Un buen ejemplo de la superposición de estas dos fases de plegamiento y del estilo de cada uno de sus respectivos pliegues se halla en el corte de la trinchera de la carretera de Goizueta a Hernani. En el km. 44,3, que coincide con una curva pronunciada, se ha excavado recientemente una trinchera, en la que se reconstruye con toda nitidez las dos fases de plegamiento superpuestas; los pliegues isoclinales de fase 1 aparecen claramente plegados por los de fase 2 y en el mismo corte natural se puede estudiar la disposición relativa de S_0 , S_1 y S_2 .

Todavía, en ciertos afloramientos, se ven pliegues de fase 2, o simplemente S_2 , deformados por un tercer plegamiento, con pliegues de menor tamaño que los precedentes y con ejes oblicuos a los sistemas anteriores. Estos pliegues raramente llevan asociado crucero, y cuando lo tienen es muy grosero, espaciado y situado sobre uno de los flancos; los que se han visto tienen simetría monoclinica. Podrían representar una fase 3, pero no se descarta definitivamente la posibilidad de que estos pliegues, aún mal conocidos, correspondan a alguno de los conjugados de pliegues de la fase 2 y no sincrónicos con ellos; es posible también que sean alpinos.

Como estructura hercínica tardía se puede mencionar en este sector la esporádica presencia de «kink-bands», con su conocida asociación de dos sistemas conjugados, que se cortan en una zona en la que se desarrolla una clara tensión.

Todas las fases de deformación enumeradas hasta aquí afectan al Carbonífero y no a materiales más recientes. Probablemente, casi con toda certeza, son anteriores al Estefaniense y verosíblemente corresponden a movimientos intrawestfalienses.

2.2 LAS ESTRUCTURAS ALPIDICAS

Se incluyen en este apartado todas las estructuras que se desarrollan durante el ciclo alpino, aunque algunas de ellas sean precoces, con respecto a la edad de los movimientos principales.

Como rasgo estructural y regional debe señalarse la inflexión fuerte de las líneas estructurales en la porción SO. de la Hoja. Las direcciones de los pliegues pasan de N. 70 E. y E.-O., que son las generales de la terminación occidental del Pirineo, a las 60-70 O., propias de las montañas cantábricas. Este importante cambio de dirección se aprecia en el esquema estructural y en el esquema regional que acompañan al mapa; en ambos resalta la forma de arco en el trazado de las estructuras, con su concavidad hacia el mar (Arco Vasco de FEUILLÉE y RAT, 1970).

Entre las estructuras alpinas más destacadas hay que señalar varios ti-

pos de accidentes principales, como la estructura de borde del macizo de Cinco Villas, las estructuras diapíricas que afectan a la cobertera mesozoica y terciaria y los grandes pliegues y fallas inversas de la cobertera. Naturalmente que éste no es el orden cronológico en que se han originado.

Cabalgamiento de Ereñozu.—Hemos llamado así al accidente que, con una longitud superior a 18 km., se extiende desde los alrededores de Villabona hasta un poco más al E. del meridiano de Oyarzun, una vez rebasado Ergoyen.

Este mismo contacto fue estudiado por P. LAMARE (1936), pero sin que este autor hiciera resaltar concretamente su carácter de falla inversa. El autor francés describe con detalle el borde NO. del macizo de Cinco Villas, interpretándolo y resolviéndolo con una familia de pliegues volcados hacia el N., la mayor parte de los cuales muestran su continuidad especialmente desde el monte Adarra hacia el NE.

En nuestra opinión, el accidente principal que jalona el borde rectilíneo del macizo de Cinco Villas, es una falla inversa de un gran salto comprendido, según los cortes, entre 1,5 y 3 km. Este accidente produce fuertes arrastres y una escamación apretada en los términos triásicos, jurásicos y cretácicos.

Posiblemente en una primera etapa de funcionamiento del accidente se produjeron estructuras isoclinales en los materiales de la cobertera, materiales que tendían naturalmente a acuñarse hacia el S., por razones de trazado del borde de la cuenca sedimentaria. Los isoclinales serían ya volcados en su origen, apareciendo con la misma vergencia NNO. de la falla. Después, varios juegos de fallas satélites, con trazado más irregular y que aprovechan hasta cierto punto los trazados de la estratificación deformada por los pliegues primitivos, actúan junto con la falla inversa, de forma que se llegue a la completa disposición de detalle recogida en nuestro mapa. Las distintas escamas se acuñan hacia abajo como parece demostrarse, porque junto a Ereñozu, donde el corte natural es más profundo, se ponen en contacto directo el Carbonífero con el Cretáceo Superior. Esta situación se repite inmediatamente al S. de Oyarzun. En ambos sectores parece que la superficie de fallas es más tendida (basta observar el trazado cartográfico). En el corte I-I' se han dibujado dos escamas en las cuales los contactos estratigráficos entre los diferentes materiales sedimentarios buzan más que la superficie de falla en la primera escama y ocurre lo contrario en la segunda. La disposición variable de las fallas respecto a la estratificación es uno de los hechos que nos inducen a pensar que las superficies tectónicas son alabeadas, que cortan a estructuras isoclinales previas y que en parte de su recorrido pueden y deben aprovechar las trazas de la estratificación, paralelas a los planos axiales de los isoclinales.

En una vista global, el borde NO. del macizo de Cinco Villas se presenta

trazado por el desplazamiento del bloque sur de una falla inversa principal de gran salto, no muy tendida y vergente al NNO.; a ella se asocian fallas inversas satélites que delimitan escamas igualmente vergentes, constituidas por materiales mesozoicos.

Como se podía esperar, el Keuper arcilloso y plástico se aprovecha como el nivel despegue óptimo de toda la sucesión; es por esto que frecuentemente el Trías Inferior detrítico y más competente se deforma solidariamente con el Carbonífero. En los niveles más altos, el mayor contraste de plasticidad se da entre los materiales del Cretáceo Superior y del Albiense. Entre ambos, Keuper y Cretáceo Superior, con materiales favorables a la disarmonía, se sitúan las series desde el Jurásico hasta el Albiense, series que aparecen representadas más o menos completamente en las escamas.

Hacia el SO., las escamas van desapareciendo y el salto de la falla de Ereñozu se hace menor, menos de un kilómetro en las proximidades de Villabona, por lo cual el Carbonífero no llega a aflorar en las proximidades de la falla. Al O. del meridiano de Villabona el cabalgamiento se amortigua y debe quedar absorbido por el colchón plástico que supone el gran afloramiento de Keuper de Tolosa y Villabona.

Estructuras diapíricas.—Se han desarrollado merced a la plasticidad y menor densidad del Keuper, ocasionada por su contenido en sales.

Se distinguen dos tipos principales de diapiros, que aparecen netamente diferenciados en cartografía. Unos son equidimensionales, de forma subredondeada o a lo sumo levemente alargada en una dirección (cúpulas y domos diapíricos); en los otros, domina ampliamente la longitud sobre la anchura del afloramiento triásico (láminas y muros diapíricos).

En el primer caso, los materiales mesozoicos supratriásicos se disponen concéntricamente en el perímetro del asomo de Keuper, y en los segundos, una sucesión de franjas con diferentes materiales limitan por los flancos al Trías.

Esta diferencia geométrica entraña importantes consecuencias al establecer la génesis de los diapiros de la Hoja de San Sebastián. Creemos que los de forma subcircular se han formado por influencia de un campo de fuerzas fundamentalmente gravitatorio, sin la intervención decisiva de las fuerzas orientadas que han deformado la región; se originan, entonces, los diapiros por un flujo centrípeto de material poco denso hacia aquellas verticales con menor carga de materiales supratriásicos o con acúmulo inicial, por cualquier razón, del material potencialmente diapírico. Si concurren estas condiciones, se genera al principio una «almohadilla», producida por concentración de material salino y simultáneamente la periferia de la almohadilla, que paulatinamente va evolucionando hasta conformar un domo salino, sirve de asiento a un surco periférico. El surco facilita la concentración de una sobrecarga adicional de material sedimentario, más denso que el salino

y, si esto ocurre, el fenómeno de migración de la sal se autoceba, hasta conseguir la perforación, con la consiguiente elevación relativa del material menos denso.

Efectivamente existe un ejemplo de domo, el de Fagollaga, en el que el Keuper no ha llegado a perforar y que podríamos considerar como el resultado de un proceso diapírico abortado. La estructura final es de un domo algo alargado en el sentido E.-O., en cuyo centro afloran las areniscas y conglomerados albienses, que aparecen rodeados de términos cretácicos más altos.

En el caso de láminas y muros diapíricos, el Keuper finalmente perforante, se ha inyectado en relación con las fuerzas de compresión causantes de las estructuras anticlinales regionales y de las fallas inversas que las acompañan. Claro es que siempre es posible que las formas anticlinales se hayan fijado sobre diapiros precoces que quedarían englobados en una estructura de mayor tamaño. En cualquier caso, el resultado final es que la mayor parte del Triás implicado en esas estructuras, aflora actualmente por inyección forzada.

Entre las diapiros en forma de cúpula citaremos las de Oyarzun, monte de San Marcos-Martutene, Santiagomendi (los tres próximos a San Sebastián) y el de Urteta, cercano a Zarauz.

Al E. de Aya existe, además, otro pequeño diapiro (diapiro de Becoe-reca), pero parece asociarse lateralmente con la gran falla inversa de Usurbil.

Todas esas cúpulas diapíricas, junto con el afloramiento triásico de Villabona, serán descritas someramente a continuación. En cambio, los afloramientos de Keuper alargados (Hernani-Andoaín, lámina diapírica asociada a la falla de Usurbil y Keuper Basal de la escama de Pagoeta) se consideran al tratar los accidentes con que se relacionan.

Varias de las cúpulas diapíricas de la Hoja de San Sebastián han sido consideradas como isleos tectónicos (klippe) por otros autores (LAMARE, 1936; JEREZ, 1968). No coincidimos con esa opinión, porque el estudio detallado de los afloramientos nos induce a pensar en la autoctonía de las supuestas unidades.

Para el *diapiro de Santiagomendi*, considerado antes como el isleo del mismo nombre, la posición precisa de los materiales cretácicos circundantes proporciona a nuestro parecer una argumentación definitiva. En su borde N. y aprovechando el corte del camino que sube a Santiagomendi desde la carretera de Astigarraga a Oyarzun, se puede comprobar que el Cretácico Superior buza siempre hacia el S., penetrando por debajo del Keuper y del Lías Inferior cartografiados. Pero la serie cretácea está invertida, volcada hacia el N., como se demuestra por la posición del crucero, que corta oblicuamente a la estratificación; dicho crucero se inclina también hacia el S., pero con buzamiento menor que el de la estratificación.

El propio P. LAMARE (1936, págs. 73-74) señala que A. DEL VALLE y J. MENDIZABAL apuntaron la «pequeña anomalía» de que al SO. de Santiagomendi, cerca de la llanura aluvial del Urumea, el Cretáceo Superior reposaba directamente sobre el Keuper; sin embargo, él pensó que se trataba de un detalle «insignificante». Ciertamente más difíciles de precisar son las relaciones entre el diapiro y el afloramiento de Albiense situado al SE. La falta de condiciones de observación impiden tomar partido decididamente; es posible que con el hallazgo de nuevos afloramientos se termine por aclarar este problema.

El *diapiro de San Marcos* (ver corte I-I', de los que acompañan el mapa) no ofrece ningún detalle especial que comentar. Parece coalescente por el O. con la *cúpula de Martutene* (domo de Martutene, de P. LAMARE). Pueden ser dos cúpulas que se han umbilicado dando la apariencia de un diapiro único que tuviera dos máximos. Por esta razón, al ponerles nombre hemos mantenido los de San Marcos y Martutene.

El *diapiro de Oyarzun* no tiene particularidades dignas de ser descritas y su cartografía tiene, pensamos, suficiente detalle como para ilustrar sobre él.

El *diapiro de Urteta*, al S. de Zarauz, es otro de los que se han considerado como isleos (JEREZ, 1968). Es el estudio de su borde N. el que nos ha decidido por la autoctonía, ya que el complejo urgoniano del corazón del afloramiento queda soterrado en esa vertiente bajo el Terciario, que buza claramente hacia el N. inclusive; las torceduras cartográficas de las capas del flysch terciario al E. y O. de Zarauz abundan en esta hipótesis.

El afloramiento triásico de Villabona es el más extenso de toda esta Hoja, con un trazado irregular, aparentemente amiboide. Una observación minuciosa permite simplificar su forma hasta que nos parece con el trazado estrellado propio de las estructuras resultantes por interferencia de dos sistemas de pliegues que se cruzan. De sus cuatro brazos principales, en aspa, dos tienen dirección N. 75 O. y los otros dos N. 60 E., aproximadamente. Probablemente el abultamiento central se ha acentuado por migración del Keuper hacia la zona en que se cruzan dos estructuras anticlinales.

Pliegues y fallas inversas.—En toda el área de la Hoja se distinguen varias alineaciones coincidentes con ejes de pliegues. Las principales de ellas son el *sinclinal de Goiburu*, inmediatamente al N. de la falla de Ereñozu, que evoluciona lateralmente en un cierre perisinclinal hasta alcanzar por el NE. los domos de Fagollaga y Santiagomendi; el Anticlinal de Hernani-Andoain, con núcleo triásico inyectado, que se anastomosa por el NE. con los diapiros de Santiagomendi y San Marcos-Martutene, y el *sinclinal del Monte Andatza*, sinclinal colgado, limitado al N. por la *falla de Usurbil* y al S. por el anticlinal de Hernani-Andoain. Precisamente el borde S. de este sinclinal fue considerado por P. LAMARE como la escama de Burunza, pero pensamos que no hay tal escama, y en los cortes se aprecia la inversión

hacia el NO. de la serie cretácica, con buzamientos próximos a la vertical.

Al NO. de la falla inversa de Usurbil existe un afloramiento de Cretácico Superior, que llamaremos de Aguinaga, y que en el corte II-II', de los que acompañan al mapa, se ha interpretado mostrando una notable complicación estructural. Para esta interpretación se han tenido en cuenta todos los valores de buzamientos medidos principalmente en las proximidades de la falla de Usurbil. Pensamos que existe un anticlinal, que no se percibe claramente en superficie, en cuyos flancos se desarrolla una esquistosidad que los lamina (flanco sobre todo) y en cuyo núcleo se localiza posiblemente una falla de no muy grande salto que facilita la inyección del Keuper.

Mantendremos el nombre de *escama de Pagoeta* (RAT, 1959) para designar al conjunto de materiales mesozoicos que cabalgan hacia el E. el Cretácico de Aguinaga, y en cuyo frente de escama se sitúa la falla inversa de Aya. El contacto marcado por la falla inversa está salpicado de pequeños afloramientos de Keuper con ofitas trituradas. Este accidente representa la acción de los que genéricamente se consideran empujes cantábricos y parece recubrir a la serie cabalgada en una extensión de casi 2 km.

Así pues, entre los accidentes de plegamiento y fallas inversas que acabamos de enumerar, se distinguen los de dirección general ENE.-OSO., que parecen chocar con las direcciones cantábricas, representadas por la escama de Pagoeta. Es difícil decidir cuál de estos dos grupos de estructuras se ha desarrollado con posterioridad al otro. P. RAT hace consideraciones sobre la incurvación de la parte S. del sinclinal de Andatza, que no parecen sostenibles porque o no hay tal incurvación o por lo menos no es debida totalmente a empujes, puesto que puede justificarse como un ejemplo bien desarrollado de interferencia de dos sistemas superpuestos de pliegues que se cruzan. El propio sinclinal de Andatza está inscrito en unos contactos periféricos rectilíneos que coinciden aproximadamente con las mismas direcciones que se manifiestan en el afloramiento triásico de Villabona.

Por otra parte, el frente de la escama de Pagoeta tiene un trazado festoneado que parece deberse a la intersección con la topografía de una superficie plegada, según directrices ENE.-OSO.; con ello la falla de Aya resultaría ser algo anterior a los pliegues de dirección pirenaica.

Edad de las estructuras alpidicas.—Con los datos recogidos en la Hoja se sabe que son posteriores al Eoceno Inferior, ya que deforman a los materiales de esa edad. Sin embargo, por consideraciones regionales pueden estimarse como inmediatamente anteriores al Oligoceno.

Si hubiera de darse un orden de sucesión entre las distintas direcciones y estructuras alpinas, diríamos que la primera inestabilidad tectónica se debe a movimientos halocinéticos. En algunos casos se llega al diapirismo, que se hace más netamente perforante con el concurso de compresiones posteriores. El diapirismo podría ser en parte preeoceno o más antiguo.

Más tarde aparecen compresiones que parecen originar con alguna anterioridad los pliegues de dirección N. 60 O. e inmediatamente después los N. 70 E. y los E.-O. Fallas inversas, parcialmente singénicas de los pliegues, acentúan la distinción de ciertos compartimientos estructurales, establecidos previamente por los sistemas de pliegues cruzados y los diapiros y domos salinos; ciertamente algunos pliegues importantes tienen un trazado condicionado por la anisotropía que supone en la cobertera la existencia de un diapirismo previo al plegamiento.

Las fallas inversas exageran o determinan las vergencias; de entre ellas, la de Ereñozu y quizá alguna otra, ha funcionado hasta tiempos algo más recientes (parece cortar a algunos ejes de pliegues importantes).

Fallas con aparente componente de salto en dirección, como la de Hernio, se asocian al arqueamiento de las estructuras en la parte meridional de la Hoja, pero podrían considerarse relacionadas con los empujes que ocasionaron la escama de Pagoeta.

En fin, la historia tectónica de esta región finaliza con el juego de algunos sistemas de fallas normales, no muy importantes y cuyo trazado y direcciones predominantes se observan directamente en el mapa.

3 PETROLOGIA

Por el tipo de materiales aflorantes en la Hoja de San Sebastián no hay lugar a un verdadero capítulo de Petrología de rocas ígneas y metamórficas.

Únicamente cabe el estudio de los afloramientos de Ofitas, rocas diseminadas en innumerables afloramientos rodeados por el Trías, y hacer algunos comentarios sobre el bajo grado de metamorfismo sufrido por las pizarras carboníferas.

Las Ofitas.—Las Ofitas muestreadas son granudas, de grano fino, con textura holocristalina hipidiomorfa. Son abundantes los cristales de piroxeno augítico con hasta 30 ó 40 mm., con inclusiones de plagioclasa de hasta 0,5 mm., rodeados por pequeños cristales tabulares de plagioclasa, menas metálica, y productos de alteración. La plagioclasa es del tipo labradorita y entre los minerales accesorios son especialmente abundantes los opacos, probablemente magnetita y en menor proporción existen apatito y zircón. La alteración ha progresado uralitizando los piroxenos, que pasan a dar anfíboles del tipo de actinolita que se transforman en cloritas.

En algunos casos estas rocas calificadas bajo el nombre genérico de Ofitas presentan el carácter de serpentinitas constituidas por un entramado desorientado de crisotilo y antigorita, con las que coexisten carbonatos y menas metálicas.

No puede hacerse el análisis de los contactos de estas rocas con las rocas encajantes por cuanto, estando englobadas en el Trías, los contactos actuales están retocados por los movimientos halocinéticos de las masas plásticas envolventes.

El metamorfismo de las pizarras carboníferas.—Ya hemos indicado que existe recrecimiento preferente de micas detriticas, y neoformación de granos muy pequeños de micas de neoformación orientadas paralelamente a S_1 . Se ha insistido, además, en que la etapa de metamorfismo es ligeramente subsecuente a la fase 1 de pliegues isoclinales que en esta área aparecen tumbados.

No ha sido posible la identificación de los filosilicatos de neoformación, entre otras razones por su pequeñísimo tamaño de grano. Se hubiera necesitado además de un estudio completo por Rayos X para determinar las arcillas que precisan el umbral de aparición de metamorfismo.

Fuera de esta Hoja, al E. del río Bidasoa, C. HEDDEBAUT (1973) ha recogido muestras en el Devónico que han sido adecuadamente estudiadas. Entre los filosilicatos encontrados figuran los siguientes: illita, clorita, micas paragoníticas, pirofillita, etc.

Las asociaciones encontradas indican un metamorfismo regional ligero.

Precisamente el anquimetamorfismo de B. KUBLER se define por este tipo de paragénesis.

Como caracteres típicos de la zona anquimetamórfica presentes en las muestras estudiadas por HEDDEBAUT, se pueden citar: la ausencia de montmorillonita, presencia constante de illita y clorita, aparición de silicatos sódicos (micas paragoníticas y albita) y existencia de una verdadera pizarrosidad (nuestra equistósidad S_1).

El mismo autor que citamos señala el hecho anormal de que aparezca cloritoide. Nosotros lo hemos encontrado en la aureola de metamorfismo del stock granítico de Haya, ligado a metamorfismo térmico, posiblemente.

Creemos que los materiales carboníferos del NO. de Cinco Villas tienen un grado de metamorfismo comparable al señalado en las láminas delgadas que se han estudiado. Se reconocen todavía muy bien los caracteres del sedimento original, pero a los minerales propios de una diagénesis avanzada se añaden otros orientados, entre los que se pueden encontrar la illita, la clorita, etc. El Carbonífero de Cinco Villas es, pues, anquimetamórfico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Hay que separar dos períodos importantes dentro del espacio de tiempo en el que transcurre la historia de esta región, quedando ambos períodos perfectamente delimitados por un acontecimiento notable: el final del ciclo

orogénico hercíniano. Se puede distinguir entonces entre la historia antehercínica y la post-hercínica, que coincide con la alpina.

Del período antehercínico sólo se tienen datos concernientes a los momentos inmediatamente anteriores a la deformación, ya que sólo afloran los materiales carboníferos. Durante el Carbonífero se materializó una cuenca con cierta inestabilidad, que daría lugar a la sedimentación alternante de materiales de precipitación química y detriticos finos, con episodios de sedimentación más grosera (formación de areniscas y conglomerados). La inestabilidad se acentúa progresivamente, hasta alcanzar un máximo en el momento en que se inician las etapas de deformación que se han enumerado anteriormente y que constituyen propiamente la orogénesis hercínica. Finalmente emerge la Cordillera a finales del Paleozoico, iniciándose el desmantelamiento de sus relieves. Aquí termina el primer hito de la historia de esta región.

Durante el Pérmico se ha conseguido ya la destrucción de buena parte del edificio anteriormente construido, de manera que los materiales de esta edad y los triásicos llegaron probablemente a recubrir una penillanura. Durante el transcurso del Triásico, los relieves hercínianos, periféricos a esta región, se siguen desgastando y proporcionan cada vez sedimentos más maduros y de granulometría más fina. Hacia finales del Triásico Inferior se habría alcanzado prácticamente la peniplanización de estos relieves, y durante el resto del Triásico se manifiesta una cierta estabilidad. A principios del Jurásico se instala una cuenca marina, cuyos bordes festoneados determinan el que la nueva transgresión no cubra absolutamente toda el área; al menos la parte más oriental debió permanecer emergida y en esta situación estuvo bastante tiempo. El mar somero de comienzos del Jurásico es bastante uniforme. Hacia el Lías Medio aumenta la profundidad de la cuenca a la vez que disminuye el nivel energético de la misma. Se establece un régimen batial que determina la existencia de formaciones euxínicas y la abundancia de organismos planctónicos. Este régimen continúa en el Dogger y hacia finales de esta época se deja sentir una nueva inestabilidad que altera la cuenca, desarrollando una sedimentación limosa; la inestabilidad se acentúa al principio del Malm y comienza la formación de calizas arenosas en el Calloviense y Oxfordiense.

Al final del Oxfordiense tiene lugar una regresión que puede representar a los movimientos neokimméricos. Se depositan entonces materiales en aguas marinas someras, aunque esta sedimentación esté restringida a las zonas próximas al Macizo, que ha permanecido emergido. Hacia el NE. no existen muestras de tal sedimentación y es posible que incluso se estuvieran erosionando materiales más antiguos, o bien que la regresión se hubiera efectuado en esa zona con anterioridad, como parece apuntar la falta de materiales del Dogger y Malm Inferior.

Al final de Neocomiense tiene lugar una nueva transgresión; la región queda en gran parte inundada por un mar poco profundo de aguas limpias

agitadas y con una temperatura relativamente elevada, que favorece la formación y el crecimiento de construcciones arrecifales. Sigue siendo importante el aporte de material terrígeno procedente de las zonas emergidas adyacentes y de esta manera alternan los sedimentos terrígenos con las calizas arrecifales y las resultantes de la propia destrucción de los arrecifes. El límite de costas debía situarse en las proximidades del actual borde del Macizo de Cinco Villas, como se atestigua por la reducción de las series del complejo urgoniano en las proximidades de dicho macizo. Durante el Albiense ocurre una nueva elevación generalizada, la inestabilidad se hace grande y se suceden las transgresiones y regresiones restringidas. La sedimentación de niveles de areniscas, conglomerados, etc., en aguas someras, indica la existencia de bloques elevados. La inestabilidad se vuelve a hacer notar hacia finales de esta edad, en el momento en que comienzan a desarrollarse nuevos episodios detríticos gruesos.

El Cretácico Superior se inicia con una importante transgresión que no obstante ciertas fluctuaciones que dan lugar a algunos hiatos, se generaliza. Al final, el carácter transgresivo se acentúa o posiblemente quedan sumergidos bloques que no lo habían estado en toda la anterior historia mesozoica.

Simultáneamente se desarrolla una importante subsidencia que favorece la enorme acumulación de materiales. Pero esta cuenca es inestable y la inestabilidad se hace sentir con el desarrollo de formaciones de Flysch. Llegamos de esta manera al Maastrichtiense, en que la cuenca se torna tranquila y esta tranquilidad se extiende a los primeros tiempos terciarios, pero durante el Paleoceno Medio se acentúa una nueva inestabilidad que progresa hasta que se alcanza la segunda mitad del Eoceno, momento en que se pliegan y emergen los materiales anteriormente formados. El principio del Oligoceno marca la etapa que conduce hasta las formas de relieve actuales.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Actualmente no hay una sola mina activa en esta Hoja, si no se consideran como tales las explotaciones de yeso con caolín en el Trías entre Aduna y Asteasu. El material que se extrae de estas explotaciones es fundamentalmente yeso, con algo de caolín en la proximidad de masas ofíticas. El origen de este caolín no ha sido aún bien estudiado. Por un lado, parece podía provenir de una acción hidrotermal sobre las ofitas del Trías, como sucede frecuentemente en el norte de Navarra. La presencia de yeso abundante y replegado hace difícil esta explicación, y apunta hacia un origen sedimentario.

Anteriormente se han explotado lignitos en las facies «Weald» de Aya y de Hernani. El lignito, de baja calidad, hoy día no tiene interés económico.

Un yacimiento de hierro próximo al Alto de Meñaca dio lugar a una explotación de cierta importancia que se transportaba por cable aéreo hasta la cinta. Hoy día está también abandonada.

En el Carbonífero que se encuentra en la parte SE. de la Hoja, perteneciente al macizo de Cinco Villas, aunque no hay explotaciones, es posible la existencia de algún filón ácido con siderita, cuarzo, fluorina, blenda y galena del tipo de las que se encuentran en la misma formación en las Hojas núms. 25-05, 24-06 y 25-06, en la proximidad del límite de esta Hoja. Esta zona no ha sido investigada metódicamente aún en cuanto a sus posibilidades mineras.

Son frecuentes las explotaciones de calizas para áridos en el Aptiense. Así, las canteras de Santa Bárbara, en Hernani; del Burunza, en Urnieta (dos canteras), y en la zona de Txoritoquieta, entre Astigarraga y Rentería (dos canteras).

En esta misma zona se encuentran tres canteras de «mármol» rojo.

Para producción de cemento se explotan margas en la cantera de Arrobieta (Maastrichtiense) y calizas en la cantera de Azpibola (Aptiense) en Andoain.

En Lezo se explotan areniscas silíceas en el Paleoceno.

Hay explotaciones de gravas y arenas en los aluviones del río Urumea, en Hernani, y de arenas en el Paleoceno entre Orío y Zarauz.

Existen otras canteras, con explotación menos intensiva, localizadas en las formaciones de areniscas del Buntsandstein y en las calizas del Daniense. En ambos casos se extraen bloques de dimensiones adecuadas para aplicar a la construcción, siempre de una manera restringida.

Otras canteras se sitúan sobre yacimientos de Ofitas, utilizadas para la construcción de firmes.

Desde el punto de vista hidrogeológico hay que señalar que el número de manantiales es tan alto que representa una tarea ingente el enumerarlos y visitarlos someramente. Todo ello está condicionado por la alta pluviometría de esta región, que además se encuentra casi uniformemente repartida a lo largo de todo el año.

Con esta elevada pluviometría y con series con niveles suficientemente permeables, es lógico que las reservas de aguas subterráneas sean elevadas, hecho favorecido por las características estructurales.

De los materiales capaces de almacenar agua en cantidad importante se pueden destacar algunos niveles de mayor continuidad de las calizas urgonianas. Estas calizas no tienen una porosidad importante, pero por fracturación y redisolución kárstica pueden llegar a contener frecuentes vías que permiten la circulación de aguas subterráneas. Sus cambios de facies hasta niveles arcillosos, y en general la base limosa del urgoniano, son buenos sellos para estos acuíferos más o menos localizados.

Las aguas subterráneas pueden quedar acumuladas asimismo en los ni-

veles calizos y dolomíticos de la base del Jurásico, frecuentemente brechoides y porosos y disponiendo de unos materiales altamente impermeables en su base, como son las arcillas del Keuper.

Existen por añadidura rocas que tienen una buena porosidad primaria, como pueden ser los términos más gruesos del Albiense detrítico. En estos casos la porosidad primitiva puede quedar localmente aumentada por dislocaciones y diaclasamiento.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R. (1906).—«El País Vasco en las edades geológicas». *Bol. I.G.M.E.*, t. XXVIII, pp. 45-71.
- AZPEITIA MOROS, F. (1933).—«Datos para el estudio del flysch de la Costa Cantábrica y de algunos otros puntos de España». *Bol. I.G.M.E.*, t. 53, pp. 1-65.
- BERTRAND, L. (1911).—«Sur la structure del Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, t. 152, pp. 639-642.
- (1920).—«A propos des brèches cénomaniennes de la région Sous-Pyrénéenne». *C. R. Somm. S. G. F. Paris*, pp. 112-113.
- BRINKMANN, R. (1961).—«Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne». Livre á la mémoire du Prof. P. FALLOT, t. I, pp. 291-299.
- CAMPOS y GARCIA-DUEÑAS, V. (1975 a).—«Memoria explicativa de la Hoja 24-04 (Jaizquibel)». *I.G.M.E.*
- (1975 b).—«Memoria explicativa de la Hoja 25-04 (Irún)». *I.G.M.E.*
- CIRY, R. (1951 b).—«L'évolution paléogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé Inférieur». *I.G.M.E.*, Libro Jubilar, Madrid, t. II, pp. 17-51.
- DAHM, H. (1966).—«Stratigraphie und Palaogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien)». Tesis. *Un. Bonn, Beih. Geol. Jb.*, Hannover, vol. 44.
- FEUILLÉE, P. (1963).—«La base du Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre espagnole)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 256, pp. 2.640-2.642.
- (1964).—«Sur l'âge cénomanien des Calcaires a caprines des Pyrénées basques occidentales». *C. R. Som. Soc. Géol. de France*, fac. 5, pp. 90-92.
- (1970).—«Y a-t-il des flysch pyrénéens?». *Bull. de la Soc. Géol. de France*, 7 sér., t. XII, n.º 4, pp. 603-611.
- (1971).—«Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanién Pyrénéo-Cantabrique; problèmes d'environnement sédimentaire». *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, t. 9, pp. 277-311.
- FEUILLÉE, P., y NEUMANN, M. (1963).—«Les facies à alveolinides du Cénomanién dans le Nord de l'Espagne». *C. R. Som. Soc. Géol. de France*, fasc. 7, pp. 221-223.
- FEUILLÉE, P., y SIGAL, J. (1965).—«La transgression du Crétacé Supérieur (flysch nord-pyrénéen) sur le massif de Cinco Villas». *Bull. Soc. Géol. de France*, 7 sér., t. VII, pp. 45-55.

- (1965).—«Les calcaires de Behobie (Basses Pyrénées), France et Guipuzcoa, Espagne». *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, pp. 2.016-2.019.
- FEUILLÉE, P., y RAT, P. (1970).—«Le déplacement du matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétacé pyrénéo-cantabrique)». *C. R. Som. Géol. de France*, fasc. 2, t. 60-61.
- (1970).—«Structures et Paléogéographies Pyrénéo-cantabriques». *Histoire Structural du Golfe de Gascogne*, t. I, pp. 1-48.
- FOURNIER, E. (1913).—«Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales». *Bull. Soc. Geol. France*, 4.^e sér., t. XIII, pp. 183-211.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1946).—«Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretáceo y nummulítico de España». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 15, pp. 109-165.
- (1950).—«Breve noticia sobre hallazgos paleontológicos en el Paleozoico de los Pirineos Vascos». *Est. Geol.*, n.º 11, pp. 245-247.
- (1956).—«Observaciones geológicas en el flysch cretáceo nummulítico de Guipúzcoa». *Monogr. Inst. «Lucas Mallada». Inv. Geol.* n.º 15, 47 p.
- (1958).—«Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipúzcoa. El Vraconiense de Septarias de Motrico». *Not. y Com. I.G.M.E.*, n.º 50 (2), pp. 3-21.
- HEDDEBAUT, C. (1973).—«Etudes géologiques dans les Masifs Paleozoiques Basques». *Thèse Université des Sciences et Techniques de Lille*.
- HERM, A. (1963).—«Mikropalaontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreide flysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nord-Spanien)». *Z. deutsch. Geol. Ges.*, Hannover, t. 115.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—«Mapa Geológico de España. Escala: 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 40 (Jaizquibel)».
- JEREZ MIR, L. (1968).—«Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia de Guipúzcoa». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXIX-II, pp. 16-21.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M., y RUBIO, V. (1971).—«Estudio Geológico de la provincia de Guipúzcoa». *Mem. I.G.M.E.*, n.º 79, 130 p.
- JUCH, D., y SCHAFFER, D. (1971).—«L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arzakun dans la partie orientale du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)». *Actas del VI Congreso Int. de Estudios Pirrenicos* (Bagnères de Bigorre), 18-22 Sept.
- KRUIT, C.; BROUWER, J., y EALEY, P. (1972).—«A Deep-water Sand Fan in the Eocene Bay of Biscay». *Nature Physical Science*, vol. 240, pp. 59-61.
- LAMARE, P. (1923).—«Sur quelques particularités de la structure du Pays Basque espagnol y sur le caractère tectonique de la région». *Bull. Soc. Geol. France*, t. XXIII, pp. 185-192.

- (1925).—«Sur quelques points de la tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées». *Bull. Soc. Geol. France*, t. XXV, pp. 287-297.
- (1936).—«Recherches géologiques dans le Pyrénées basques d'Espagne». *Mém. Soc. Géol. de France*, Nouv. sér., t. XII fasc. 1-4, 463 p.
- LOTZE, F. (1946).—«Elementos estructurales dirigidos al NE. que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales». *Pub. Estr. sobre Geol. de España*, t. III, pp. 301-313.
- MATTAUER, M. (1968).—«Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne». *Rev. de Géographie Phys. et de Géol. Dynam.*, t. X, fasc. 1, pp. 3-12.
- MENDIZABAL, J. (1951).—«Contribución al estudio del Triásico en Guipúzcoa». *Libro Jubilar del I.G.M.E.*, t. II, pp. 427-436.
- MORRE, N., y THIEBAUT, J. (trad. de M. C. López de Azcona) (1966).—«Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trías Inferior de los Pirineos». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, n.º 81, pp. 77-101.
- MULLER, J. (1967).—«Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales». *C. R. Ac. Sc.*, ser. D, t. 265, pp. 400-402.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España». *Mem. del I.G.M.E.*, t. 78, tres volúmenes.
- RAT, P. (1959).—«Les Pays crétacés Basco-cantabriques (Espagne)». *Publications de l'Université de Dijon*, t. XVIII, 525 p.
- (1963).—«Problemes du Crétacé Inferieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne». *Geol. Rundschau*, t. 53, pp. 205-220.
- REQUADT, H. (1971).—«Aperçu sur la Stratigraphie et les facies du Denovien Inferieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne». *Act. VI Congreso internacional de Est. Pirenaicos Bagnères de Bigorre*.
- RIGHTER, D. (1963).—«Uber Querfaltung in den Spanischen Westpyrenaen». *Geol. Mitt.*, pp. 185-196.
- (1965).—«Faltenachsen, Lineare und das Alter der Pragungen in den Westpyrenaen». *Max Richter-Festschrift*, pp. 97-110. Clausthal-Zellerfeld.
- RUIZ DE GAONA, M. (1948).—«La fauna principalmente nummulítica de la serie terciaria guipuzcoana». *Est. Geol.*, n.º 9, pp. 133-158.
- SAAVEDRA, J. L. (1971).—«Caracteres micropaleontológicos de la serie estratigráfica de Guipúzcoa». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Sección I, t. I, pp. 403-420.
- SCHMIDT, G. (1943).—«El Paleozoico del Pirineo español». *Trad. publ. Alem. sobre Geolog. de España*, C.S.I.C., t. III, pp. 100-195.
- (1952).—«Nuevas faunas namurienses en los Pirineos occidentales de España (Navarra y Guipúzcoa)». *Pub. Extr. sobre Geol. de España*, t. VI, pp. 7-25.

- SITTER, L. U. de (1960 b).—«Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees». *Geologie Mijnb.*, t. 39, pp. 189-194.
- TEICHMULLER, M. (1953).—«Sobre el metamorfismo y las facies de los carbones del Cretáceo Inferior de Hernani (Guipúzcoa) y Utrillas y Esteruel (Teruel)». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, n.º 31, pp. 87-97.
- VALDES LEAL, J. (1964).—«Sobre la tectónica del triángulo Irún-Oyarzun-Monte Aya (Guipúzcoa)». *Est. Geol.*, t. XX, n.º 3-4, pp. 285-298.
- ZEILLER, R. (1895).—«Notes sur la flore des gisements houillers de la Rhune et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées)». *B.S.G.F.* (3), t. XXIII, pp. 182-189.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA